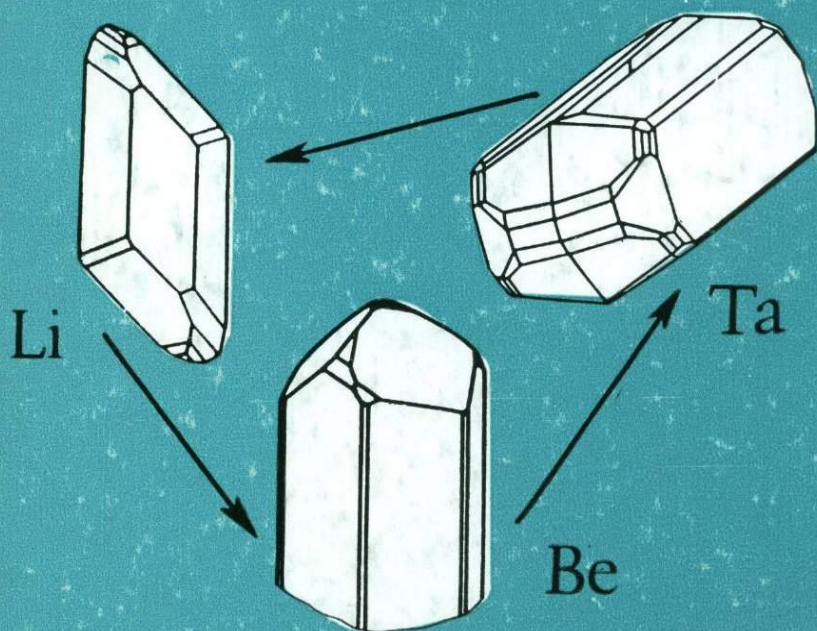
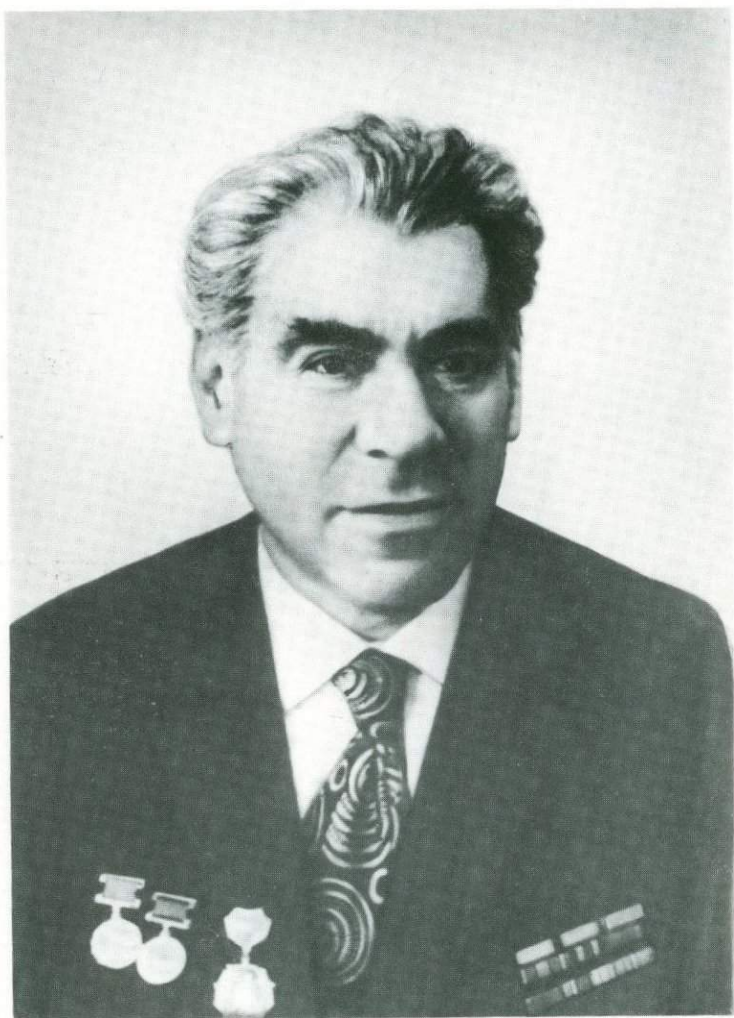


# Проблемы генетической и прикладной минералогии





*Анатолий Ильич Гинзбург  
1917—1984 гг.*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
Московское отделение

# Проблемы генетической и прикладной минералогии

Ответственные редакторы:

д-р геол.-минерал. наук *С.В. Малинко*,  
д-р. геол.-минерал. наук *Е.И. Семенов*

5233



МОСКВА "НАУКА"  
1990



Проблемы генетической и прикладной минералогии. — М.: Наука, 1990. — 256 с. — ISBN 5-02-002682-4

Сборник содержит серию статей, в которых рассматриваются проблемы типоморфизма, процессов образования и изменения минералов пегматитовых, карбонатитовых, гидротермально-метасоматических и других типов месторождений, вопросы поисковой и технологической минералогии, а также минералогии новых видов минерального сырья, большой вклад в развитие которых внесли А.И. Гинзбург и его школа.

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук  
*Н.Н. Мозгова, А.Е. Лисицын*

Редактор *Т.Б. Гришина*

Problems of genetic and applied mineralogy. — М.: Nauka, 1990 — 256 p. — ISBN 5-02-002682-4

Collection contains a number of articles, considering problems of typomorphism, processes of formation and alteration of minerals of pegmatitic, carbonatite, hydrothermal metasomatic and other types of deposits, problems of prospecting and technological mineralogy, and also mineralogy of new species of raw materials in which development A.I. Ginzburg and his school made a valuable contribution.

Reviewers:

Doctors of geology and mineralogy  
*N.N. Mozgova, A.E. Lisitsin*

Editor *T.B. Grichina*

П 1804020000-075 366—90, I  
055(02)—90

© Всесоюзное минералогическое общество,  
Московское отделение. 1990.

ISBN 5-02-002682-4

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга подготовлена Московским отделением Всесоюзного минералогического общества и Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС) как дань светлой памяти лауреата Государственной премии СССР доктора геолого-минералогических наук, профессора Анатолия (Натана) Ильича Гинзбурга (1917—1984 гг.) — выдающегося советского минералога и геохимика, крупнейшего знатока эндогенных месторождений редких металлов, Почетного члена и члена Президиума ВМО, заместителя председателя его Московского отделения, руководителя отдела минералогии ВИМСа и первого председателя Научного совета по методам минералогических исследований Министерства геологии СССР.

Авторы сборника — сотрудники ряда московских научно-исследовательских институтов, отраслевых и академических (ВИМС, Мингео СССР, ИГЕМ АН СССР, ИМГРЭ, Гиредмет, ИЛСАН); в большинстве своем это соратники и ученики Анатолия Ильича, а также его друзья и коллеги по совместной работе в МО ВМО.

Для развития в нашей стране минералогических исследований, для широкой пропаганды современных достижений и возможностей минералогии, для их продвижения в геологоразведочную практику А.И. Гинзбург за последнюю четверть века своей научной деятельности сделал столько, что лишь очень немногие из числа советских минералогов могут быть в этом отношении поставлены в один ряд с ним.

Только теперь, с уходом Анатолия Ильича из жизни, мы постепенно осознаем все значение его научных достижений, подлинный масштаб его личности как ученого. Он внес весьма весомый вклад в минералогию и геохимию редких элементов и в изучение их месторождений, возродил, а по существу создал заново основные научные направления современной прикладной минералогии.

Среди многогранных научных интересов А.И. Гинзбурга центральное место, несомненно, занимали проблемы генетической и прикладной минералогии, что определило название и проблематику сборника, посвященного его памяти.

Книга состоит из четырех тематических разделов. Первый из них носит мемориальный характер. Он открывается вводной статьей с анализом итогов научной деятельности Анатолия Ильича. Далее, как яркий образец собственного научного творчества А.И. Гинзбурга,

помещена его статья об основных проблемах прикладной минералогии. Эта работа впервые увидела свет в 1984 г., незадолго до кончины ее автора. Она как бы завершает собой обширный цикл статей, посвященных различным аспектам прикладной минералогии, которые были опубликованы Анатолием Ильичем в последнее десятилетие его жизни.

Мы настолько свыклись со многими оригинальными идеями А.И. Гинзбурга, что подчас воспринимаем их ныне как нечто, само собой разумеющееся; между тем, в действительности они принадлежат Анатолию Ильичу — фактическому создателю современной прикладной минералогии, он высказал их первым, и об этом напоминает воспроизводимая в данном сборнике его обобщающая статья.

Завершается мемориальный раздел короткой заметкой первооткрывателей нового минерала — гидростанната железа, которому в честь А.И. Гинзбурга присвоено название натанит.

Второй раздел сборника, самый большой по объему, посвящен различным аспектам генетической минералогии, прежде всего проблеме типоморфизма минералов, которой А.И. Гинзбург уделял особое внимание. В этом разделе помещены также несколько статей, относящихся к гранитным пегматитам. Как известно, Анатолий Ильич посвятил много времени и сил изучению редкометалльных гранитных пегматитов; именно в этой области он справедливо считается непосредственным преемником А.Е. Ферсмана — основоположника учения о пегматитах.

В состав раздела входят исследования по типоморфизму минералов редких элементов и по генетической минералогии их месторождений. Именно этот круг вопросов составлял основной предмет исследований Анатолия Ильича на протяжении всей его жизни. К ним близки также работы по минералогии вольфрама, в которых акцентируются особенности минеральной зональности его месторождений. Этот вопрос живо интересовал А.И. Гинзбурга, особенно в последние годы, когда он успешно привлекал такого рода зональность к решению задач поисковой и технологической минералогии. Заканчивает раздел интересная работа по экспериментальной минералогии.

В небольшом третьем разделе сгруппированы исследования отдельных минералов, преимущественно минералов редких элементов. Значительное место отведено рассмотрению проблемы микрогетерогенности минеральных систем, которой А.И. Гинзбург придавал первостепенное значение как в теоретическом, так и в прикладном плане.

Наконец, четвертый раздел книги охватывает статьи методического характера. Их появление в сборнике далеко не случайно. Не считая себя минералогом-методистом, Анатолий Ильич тем не менее свободно ориентировался в современных методах минералогических исследований, прекрасно знал их возможности и области применения, умел ставить перед методистами актуальные научно-исследовательские задачи. Он ясно сознавал, что неперенными условиями дальнейшего прогресса минералогической науки являются развитие и совершенствование ее методического аппарата, повышение разрешающей способности, прецизионности и чувствительности приборов, ис-

пользуемых для изучения минералов, перевод минералогических исследований на количественную основу. Поэтому в заключительном разделе сборника первое место отведено статье о метрологическом обеспечении минералогических исследований. Вслед за ней помещена обзорная работа, посвященная применению люминесцентных методов при решении задач прикладной минералогии. Обе эти статьи вполне правомерно рассматривать как своего рода дополнение к справочнику "Методы минералогических исследований" (М.: Недра, 1985. 480 с.), редактирование которого Анатолий Ильич закончил буквально за несколько дней до смерти.

Последние три статьи методического раздела, завершающие сборник, касаются одного из важнейших направлений прикладной минералогии — технологической минералогии, ее содержания, задач и различных методических подходов к их решению.

В целом, по мнению составителей, содержание сборника довольно полно отражает основные направления научной деятельности А.И. Гинзбурга. Большинство помещенных в нем статей демонстрирует стремление их авторов к творческому развитию идей Анатолия Ильича. Это дает основание говорить о том, что в советской минералогической науке сложилась и продуктивно работает научная школа А.И. Гинзбурга; ее существование и успешная деятельность является лучшим памятником большому ученому, столь внезапно покинувшему нас.

Л.Г. Фельдман, И.И. Куприянова  
НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ А.И. ГИНЗБУРГА

Анатолий Ильич Гинзбург вошел в историю отечественной геологической науки как один из ведущих советских минералогов и геохимиков, крупнейший специалист в области геологии редкометалльных рудных месторождений.

А.И. Гинзбург родился (1 марта 1917 г.) и вырос в семье известного геолога и геохимика, одного из основателей учения о корках выветривания, видного теоретика геохимических методов поисков полезных ископаемых, профессора И.И. Гинзбурга. Мальчик рано обнаружил яркую одаренность и тягу к исследовательской работе. Пример отца, всю жизнь посвятившего науке, всегда служил для сына эталоном, по которому он выверял свои планы и дела. 15-летним подростком он пришел в Институт прикладной минералогии (ныне ВИМС), так начался его путь в геологическую науку.

В 1940 г. А.И. Гинзбург окончил с отличием Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе и получил квалификацию инженера-геолога по специальности "Геология и разведка месторождений полезных ископаемых". Анатолий Ильич всю жизнь высоко ценил свое инженерное образование, считая, что только благодаря ему смог снискать широкую известность как один из лучших в стране экспертов по прогнозной оценке месторождений редких металлов. Он прекрасно умел компетентно анализировать и направлять геологоразведочные работы, основательно разбирался в вопросах промышленной оценки месторождений и подсчета запасов.

В центре научных интересов А.И. Гинзбурга с самого начала стояла минералогия. В студенческие годы он неоднократно участвовал в полевых работах, проводимых Минералогическим музеем АН СССР, и, еще учась на последнем курсе МГРИ, опубликовал в Трудах Ильменского заповедника свою первую, датированную 1940 г. минералогическую работу "Некоторые новые данные к минералогии горы Лохматой в Ильменских горах" (в соавторстве с В.И. Крыжановским).

Начало Великой Отечественной войны А.И. Гинзбург встретил во время прохождения действительной службы в Красной Армии после окончания МГРИ. С первых ее дней он на передовой. После полученного в первом же бою серьезного ранения под городом Остров на Псковщине и длительного лечения в госпитале молодой солдат вновь на фронте, но вскоре получает второе ранение, сопровождаемое тяжелой контузией. Случилось это в Пушкинских горах, близ села Михай-

ловское, при обороне мест, дорог сердцу каждого гражданина нашей страны. За этот бой младший сержант, помкомвзвода пулеметной роты А.И. Гинзбург был награжден медалью "За отвагу". После выписки из госпиталя он был демобилизован как инвалид войны.

В мае 1942 г. А.И. Гинзбург начинает работать (рис. 1) в Институте геологии АН СССР, где продолжает исследования редкометальных пегматитов Казахстана (им была посвящена еще его дипломная работа). В 1944 г. он переносит эти исследования в Минералогический музей Академии наук СССР. В стенах музея Анатолий Ильич плодотворно проработал 12 лет. Здесь он сформировался и достиг творческой зрелости как ученый, крупный знаток литиевых пегматитов. Большое влияние на весь его творческий путь оказало личное общение с академиком А.Е. Ферсманом. Деятельность молодого исследователя привлекла к себе пристальное внимание маститого ученого, особенно заинтересовали его собранные А.И. Гинзбургом минералогические коллекции. В день своего отъезда на лечение в Сочи, откуда он уже больше не вернулся, Александр Евгеньевич заехал в последний раз в музей, где встретился и долго беседовал с Анатолием Ильичом, подробно рассматривал его новый каменный материал, намечая программу дальнейших исследований. А.И. Гинзбург стал последним из московских минералогов, тесно общавшимся с А.Е. Ферсманом непосредственно перед его кончиной.

В 1945 г. А.И. Гинзбург защищает кандидатскую диссертацию по одному из полей редкометальных пегматитов Казахстана. При изучении этих пегматитов он впервые в СССР находит, к тому же в промышленных концентрациях, поллучит — главный рудный минерал цезия, известный своей трудной диагностикой. В 1948 г. первооткрыватель был удостоен Государственной премии СССР.

В 1955 г. А.И. Гинзбург блестяще защитил докторскую диссертацию; это его исследование было отмечено премией Президиума Академии наук СССР. Диссертационная работа Анатолия Ильича представляла собой глубокое обобщение и критический анализ данных по геологии, минералогии и геохимии литиевых пегматитов всего мира; в качестве исследователя редкометальных



пегматитов он, по общему признанию, выступил в ней как прямой преемник и продолжатель А.Е. Ферсмана.

В августе 1956 г. А.И. Гинзбург уже как один из ведущих в стране специалистов в области геологии, минералогии и геохимии месторождений редких элементов получил приглашение Министерства геологии СССР перейти на работу во Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС). С тех пор в течение 28 лет Анатолий Ильич был неразрывно связан с ВИМСом. Здесь он организовал большой научный коллектив по изучению месторождений редких элементов, а с 1966 г. возглавил вновь созданный отдел минералогии. Кроме того, с 1977 г. А.И. Гинзбург являлся председателем Научного совета по методам минералогических исследований, т.е., по существу, осуществлял научное руководство всей минералогической службой Министерства геологии СССР.

В области изучения месторождений редких металлов сфера научных интересов А.И. Гинзбурга резко расширилась: наряду с пегматитами (им был посвящен и его доклад на XXVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в августе 1984 г.) в поле его зрения попали новые, нетрадиционные генетические и формационные типы редкометалльных месторождений.

Трудно переоценить значение деятельности А.И. Гинзбурга в ВИМСе и в качестве научного куратора Мингео СССР как по созданию и структурной перестройке отечественной минерально-сырьевой базы редкометаллической промышленности, так и по разработке основных направлений прикладной минералогии и внедрению минералогических исследований в геологоразведочную практику.

За участие в открытии богатого флюорит-редкометалльного месторождения нового генетического типа Анатолий Ильич в 1972 г. вторично стал лауреатом Государственной премии СССР.

За годы его работы в ВИМСе при авторском участии и под редакцией А.И. Гинзбурга было издано несколько монографий по фундаментальным проблемам минералогии и геохимии редких элементов и геологии их месторождений, а также 35 выпусков серии "Геология месторождений редких элементов" (1958—1968 гг.), получивших большую известность среди советских геологов и сыгравших важную роль в их ознакомлении с новейшими достижениями науки и практики в этой области. Всего список научных трудов А.И. Гинзбурга включает около 300 названий.

В течение длительного времени Анатолий Ильич состоял членом редколлегий ряда периодических изданий, таких, как "Геология рудных месторождений" и "Геохимия" АН СССР, "Разведка и охрана недр" Министерства геологии СССР (несколько лет был заместителем главного редактора журнала), "Минералогический журнал" АН СССР и АН УССР, являлся членом Ученых советов ВИМСа, ИГЕМ АН СССР, некоторое время ГЕОХИ АН СССР, в последние годы — Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР. Высоким авторитетом он пользовался в кругах минералогической общественности страны, был избран Почетным членом, членом Президиума

и Ученого совета Всесоюзного минералогического общества, заместителем председателя его Московского отделения. Человек яркого таланта и большого личного обаяния, влюбленный в жизнь, в науку и всегда полный оригинальных идей, которыми щедро одаривал не только своих сотрудников, но и работников других организаций, Анатолий Ильич сразу же располагал к себе, привлекая сердца способной молодежи. Он был постоянно окружен учениками и соратниками; под его научным руководством свыше 40 аспирантов и соискателей защитили кандидатские диссертации, а 10 его учеников стали докторами геолого-минералогических наук. Фактически им создана целая научная школа советских геологов, минералогов и геохимиков-редкометаллургов.

Член КПСС с 1944 г., А.И. Гинзбург всю жизнь самым активным образом участвовал в общественной жизни трудовых коллективов, в которых он работал, особенно много внимания уделяя работе с молодыми учеными.

Блестящий лектор и докладчик, А.И. Гинзбург неоднократно читал циклы лекций по общей и прикладной минералогии и по геологии месторождений редких элементов в МГРИ, МГУ, по линии различных курсов и Института повышения квалификации при Мингео СССР. Под его руководством был с большим успехом проведен ряд тематических выставок на базе павильона "Геология" ВДНХ СССР, различных отраслевых школ и семинаров; он был награжден золотой медалью ВДНХ СССР.

Вскоре после завершения XXVII Международного геологического конгресса в Москве, в сентябре 1984 г., А.И. Гинзбург вылетел в Одессу, где Украинское Минералогическое общество проводило Всесоюзную конференцию по минералогической кристаллографии. Выступление на этой конференции оказалось последним в его жизни. 15 сентября 1984 г. он скоропостижно скончался.

Какое же научное наследие оставил нам Анатолий Ильич?

В его деятельности как ученого четко просматриваются четыре основных направления:

- 1) минералогия, геохимия и геология гранитных пегматитов, особенно редкометалльных;
- 2) изучение эндогенных месторождений редких металлов (преимущественно литофильных);
- 3) генетическая минералогия и геохимия ряда редких элементов в эндогенных процессах;
- 4) прикладная минералогия в широком плане (разработка общих проблем и развитие частных направлений).

Рассмотрим более подробно основные научные результаты, полученные А.И. Гинзбургом по всем указанным направлениям его исследований.

А.И. Гинзбург внес большой вклад в дальнейшее развитие учения о пегматитах, созданного А.Е. Ферсманом. Совместно с Г.Г. Родионовым им разработана формационная классификация гранитных пегматитов (1960 г.), базирующаяся на принципе глубинности их формирования. Эта геологическая в своей основе классификация с незначительными коррективами взята сейчас на вооружение подавляющим большинством исследователей гранитных пегматитов как в нашей стране, так и за рубежом, независимо от того, какой генетической концепции они придерживаются. В монографии "Основы геологии гранитных пегматитов" (1979 г.) А.И. Гинзбургом с соавторами показано, что пегматиты разной формационной принадлежности существенно различаются по характеру связи с магматизмом и метаморфизмом, структурным условиям локализации и способу образования; это определяет специализацию каждой пегматитовой формации на те или иные виды полезных ископаемых. Проанализировав глобальные закономерности размещения редкометалльных пегматитов, А.И. Гинзбург и В.В. Архангельская установили приуроченность полей редкометалльных пегматитов древних платформ к специфическим структурам типа геосинклинальных трогов (протогеосинклиналей, палеорифтов), что имеет чрезвычайно важное практическое значение для правильного направления поисковых работ.

А.И. Гинзбургом выявлены основные закономерности геохимической направленности пегматитового процесса применительно к редкометалльным пегматитам и, в частности, показана ведущая роль их в геохимии смены режима щелочей на последовательных стадиях формирования пегматитов  $Ca + Na - K - Na - K$ . Именно этот фактор в основном определяет изменение состава и парагенезиса породообразующих и редкометалльных минералов в ходе пегматитового процесса.

После открытия месторождений ряда редких элементов (прежде всего тантала), связанных с так называемыми редкометалльными гранитами, близкими по геохимической специализации пегматитам, А.И. Гинзбург провел сравнительный анализ процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов, показав, что они обнаруживают близкую аналогию в геохимических тенденциях эволюции соответствующих рудно-магматических систем, а также занимают, по существу, одинаковую позицию в ряду магматической дифференциации, представляя собой конечные продукты дифференциации гранитоидных комплексов. Основное различие между редкометалльными гранитами и пегматитами геологическое, оно сводится к разной глубинности их формирования: малой в первом случае и значительной во втором. В рамках развитой А.И. Гинзбургом (совместно с Л.Г. Фельдманом) и доложенной на I Международном геохимическом конгрессе в Москве (1971 г.) "пегматитовой модели" формирования редкометалльных гранитов они рассматриваются как гипабиссальные аналоги редкометалльных пегматитов.

Развивая представления А.Е. Ферсмана об обменном взаимодействии пегматитов с вмещающими породами и возникновении "ксенолитных" минералов, А.И. Гинзбург в нескольких работах (для различных пегматитовых провинций) проследил роль вмещающих пород в формировании пегматитов, акцентируя внимание на процессах выноса редких элементов из пегматитов и их рассеяния в минералах боковых пород.

Еще в 1957 г. А.И. Гинзбург (совместно с Д.И. Горжевским) рассмотрел принципиально важный вопрос о соотношениях пегматитов и гидротермальных кварцевых жил, показав, что переходы между теми и другими — в противоположность господствовавшим в то время взглядам — отсутствуют, и даже их сонахождение в единых рудных полях представляет собой достаточно редкий случай в силу резких различий в геологических условиях формирования пегматитов, с одной стороны, и гидротермальных жил — с другой.

А.И. Гинзбургом в развитие концепции А.Е. Ферсмана даны четкие определения основополагающих понятий о пегматитах и пегматитовом процессе, отражающие современный уровень знаний.

Наиболее значительны достижения А.И. Гинзбурга в области изучения минералогии редкометалльных (литиевых) пегматитов. Из большого числа статей по минералогии литиевых пегматитов, опубликованных в период с конца 40-х до начала 60-х годов, особую научную ценность представляют работы, которые можно условно объединить в два цикла: исследования по минералогии литиевых силикатов и по минералогии зоны окисления литиевых пегматитов.

Работы А.И. Гинзбурга по минералогии силикатов лития и цезия без всякого преувеличения следует назвать классическими. Им были детально и очень точно описаны противоречивые генетические взаимоотношения сподумена, петалита и эвкриптита в пегматитах, получившие адекватную интерпретацию лишь много лет спустя, на основе новейших моделирующих физико-химических экспериментов. При изучении процессов эндогенного изменения петалита и сподумена он впервые дал правильное объяснение специфических закономерных кварц-сподуменовых сростаний, широко распространенных в пегматитах. А.И. Гинзбург показал, что они развиваются за счет петалита как псевдоморфозы распада по реакции  $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10} - \text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + 2\text{SiO}_2$ . Такая трактовка принята сейчас всеми исследователями литиевых пегматитов в нашей стране и за рубежом. Образование по сподумену псевдоморфоз циматолита и онкозина четко увязалось с последовательностью развития аутометасоматических процессов на поздних стадиях пегматитового процесса.

А.И. Гинзбург был первым, кто правильно интерпретировал природу кукита как литиевого хлорита, рассмотрел основные закономерности изоморфизма в группе литиевых слюд, детально изучил поллуцит и процессы его изменения (причем был дискредитирован так называемый "цезий-сподумен" П. Квенсела), а также эндогенные фосфаты редкометалльных пегматитов (амблигонит-монтебразит, литиофилит-трифилин, триплит и др.).

А.И. Гинзбург явился в отечественной науке пионером в изучении коры выветривания редкометалльных пегматитов; он описал процессы экзогенного изменения сподумена, петалита и поллуцита, сопровождающиеся полным выщелачиванием лития и цезия, но главное внимание уделил продуктам изменения фосфатов ряда трифилин—литофилин, триплита и др., представленным целой гаммой гипергенных фосфатов железа и марганца. Результаты, полученные А.И. Гинзбургом в его исследованиях зоны окисления редкометалльных пегматитов, имеют, помимо чисто научного, также важное практическое значение при поисках и оценке пегматитовых месторождений по выходам. При изучении минералогии литиевых пегматитов А.И. Гинзбургом были открыты три новых минерала класса фосфатов: крыжановскит (1950 г.), оксичилдренит (1950 г.) и магниотриплит (1951 г.). Более 20 минералов найдено им впервые на территории СССР.

Широкую известность получили также исследования А.И. Гинзбурга по генетической минералогии тантало-ниобатов в пегматитах, впервые четко установившие закономерную приуроченность последовательно возникающих минералов этой обширной группы к определенным парагенезисам породообразующих минералов и тем самым — их место в стадийности пегматитового процесса. В частности, А.И. Гинзбургом впервые было отмечено широкое распространение в пегматитах явлений распада или замещения ряда танталовых минералов (стибиотанталита, микролита и др.) с образованием поздних минеральных фаз на заключительных стадиях формирования пегматитов.

Но не меньшее значение, чем полученные им конкретные результаты, имеет для нас сам стиль минералогических исследований А.И. Гинзбурга. Его работы по минералогии редкометалльных гранитных пегматитов отличаются необыкновенной тщательностью выполнения, подчас поистине ювелирной техникой, тонкой наблюдательностью и глубиной интерпретации с отчетливо выраженной генетической направленностью мышления. Через детальный анализ последовательности возникновения и генетических взаимоотношений минералов он стремился подойти к выявлению общих закономерностей пегматитового процесса, к расшифровке геологических и геохимических условий минералообразования в пегматитах.

### **ИЗУЧЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ**

А.И. Гинзбург фактически стоял у колыбели создания отечественной минерально-сырьевой базы таких литофильных редких металлов, как литий, цезий, бериллий, тантал, ниобий, иттрий и лантаноиды (особенно иттриевой подгруппы), отчасти цирконий, гафний, рубидий. В значительной степени благодаря руководителю соответствующего подразделения ВИМСа и научного куратора Министерства геологии СССР по ряду редких металлов структура нашей редкометалльной сырьевой базы приобрела свой современный облик. В ВИМСе А.И. Гинзбург широко развернул работы по комплексному изучению промыш-

ленных редкометалльных месторождений, принадлежащих различным генетическим классам и формационным типам. Наряду с пегматитами под научным руководством А.И. Гинзбурга изучались редкометалльные карбонатиты, альбититы и другие типы полевошпатовых метасоматитов, танталоносные и колумбитоносные гранитоиды, грейзеновые и особенно гидротермальные месторождения бериллия и редких земель. Многие из перечисленных новых типов месторождений редких металлов были впервые в нашей стране, а отчасти и в мире выдвинуты в качестве перспективных промышленных типов именно А.И. Гинзбургом и коллективом его сотрудников.

Одним из первых в Советском Союзе А.И. Гинзбург поднял проблему карбонатитов как наиболее перспективного типа месторождений ниобия. Выпуском, озаглавленным "Редкометалльные карбонатиты" (1958 г.), открылось издание серии "Геология редких элементов". В последующие годы благодаря широкому размаху геологоразведочных работ и их целеустремленной направленности в СССР было выявлено и изучено значительное число кольцевых массивов щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, в той или иной степени оценено связанное с ними разнохарактерное оруденение (включая редкометалльное), выделены главные минеральные типы руд (пироклоровые и гатчеттолитовые карбонатиты и сопровождающие их апатит-магнетитовые руды с гатчеттолитом и бадделитом), выяснены основные закономерности размещения карбонатитовых комплексов, стадийность формирования, рассмотрено их зональное строение и распределение различных типов руд.

Крупная сводная работа по генезису карбонатитов, объективно и всесторонне трактующая различные, в том числе и спорные, аспекты этой сложной проблемы, опубликована А.И. Гинзбургом (совместно с Е.М. Эпштейном) в известной монографии "Генезис эндогенных рудных месторождений", изданной в 1968 г. под редакцией акад. В.И. Смирнова. Большой объем работ проведен под руководством А.И. Гинзбурга по изучению минералогии карбонатитов — как отдельных минералов (особенно минералов редких элементов), так и общих закономерностей эволюции редкометалльной минерализации в ходе карбонатитового процесса.

Наиболее важная работа А.И. Гинзбурга по карбонатитам датируется 1983 г. В статье, написанной им совместно с В.С. Самойловым и озаглавленной "К проблеме карбонатитов", была разработана развернутая формационная классификация карбонатитов, включающая три карбонатитовые формации. Помимо "классических" карбонатитов, приуроченных к щелочным ультраосновным массивам центрального типа, авторы выделили еще две формации: карбонатиты, парагенетически связанные со щелочно-габброидным магматизмом, часто несущие редкоземельное оруденение, и карбонатиты линейных зон фенитизации, вообще не обнаруживающие видимой связи с интрузивным магматизмом, но тоже часто рудоносные (в таких месторождениях известно пироклоровое, гатчеттолитовое и апатитовое оруденение).

Второй выпуск серии "Геология месторождений редких элементов"

(1958 г.) был посвящен колумбитоносным гранитам. Построенный на материале Северной Нигерии, он послужил толчком к поискам аналогичных месторождений в Советском Союзе. Эти поиски оказались весьма успешными и привели к выявлению двух близких типов тантало-ниобиевых месторождений: метасоматически измененных щелочных (рибекитовых) гранитов с преимущественно колумбитовым оруденением и сходных с ними по составу, но метаморфогенных щелочных полевошпатовых метасоматитов с редкоземельно-пироксеновым оруденением; последние развиваются вдоль зон глубинных разломов и непосредственно с магматизмом не связаны.

Значительное внимание было уделено А.И. Гинзбургом также проблеме танталоносных редкометальных гранитов, о чем уже упоминалось выше.

Исследования месторождений бериллия, выполненные А.И. Гинзбургом с сотрудниками, коренным образом изменили ранее существовавшие представления об условиях концентрации бериллия в земной коре и произвели настоящий переворот в сырьевой базе бериллия. Ко времени начала этих работ практически единственными источниками получения бериллия являлись гранитные пегматиты и отчасти грейзены, а главным и, в сущности, единственным его рудным минералом считался берилл.

В результате проведенных им и его сотрудниками исследований А.И. Гинзбург сделал ряд важнейших выводов, которые имели решающее значение для коренного пересмотра привычных взглядов на геохимию бериллия и условия его концентрации в земной коре:

1) в геохимической миграции бериллия в постмагматических процессах определяющую роль играет фтор. Связывание фтора во флюорит кальцийсодержащими породами приводит к распаду фторидных комплексов и к отложению бериллия, поэтому оптимальными породами для концентрации бериллиевого оруденения являются известняки и базиты;

2) наиболее продуктивны в отношении бериллиевого рудообразования не высокотемпературные постмагматические, а собственно гидротермальные условия;

3) самые богатые бериллиевые руды формируются в связи с гранитоидами не нормального, а субщелочного ряда (граносиенитами и т.п.).

В качестве первоочередных объектов для поисков А.И. Гинзбург и Н.П. Заболотная выдвинули месторождения гидротермальных флюорит-фенакит-бертрандитовых метасоматитов среди карбонатных толщ. И действительно, параллельно в СССР и в США были выявлены богатые бериллиевые месторождения новых генетических и формационных типов, которые имеют ряд преимуществ перед традиционными пегматитовыми. А.И. Гинзбург и Н.П. Заболотная разработали основные принципы классификации бериллиевых месторождений, в которой выделение рудных формаций определяется комплексом факторов: минеральными парагенезисами; тектоническими условиями и глубиной формирования оруденения; петрохимическим типом ру-

догенерирующих гранитоидов; составом вмещающих пород; физико-химическими параметрами рудообразования.

Результаты детальных исследований геологии, минералогии, закономерностей образования и размещения гидротермальных месторождений бериллия, занимающих ныне доминирующее положение в его сырьевой базе, нашли отражение в трехтомной монографии (1975—1977 гг.), составленной коллективом исследователей (Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова, М.И. Новикова, В.Т. Шацкая, Е.П. Шпанов) при ведущем участии и под научной редакцией А.И. Гинзбурга.

Рассмотрев все многообразие перспективных формационных типов месторождений бериллия, А.И. Гинзбург установил, что определяющими факторами в их возникновении следует считать геологоструктурное положение месторождений и обстановку проявления процессов тектоно-магматической активизации, с которыми в большинстве случаев связано формирование бериллиевого оруденения. Анализируя возможные причины многообразия бериллиевых минералов, характерного для большинства перспективных типов месторождений, А.И. Гинзбург выяснил, что по мере повышения щелочности материнских магматических пород закономерно меняются и минеральные формы нахождения бериллия в постмагматических месторождениях; это связано с амфотерным характером алюминия и с изменением его роли в силикатах, а также подвижности в зависимости от щелочности минералообразующей среды. Минералы бериллия, содержащие алюминий (берилл, хризоберилл, эвклаз), типичны для месторождений, связанных с гранитами нормального ряда. Они сменяются силикатами бериллия (фенакитом, гелвином, берtrandитом, лейкофаном, мелинофаном, гадолинитом) в случае связи месторождений с субщелочными и щелочными гранитами и с зонами полевошпатового метасоматоза. Для еще более щелочных материнских пород — нефелиновых сиенитов — типичны силикаты бериллия и натрия (эвидимит, эпидидимит, чкаловит). А.И. Гинзбург подчеркивал, что эта общая тенденция может осложняться вследствие влияния вмещающих пород и различной глубинности формирования месторождений.

Значительный объем работ был выполнен под руководством А.И. Гинзбурга и по изучению гидротермальных месторождений редкоземельных элементов; этот материал изложен в двух выпусках серии "Геология месторождений редких элементов".

Обобщение и анализ всех данных по геологическим условиям образования и локализации эндогенных редкометалльных месторождений позволили А.И. Гинзбургу высказать и обосновать такие принципиально важные положения, как связь редкометалльного оруденения либо с кислым, либо (чаще) со щелочным магматизмом и соответственно приуроченность большинства типов месторождений редких металлов к зонам тектоно-магматической активизации древних платформ, срединных массивов или областей завершенной складчатости; месторождения, генетически связанные с гранитами (как правило, с поздними интрузивными фазами дифференцированных магматиче-



Рис. 2. А.И. Гинзбург, 1965 г. (в карьере Ковдорского рудника, Кольский полуостров)

ских комплексов), возникают на заключительных этапах развития складчатых областей.

Еще в 1961 г., в специальном выпуске серии "Геология месторождений редких элементов" (N 4), А.И. Гинзбург дал первую детальную классификацию редкометалльных месторождений, известных к тому времени; в этой же книге были сформулированы основные поисковые критерии их главных типов. По существу она содержала развернутую программу будущих поисковых работ на редкие металлы и действительно оказала большое влияние на все последующее раз-

витие и выбор основных направлений поисков месторождений редких элементов. Конечно, в дальнейшем эта классификация была значительно уточнена, в том числе и в статьях самого же А.И. Гинзбурга (в соавторстве) по геологии месторождений лития, цезия, тантала и ниобия, помещенных в известной монографии "Рудные месторождения СССР" (т. 3; 1974 и 1978 гг.), а также в вышеупомянутом трехтомнике по месторождениям бериллия и в составленном А.И. Гинзбургом разделе III ("Редкие элементы") вузовского учебника "Курс рудных месторождений" под редакцией акад. В.И. Смирнова (1981, 1986 гг.). Но основные принципы классификации и сейчас сохраняют свое значение.

Среди исследований А.И. Гинзбурга по общим вопросам геологии и генезиса месторождений редких металлов особое место занимают четыре его работы: статья 1967 г. "Некоторые проблемы образования эндогенных редкометалльных месторождений" (журнал "Геология рудных месторождений", N 5), в которой суммирован материал по новым генетическим и рудноформационным типам, и три статьи последнего десятилетия жизни Анатолия Ильича: об источниках рудного вещества в редкометалльных месторождениях (1975 г.), о вертикальной зональности редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами (1976 г.), и об эволюции редкометалльной минерализации в ходе геологической истории Земли (опубликовано посмертно, в конце 1984 г.).

Весьма плодотворной является неоднократно высказывавшаяся А.И. Гинзбургом мысль о том, что рудоносный гранитный массив, его жильные производные, вмещающие и перекрывающие породы с ореолами экзоконтактных и метасоматических изменений, а также гидротермальные дериваты (кварцевые и другие жилы) следует рас-

5233

смаивать как единую рудно-магматическую систему, имеющую свою характерную внутреннюю структуру (которая проявляется прежде всего в латеральной и вертикальной зональности) и развивающуюся в соответствии с присущими ей внутренними закономерностями.

А.И. Гинзбург посетил (рис. 2) большинство редкометальных месторождений нашей страны и многим из них дал прогнозную оценку на ранних стадиях геологоразведочного процесса; на разведываемых объектах он бывал неоднократно, оказывая непосредственное влияние на методику и направление их изучения и промышленной оценки. Он был хорошо знаком по личным впечатлениям также со многими редкометальными месторождениями Китая и Чехословакии.

Таким образом, в области изучения редкометальных месторождений мы обязаны А.И. Гинзбургу выдвижением и характеристикой целого ряда новых типов месторождений, существенно расширивших набор генетических классов и формационных типов месторождений, которые рассматриваются в общем учении о рудных месторождениях. Он оставил нам в качестве научного наследия также постановку и разработку ряда принципиальных проблем геологии и генезиса редкометальных месторождений, таких, как зональность оруденения, источники рудного вещества и эволюция редкометальной металлогении в истории земной коры; его оригинальный подход к решению этих вопросов особенно интересен для будущих исследователей в методологическом плане.

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В научном творчестве А.И. Гинзбурга минералогия и геохимия органически связаны, представляют собой неразрывное единство. Его минералогические исследования проникнуты геохимическим мышлением, а геохимические, в свою очередь, базируются на минералогических и вытекают из них. Большое значение он придавал рассмотрению факторов, определяющих рассеяние и концентрацию редких элементов в эндогенных процессах, считая важнейшими из этих факторов геохимические (особенно средство к летучим) и кристаллохимические (присутствие кристаллохимически близких петрогенных аналогов, обуславливающее возможность рассеяния редких элементов в решетках порообразующих минералов; соотношение ионных радиусов редких и петрогенных элементов, определяющее накопление в конечных продуктах дифференциации элементов с большим или, наоборот, очень малым радиусом иона).

Ряд работ А.И. Гинзбурга посвящен особенностям геохимии редких щелочных элементов — лития (в соавторстве с О.Д. Ставровым), рубидия и цезия. В частности, рассматривая геохимическое поведение лития в пегматитовом процессе, он впервые акцентировал внимание на том, что на поздних, по существу гидротермальных, стадиях формирования редкометальных пегматитов литий проявляет тенденцию к образованию низкотемпературных слоистых силикатов типа кукеита. В дальнейшем при минералогических исследованиях околорудных ореолов близповерхностных гидротермальных

(сурьмяно-ртутных, золото-серебряных и т.п.) месторождений было обнаружено широкое развитие в них слоистых силикатов лития — низкотемпературных тонкочешуйчатых слюдок, хлоритов, смешанослойных образований типа Li-тосудита.

А.И. Гинзбург подчеркнул также кристаллохимическую близость иона  $\text{Li}^+$  к  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , указав на существование литиевых аналогов многих магнезиально-железистых силикатов (слюд, амфиболов, пироксенов и др.).

В геохимии рубидия, согласно трактовке А.И. Гинзбурга, определяющим моментом является его кристаллохимическое сходство с калием, вследствие чего он всегда рассеивается в калиевых минералах: полевых шпатах, слюдах и т.д. Однако то обстоятельство, что ионный радиус  $\text{Rb}^+$  больше, чем таковой  $\text{K}^+$ , ведет к относительному и абсолютному накоплению рубидия в конечных продуктах магматической дифференциации (например, в калиевых минералах редкометалльных пегматитов), а также в продуктах высокотемпературного метасоматического изменения гранитов и вмещающих пород (например, в слюдах некоторых грейзенов). Что же касается геохимического поведения цезия, то оно определяется экстремально большим размером иона  $\text{Cs}^+$ . В силу этого цезий накапливается не столько в калиевых минералах, сколько в минералах, кристаллическая структура которых содержит широкие каналы и полости, где могут разместиться крупные ионы цезия, независимо от состава самих минералов. Цезий концентрируется, например, в астрофиллите, кордиерите, поздних бериллах пегматитов и т.д. Кроме того, большой радиус иона  $\text{Cs}^+$  обуславливает резко проявленную у него сорбционную способность, благодаря которой он накапливается, например, в некоторых кислых водосодержащих вулканических стеклах типа перлитов.

Интересную работу опубликовал А.И. Гинзбург в 1959 г. по геохимии германия, четко показав, что в зависимости от величины окислительно-восстановительного потенциала и общей геохимической обстановки германий в эндогенных процессах ведет себя то как литофильный ( $\text{Ge}^{4+}$  в окислительных условиях — аналог  $\text{Si}^{4+}$ ), то как халькофильный ( $\text{Ge}^{2+}$  в восстановительных условиях, в некоторых сульфидных месторождениях) или сидерофильный (в некоторых железных рудах) элемент. А.И. Гинзбург подчеркнул также резко проявленную у германия способность к сорбции и образованию соединений с органическими (в том числе гуминовыми) кислотами, что определяет его поведение особенно в экзогенных процессах и, в частности, тенденцию к накоплению в месторождениях ископаемых углей.

Но наиболее значимые минералого-геохимические исследования проведены А.И. Гинзбургом по бериллию; имеются в виду в основном его работы по геохимии и минералогии бериллия в гидротермальном процессе.

А.И. Гинзбургом (совместно с И.И. Куприяновой) было показано (1972 г.), что минеральный состав руд гидротермальных месторождений бериллия определяется не только химизмом (щелочностью) рудогенери-

рующих гранитоидов, но также и большим влиянием состава вмещающих пород (кислые или основные алюмосиликатные, ультраосновные силикатные, карбонатные — известковые или магнезиальные).

А.И. Гинзбургу (совместно с В.Т. Шацкой) принадлежит одна из первых работ по геохимии и минералогии бериллия в коре выветривания, а именно статья 1966 г. о гипергенных фосфатах бериллия и условиях их образования

Совместно с Э.И. Иовчевой А.И. Гинзбург разработал и обосновал минералого-геохимические критерии связи месторождений бериллия с магматизмом; в этой работе, опубликованной в 1975 г., рассмотрен, в частности, вопрос о кислых плагиоклазах как концентраторах бериллия; показано, что коэффициент распределения бериллия между магматическим расплавом и водным раствором (или флюидом) зависит в большой степени от основности плагиоклаза материнских гранитоидов.

Весомый вклад сделан А.И. Гинзбургом в создание фундаментальной монографии "Титано-тантало-ниобаты", представляющей собой наиболее современную сводку по их кристаллохимии, химизму, физическим свойствам, условиям нахождения и образования в земной коре; в этой монографии (1974 г. совместно с С.А. Горжевской и Г.А. Сидоренко) А.И. Гинзбургу принадлежат все разделы, касающиеся генетической минералогии титано-тантало-ниобатов.

Незадолго до смерти А.И. Гинзбург опубликовал этапную статью "Генетическая минералогия: проблемы и задачи" (1983 г.), в которой наметил перспективы развития генетической минералогии как научного направления, включая учение о типоморфизме минералов, указав в качестве одной из наиболее актуальных задач дальнейшей разработки последнее выявление и создание системы взаимосогласованных типоморфных признаков парагенных минералов.

## ПРИКЛАДНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Это последнее по счету, но отнюдь не по важности направление заняло центральное место в научном творчестве и практической деятельности А.И. Гинзбурга начиная с 1976—1977 гг. Заключительный период его жизни был в основном посвящен развитию и пропаганде эффективного применения минералогических методов в геологоразведочной практике. Он много выступал по этим вопросам на самых различных форумах, проводил школы и семинары в разных городах страны, организовывал тематические передвижные выставки на ВДНХ СССР и Союзных республик, наконец, опубликовал обширный цикл статей по всем основным аспектам прикладной минералогии и (в соавторстве с Г.А. Сидоренко и В.И. Кузьминым) широко известную монографию "Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ" (1981 г.).

В последние годы своей деятельности А.И. Гинзбург пользовался всеобщим признанием как глава советской прикладной минералогии. По существу в его трудах этого периода получила оформление прикладная минералогия в современном объеме и понимании. Если в своих работах по редкометальным пегматитам и вообще по минералогии и

геохимии редких элементов А.И. Гинзбург как бы принял эстафету непосредственно из рук А.Е. Ферсмана, то в вопросах развития прикладной минералогии он выступил как преемник и продолжатель дела Н.М. Федоровского.

Член-корреспондент АН СССР Н.М. Федоровский, первый директор ВИМСа и основоположник прикладной минералогии как самостоятельного научного направления, видел основную ее задачу в расширении круга минералов, практически используемых в народном хозяйстве, в выявлении новых видов минерального сырья. Преследуя эти цели, Н.М. Федоровский указывал на настоятельную необходимость детального и всестороннего изучения свойств минералов, определяющих их применение в различных областях практической деятельности человека, а также оценки распространенности потенциально полезных минералов в земной коре. Важное место в этом комплексе исследований занимает также направленное изменение свойств минералов путем различных воздействий на них (радиационных, термических и др.) с целью получения материалов с требуемыми свойствами.

А.И. Гинзбург всегда высоко ценил идеи Н.М. Федоровского, вложил много сил и энергии в их развитие. Он любил повторять, что вовлечение в сферу практического использования какого-либо минерала или отыскание новых областей применения минералов, уже используемых в народном хозяйстве, зачастую оказывается равноценным по своему технико-экономическому эффекту открытию и освоению нового крупного месторождения, не требуя к тому же значительных капиталовложений. В большой степени именно трудам А.И. Гинзбурга мы обязаны выдвиганию целого ряда новых типов руд, главным образом редкометалльных: бериллиевых, танталовых, ниобиевых, иттриевых, редкоземельных, циркониевых, цезиевых, литиевых. Некоторые из них уже освоены промышленностью или близки к освоению.

А.И. Гинзбург первым в нашей стране прозорливо указал на потенциальное значение многих минералов редких элементов, ранее считавшихся редкими, но имеющих все основания стать важными источниками промышленного получения бериллия (берtrandит, фенакит, лейкофан, миларит, эвклаз и др.), тантала (воджинит, иксиолит и др.), ниобия, тантала и цериевых редких земель (танталсодержащий цериопирохлор — мариньякит), иттрия и тяжелых лантаноидов (гагаринит, иттрофлюорит), а также на наличие у нас реальных возможностей для промышленного получения и использования петалита (сырье для литевой керамики), бадделейта, природного криолита и других минералов.

В современной прикладной минералогии традиционное для ВИМСа направление Н.М. Федоровского, полностью сохраняя свое важное значение, рассматривается как одно из трех главных научных направлений. Два других — поисковая минералогия и технологическая минералогия — фактически созданы заново уже в наше время, и честь их создания по праву принадлежит в основном А.И. Гинзбургу.

Поисковая минералогия — новое научное направление, сложившееся в рамках современной прикладной минералогии, на стыке генетической минералогии и геологоразведочного дела. Задачи поисковой ми-

нералогии — выявление минералогических и минерало-геохимических поисковых и прогнозно-оценочных критериев, совершенствование существующих и разработка новых минералогических методов поисков месторождений полезных ископаемых. Основная цель поисковой минералогии — повышение эффективности и качественного уровня геологоразведочных работ, особенно поисковых и поисково-оценочных, отчасти также предварительной разведки; весьма эффективными оказываются минералогические методы и критерии при прогнозно-металлогенических исследованиях с целью определения общего металлогенического потенциала территорий и тем более при геологической съемке масштаба 1:50000 с общими поисками, а также при локальном прогнозе оруденения.

Таким образом, основное назначение поисковой минералогии — интенсификация самого геологоразведочного процесса за счет извлечения из минералов заключенной в них разнообразной генетической информации, которая может быть эффективно использована при проведении геологической съемки, поисков, прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.

Научной основой поисковой минералогии служат учение о типоморфизме минералов в его современном виде и тесно с ним связанное, вытекающее из него, учение о минералах-индикаторах оруденения; последнее было впервые сформулировано еще в 1954 г. А.И. Гинзбургом и получило дальнейшее развитие в его работах 80-х годов.

В трудах А.И. Гинзбурга по вопросам поисковой минералогии выдвинуты и обоснованы важнейшие принципиальные положения, на которых базируется практическое использование учения о типоморфизме минералов и о минералах-индикаторах оруденения при поисках и оценке месторождений полезных ископаемых, указаны основные геологические и поисково-оценочные задачи, которые могут быть решены минералогическими средствами, приведены многочисленные конкретные примеры и методы успешного их решения, намечены пути дальнейшего развития и разработана отраслевая программа по поисковой минералогии для геологической службы страны.

Следует отметить, что А.И. Гинзбург всегда подчеркивал вероятностный характер минералогических критериев и оценок, базирующихся на типоморфизме (особенно типохимизме) минералов, и отмечал необходимость математико-статистической обработки минералогических поисково-оценочных данных; он акцентировал также внимание на необходимости разработки наиболее простых, доступных для широкого использования в полевых условиях, экспрессных методов и аппаратуры, ориентированных прежде всего на такие легкоопределяемые свойства минералов, как форма, окраска, люминесценция и т.д.

А.И. Гинзбург настойчиво указывал на то, сколь большие перспективы в повышении эффективности поисковых работ открывает широкое комплексирование минералогических методов поисков с геохимическими и геофизическими методами, особенно при проверке, интерпретации и разбравке аномалий.

Во вступительной статье к вышедшему под его редакцией посмертно (в 1985 г.) справочнику "Методы минералогических исследований"

А.И. Гинзбург осветил теоретические предпосылки применения новых методов минералогических исследований в геологоразведочной практике, в сжатой форме суммировал научные основы и ведущие методические направления поисковой минералогии, а также поставил перед минералогами ряд задач на будущее, базирующихся на ясном осознании основных тенденций развития минералогической науки и минералогических исследований, необходимости подхода к минералам "с числом и мерой". Основы поисковой минералогии в краткой и ясной форме изложены А.И. Гинзбургом также в вводной и заключительной главах справочника "Типоморфизм минералов" (1989 г. М.: Недра. 560 с.), подготовленного по его идее большим коллективом авторов под редакцией Л.В. Чернышевой.

Технологическая минералогия — одно из важнейших научных направлений современной прикладной минералогии, сложившееся на стыке ее с технологией минерального сырья. Пожалуй, именно с этим направлением сейчас связаны самые большие практические достижения прикладной минералогии. Главная цель технологической минералогии — интенсификация использования минерального сырья, повышение полноты и комплексности освоения месторождений путем улучшения технологических показателей извлечения из их руд всех — основных и попутных — полезных компонентов. Использование методов технологической минералогии применительно к обогащению дает возможность прогноза технологических показателей, служит основой для выбора ведущего метода обогащения и (или) для комплексирования нескольких методов с созданием разветвленных технологических схем, а также для совершенствования доводочных операций. Применительно к переработке концентратов технологическая минералогия способствует созданию эффективных химико-металлургических схем их передела, более полному извлечению из них всех ценных компонентов.

Минералогическое и минералого-технологическое картирование — один из важных разделов технологической минералогии — при разведке месторождений служит основой для выделения природных типов и технологических сортов руд, для подсчета запасов полезных компонентов в извлекаемой форме, а в процессе эксплуатации — для планирования добычи и выравнивания состава товарной руды, поступающей на обогатительную фабрику с целью стабилизации работы фабрики и улучшения технико-экономических показателей деятельности всего предприятия.

Резюмируя работы А.И. Гинзбурга в области прикладной минералогии, можно с полным основанием утверждать, что они знаменуют собой принципиально новый этап ее развития, на котором рамки прикладной минералогии существенно раздвинулись, а содержание претерпело коренные изменения. Этим вопросам посвящена статья А.И. Гинзбурга "Основные направления развития современной прикладной минералогии", опубликованная в 1984 г. и воспроизводимая в настоящем сборнике. Главные положения статьи автор предполагал развить в монографии "Основы прикладной минералогии", к написанию которой он намеревался приступить сразу же по возвращении из Одессы. Этим планам, однако, не суждено было осуществиться...

Характеризуя огромное и разнообразное научное наследие А.И. Гинзбурга в целом, отметим четыре главные черты, отличающие все его творчество.

1. Комплексный, системный подход к исследованию природных геологических объектов и явлений, умение учитывать влияние разнообразных факторов — геологических, геохимических, кристаллохимических и др. — и рассматривать изучаемые частные факторы (например, минералогические) не изолированно, в отрыве друг от друга, а взаимосвязанно в их развитии, видеть в этих факторах проявление определенного процесса минералообразования, протекающего в конкретном геологическом времени и пространстве.

2. Умение решать сложные научные проблемы поэтапно, начиная с более простых частных вопросов и завершая крупным обобщением. Это свойство определялось присущей ему способностью четко различать в каждой поставленной задаче основное ядро и всякий раз находить то главное звено, ухватившись за которое можно последовательно раскрыть всю цепь рассматриваемых явлений.

3. Острое чувство нового и блестящая научная интуиция, позволявшие ему не только быстро реагировать на запросы практики, но и нередко превосходить их, безошибочно оценивать и прогнозировать научное и практическое значение любого нового факта или выявленной закономерности, открытия или разработки и всегда видеть перед собой перспективу развития. А.И. Гинзбург часто повторял, что "идеи носятся в воздухе", их выдвигает и ставит на повестку дня сама жизнь, важно лишь уловить эти новые веяния. На деле же в сфере своей компетенции — в области изучения редкометалльных месторождений и в прикладной минералогии — именно А.И. Гинзбург на протяжении нескольких десятилетий выступал в качестве главного генератора новых идей.

4. Теснейшая связь научных исследований с геологоразведочной практикой, постоянное стремление к воплощению своих идей в решение конкретных практических задач по упрочению минерально-сырьевого потенциала нашей страны.

В этом отношении, как, впрочем, и во многих других, весь жизненный путь Анатолия Ильича, вся его деятельность ученого-коммуниста и организатора науки может служить образцом для молодого поколения научных работников, ищущих поле приложения своих знаний и способностей.

Анатолий Ильич был истинным рыцарем минералогии, постоянно стремился делать все, что от него зависело, для повышения престижа профессии минералога, для развития в нашей стране минералогических исследований и усиления их значимости в геологоразведочном процессе. Уход А.И. Гинзбурга из жизни — невосполнимая потеря для советской минералогической науки и практики.

А.И. Гинзбург

**ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ  
СОВРЕМЕННОЙ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ<sup>1</sup>**

Неразрывно связанная с практикой, минералогия всегда развивалась под влиянием задач, возникавших перед горнорудной промышленностью и геологоразведочной службой на различных этапах их развития.

В годы становления молодого Советского государства возникла необходимость создания собственной сырьевой базы и избавления страны от закупки минерального сырья. В этот период ближайший ученик В.И. Вернадского, революционер-ленинец, блестящий организатор науки, минералог Н.М. Федоровский выдвигает идею комплексного изучения месторождений полезных ископаемых, включающего геологические, минералогические, технологические и экономические исследования. Такой комплексный подход, ныне положенный в основу работы всех институтов сырьевого профиля Министерства геологии СССР, в тот период был новым и вызвал многочисленные возражения ряда ученых, считавших главной задачей минералогии детальное описание самих минералов. Н.М. Федоровский впервые ввел в литературу понятие прикладной минералогии как нового научного направления, охватывающего весь комплекс минералогических исследований, необходимых для промышленного освоения месторождений. По его инициативе небольшой институт "Литогеа", созданный В.В. Аршиновым, был преобразован в Институт прикладной минералогии (ныне Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского). Новое научное направление, развившееся в этом институте, получило полную поддержку академика В.И. Вернадского. В известном докладе "Задачи минералогии в нашей стране" (1927 г.) он говорил: "Именно то, что сейчас в минералогии происходит чрезвычайно глубокая и интереснейшая переработка ее коренных проблем, заставляет нас внимательно и сознательно вдумываться и следить за ее новым историческим поворотом, который так ярко сказался в истекшее десятилетие. Ибо правильный учет ее значения, широкое его проявление в жизни является делом огромного жизненного значения для страны". Далее он отмечает: "Учение о полезных ископаемых является сейчас в своей основе прикладной минералогией... Жизнь требует более широкой базы для изучения полезных ископаемых. Ее создать необходимо теперь, так как дело идет об одной из величайших потенциальных сил нашей страны. Их изучение не может вестись ни одними геологами, ни одними минералогами, нужна работа тех и других, а в равной мере и химиков, но все

<sup>1</sup> Статья впервые была опубликована в "Минералогическом журнале" (1984. Т. 3. С. 98—109). В настоящем сборнике она публикуется с незначительными редакционными сокращениями и исправлениями. — *Примеч. ред.*

же исследование неизбежно должно вестись на минералогической основе". Всегда ли мы верны этим заветам В.И. Вернадского?

С момента написания этих строк прошло более 60 лет. Геологической службой за это время достигнуты большие успехи. Создана сырьевая база по всем видам полезных ископаемых, на которой базируется современная промышленность, среднемасштабными геологическими съемками покрыты важнейшие рудные районы страны, выявлены и оценены тысячи рудопроявлений, открыты новые рудные провинции, многие из которых располагаются в отдаленных районах страны и дают основание для постановки вопроса об их освоении.

Естественно, на данном этапе развития геологоразведочных работ возникают новые актуальные проблемы, и минералогические исследования в первую очередь должны быть нацелены на их решение. Эти проблемы заключаются в интенсификации общественного производства и повышении его эффективности на основе глубоких качественных изменений, вызванных научно-техническим прогрессом.

Необходимо учитывать следующие существенные изменения, происшедшие за последние годы и оказавшие влияние на направление всех минералогических исследований.

1. Резкое сокращение фонда легко открываемых, выходящих на поверхность месторождений, в частности в экономически освоенных районах, что влечет за собой поиски слепых и перекрытых месторождений и, как следствие, увеличение объемов дорогостоящих буровых работ, а также новые подходы к поискам.

2. Открытие новых месторождений, главным образом в отдаленных районах, освоение которых требует больших капиталовложений и длительных сроков.

3. Открытие большого числа рудопроявлений и месторождений, запасы которых по ряду причин считаются не актуальными (из-за низкого содержания полезных компонентов, плохих технологических показателей, небольших масштабов и др.).

4. Введение с целью правильного планирования геологоразведочных работ и прироста запасов полезных ископаемых новых категорий — прогнозных ресурсов  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ , которые должны количественно определяться в процессе проведения геологических съемок и базироваться на минералогических, геохимических и геофизических данных.

5. Разработка за прошедшие годы многих месторождений только на один ведущий компонент при низком извлечении из руд, в результате чего на месте бывших рудников остались горы отвалов и различных отвальных продуктов (шламов, кеков, шлаков и др.), которые засоряют окружающую среду и могут рассматриваться как новый тип техногенных месторождений.

6. Вовлечение в промышленное освоение новых типов месторождений полезных ископаемых и новых видов минерального сырья [6].

В то же время следует учитывать качественные изменения, происшедшие в самой минералогии под влиянием общего научно-технического прогресса [7, 9]. Кратко они заключаются в следующем.

1. Изменились многие основополагающие представления об однородности минералов постоянстве их состава, структуры и свойств.

При детальном исследовании современными методами и повышении прецизионности проводимых определений минералы оказались неоднородными и изменчивыми; установлено, что вариации в их составе, структуре и свойствах зависят от физико-химических условий образования и дальнейших преобразований. Это положение, вытекающее из учения о типоморфизме минералов, имеет далеко идущие последствия. Появилась реальная возможность использовать данные по конституции и свойствам минералов для выяснения условий их образования, определения генетического типа месторождений и для решения многих поисково-оценочных задач.

II. Разработаны многочисленные новые методы исследования: электронно-микроскопические с высокой разрешающей способностью, микронзондовые, электронографические, дифрактометрические, спектроскопические (оптическая, люминесцентная, инфракрасная, магнитная — ЭПР, ЯМР, ДЭЯР, мессбауэровская — ЯГР, рамановская, ОЖЕ-спектроскопия), электрофизические, лазерные, стереологические, физико-химические и многие другие. Применение этих методов не только позволяет извлекать из минералов новую информацию, но и приводит к установлению у них различных свойств, ранее не определенных: упругих, полупроводниковых, диэлектрических, трибоэлектрических, пьезоэлектрических, фотоэлектрических, люминесцентных, нелинейно-оптических, магнитостатических, сцинтилляционных, радиационных (радиоактивных, радиационной устойчивости), ионообменных, поверхностно-сорбционных и флотационных и др. Непрерывно расширяются новые области применения минералов, основанные на этих свойствах; последние могут использоваться и для разделения минералов.

III. Появилась возможность, воздействуя на минералы, изменять их свойства в заданном направлении, что открывает широчайшие возможности для их более полного разделения и обогащения, а также для создания новых материалов.

Таким образом, связанное с научно-техническим прогрессом внедрение достижений физики твердого тела, ядерной физики, радиоэлектроники, лазерной оптики в минералогия создало реальные предпосылки для выполнения задач повышения эффективности поисково-оценочных работ и интенсификации использования минеральных ресурсов недр. В решении этих важнейших проблем геологической службы первостепенная роль принадлежит прикладной минералогии [4] со сложившимися в ней тремя основными направлениями: поисковой минералогией (совокупности минералогических исследований, направленных на повышение эффективности поисковых и оценочных работ), технологической минералогией (комплекса минералогических исследований, необходимых для интенсификации использования минеральных ресурсов), минералогией новых видов сырья, объединяющей минералогические исследования, направленные на вовлечение в промышленное использование новых видов минерального сырья, их обогащение и создание на основе использования минералов или продуктов их переработки новых материалов с особо ценными свойствами.

В последние годы эти направления стали интенсивно развиваться, особенно технологическая минералогия, поскольку она является

основой наиболее рентабельного использования сырьевой базы страны. Отдельные проблемы этих трех важнейших направлений прикладной минералогии неоднократно обсуждались в литературе [3—9, 12].

Вопросам технологической минералогии специально посвящалась годовичная сессия Всесоюзного минералогического общества в декабре 1983 г. и школа передового опыта на Выставке достижений народного хозяйства (ВДНХ) в 1982 г., проведенная на базе созданной при ВДНХ выставки, демонстрировавшейся в Симферополе (для минералогов УССР) и Алма-Ате (для минералогов Казахстана и Средней Азии).<sup>1</sup> Тем не менее представляется необходимым кратко остановиться на важнейших вопросах, решаемых этими новыми направлениями прикладной минералогии.

Поисковая минералогия ставит своей задачей расшифровку "информации", заключенной в минералах, минеральных парагенезисах, структурах и текстурах минеральных агрегатов, необходимой для разработки новых поисково-оценочных признаков и критериев, а также самих минералогических методов поисков [5, 7, 9, 14]. Это направление базируется на многолетнем опыте проведения поисков по различным минералогическим признакам. Теоретическая ее основа — учение о типоморфизме минералов. Не менее велико значение типовых парагенных ассоциаций, минералов-спутников, которые можно использовать как индикаторы оруденения, а также закономерностей смены с глубиной минеральных ассоциаций, околорудных, надрудных и подрудных изменений вмещающих пород и отличий локальных околорудных образований от региональных безрудных. Кроме того, необходимо знать процессы, происходящие в зоне окисления и коре выветривания на выходах рудных месторождений.

Поисковая минералогия развивается на стыке геологии месторождений полезных ископаемых, поисково-разведочного дела и генетической минералогии.

Задачи, решаемые поисковой минералогией на последовательных стадиях геологоразведочных работ, различны.

При проведении средне-крупномасштабных съемок и общих поисков они сводятся к выделению перспективных площадей для проведения более детальных работ, шлиховой, валунной и обломочной съемок и установлению по ним ореолов распространения шлиховых минералов с определением генетического типа коренного источника сноса. Важная задача на этой стадии работ — оценка рудоносности магматических, осадочных и метаморфических формаций и комплексов. Кроме того, на стадии проведения поисков минералогическими методами должны быть решены некоторые общегеологические вопросы, необходимые для понимания строения района и определения направлений дальнейших работ (минералогическая корреляция немых стратиграфических толщ; расчленение карбонатных толщ с выделением горизонтов, наиболее благоприятных для образования стратиформных

<sup>1</sup> В октябре 1986 г. на ВДНХ СССР и в октябре 1987 г. на ВДНХ КазССР (г. Алма-Ата) была проведена школа-семинар на базе передвижной тематической выставки "Поисковая минералогия". — *Примеч. ред.*

месторождений; расчленение метаморфических толщ на различные фации метаморфизма по индекс-минералам; выяснение характера первичного субстрата пород, по которым в более позднее время развивались метаморфические или метасоматические процессы; установление явлений импактного метаморфизма; выяснение формационной принадлежности пород различных интрузивных комплексов, определение их потенциальной рудоносности и многие другие).

Ведущие методы исследования на данной стадии — картирование определенных минералогических признаков, проведение шлиховой и валунно-обломочной съемки, изучение аксессуарных минералов горных пород. Методы проведения минералогического картирования и их типизация детально изложены в книге Н.П. Юшкина [15] и в других работах [2, 9], хотя многие проблемы проведения среднemasштабных минералогических съемок еще не разрешены.

При проведении специализированных поисков минералогическими методами следует устанавливать по минералам шлихов, обломков, свалов генетический, а в некоторых случаях и формационный типы месторождений, откуда происходил снос, расстояние от участков нахождения полезных минералов и минералов-индикаторов до коренных источников. Кроме того, по минералогическим критериям необходимо выделять локальные участки и зоны метасоматически-измененных пород, благоприятных для оруденения, и проводить их оконтуривание среди регионально измененных пород. Важно также по выходам рудопоявлений (вторичным минералам, пустотам выщелачивания и др.) определять состав коренных руд, разрабатывать по данным изучения минеральных форм нахождения рудных элементов геохимические ореолы и, по возможности, проводить по комплексу минералогических и геохимических исследований оконтуривание рудных районов и полей.

При поисково-оценочных работах центр внимания минералогических исследований сосредоточивается на разработке (на основе учения о типоморфизме минералов) критериев отличия рудных тел (жил, линз, штокверков, зон измененных пород с мелкокрапленой минерализацией и др.) от близких по составу безрудных образований, на определении генетического типа открываемых рудопоявлений, оценке уровня среза и протяженности на глубину, что в конечном итоге позволяет оценивать их перспективность [5, 7, 9]. На этой же стадии необходимо выявление стадийности развития минералообразующих процессов, связи оруденения с определенными этапами и стадиями, главнейших рудных и попутных компонентов и других вопросов.

Наряду с проведением более детального минералогического картирования отдельных участков, зон изменения вмещающих пород, перспективных площадей и открываемых рудопоявлений при специализированных поисках и поисково-оценочных работах первостепенное значение приобретают кристалломорфологические, онтогенетические, люминесцентные, электрофизические, рентгеноструктурные (степень упорядоченности минералов, нахождение катионов в различных структурных позициях, появление политипных модификаций), термобарогеохимические (температуры декрепитации, гомогенизации, количество

включений и др.) методы изучения минералов. Важны также определения состава элементов-примесей в рудных и сопутствующих минералах и их изменений по падению рудных тел, концентраций и соотношений различных дефектов (электронно-дырочных, примесных, радиационных центров) в кристаллических решетках, исследования водонасыщенности пород и т.д.

На стадиях предварительной, детальной разведки и при эксплуатации месторождений первостепенную роль играют задачи, решаемые технологической минералогией. Наряду с этим продолжают изучение минерального состава с целью расшифровки физико-химических условий формирования месторождений, выявление на основе анализа парагенетических ассоциаций этапности и стадийности образования месторождений, их полихронности, а в некоторых случаях и полигенности. Особое внимание уделяется характеристике околорудных процессов. Все эти вопросы необходимо решить для оценки перспектив месторождений, степени эрозийного вскрытия, смещения отдельных блоков по отношению друг к другу, возможности появления оруденения на флангах, а также нахождения слепых рудных тел.

Кроме всех указанных выше методов исследований, на этих стадиях особое значение приобретает изучение газово-жидких, расплавленных или солевых первичных и вторичных включений, соотношения различных элементов между сосуществующими минералами, изотопного состава элементов, а также изменения состава элементов-примесей в минералах с глубиной. Применяя эти методы, можно определить физико-химические параметры рудообразования, установить источник поступления вещества, продолжительность минералообразующих процессов и возраст оруденения, т.е. решать вопросы генетической минералогии, но с целью оценки перспектив месторождений.

Таким образом, выделяются следующие важнейшие направления поисковой минералогии:

- 1) среднемасштабное минералогическое картирование, включающее проведение минералогической съемки по шлихам, свалам, обломкам, валунам, коренным выходам;
- 2) оценка рудоносности интрузивных, метаморфических и осадочных пород;
- 3) выявление новых поисковых и оценочных признаков на основе учения о типоморфизме минералов;
- 4) разработка минералогических методов поисков, оценки перспектив и масштабности месторождений;
- 5) создание рационального комплекса минералогических и геохимических поисковых и оценочных методов;
- 6) разработка минералогических критериев оценки прогнозных ресурсов категории  $P_2$  и  $P_3$ ;
- 7) выяснение условий образования месторождений для оценки их перспектив.

Технологическая минералогия призвана интенсифицировать использование минеральных ресурсов недр, которое может осуществляться несколькими путями, в частности извлечением из недр максимального количества сырья (комплексным его использованием с применением

безотходной технологии и с высоким извлечением всех компонентов), вовлечением в освоение уже разведанных в предыдущие годы месторождений, признанных тогда забалансовыми, а также использованием образовавшихся техногенных "месторождений" — отвальных продуктов. Технологическая минералогия развивается на стыке минералогии, технологии и экономики минерального сырья [8, 9]. Она в значительной степени базируется на различных свойствах совместно встречающихся рудных и безрудных минералов и охватывает большой круг вопросов.

*Проведение крупномасштабного минералогического картирования для создания трехмерных пространственных моделей месторождений и выделения различных типов и сортов руд.* На каждом месторождении существует определенная латеральная и вертикальная зональность в распределении минеральных ассоциаций, определяющая различные технологические свойства руд, взятых из различных его участков. Указанная зональность может обуславливаться многими причинами: изменением физико-химических условий минералообразования на разных глубинах; влиянием вмещающих пород — субстрата, по которому развиваются процессы минералообразования; развитием гипергенных процессов — площадных и линейных кор выветривания, зон окисления и цементации; наложением различных процессов минералообразования или же многоэтапным развитием единого процесса. Выражается эта зональность в смене минеральных ассоциаций [2] и оруденения с глубиной или по латерали, в смене минеральных форм нахождения рудных элементов, в изменении свойств одних и тех же рудных минералов, а также структурных и текстурных характеристик руд, изменении их гранулометрического состава или морфологии выделений рудных минералов. Все это всегда в той или иной степени сказывается на показателях обогащения и металлургического передела концентратов, в связи с чем возникает вопрос, возможна ли переработка всех руд по единой технологической схеме или же необходимо выделять несколько их типов, шихтовать их или отдельно перерабатывать. Для решения этой проблемы И.В. Шманенков, Г.А. Коц и С.Ф. Чернопяттов [11] предложили проводить малообъемное геологотехнологическое картирование, заключающееся в проверке разработанной и принятой технологической схемы на 20—50 малообъемных пробах, взятых из кернов скважин или горных выработок, пройденных в различных участках месторождения. Этот метод достаточно трудоемкий и не снимает проблему необходимости проведения крупномасштабного минералогического картирования, без которого нельзя составить правильное представление о строении месторождения и понять результаты, полученные при изучении даже сравнительно большого количества малообъемных технологических проб.

Составление крупномасштабных блок-диаграмм, показывающих распределение минерализации в пространстве с выделением в их пределах блоков различной обогатимости руд, — один из важнейших факторов поднятия извлечения.

*Комплексное использование сырья.* Для совершенствования комплексности использования сырья необходимы в первую очередь деталь-

ное изучение состава всех важнейших минералов и определение среди них основного по своей стоимости и сопутствующих; выявление полезных элементов-примесей, заключенных в основном и сопутствующих компонентах. Вторая задача — исследование поведения основного и сопутствующих рудных минералов в технологическом процессе, выяснение накопления элементов-примесей при различных процессах химико-металлургического передела концентратов и определение тех продуктов, в которых они концентрируются и из которых их можно извлечь. Наконец, третья задача — детальное изучение нерудных минералов и вмещающих пород, попадающих в рудную массу, с целью установления возможности использования их в промышленности. На основе последних можно получить керамические, тепло- и звукоизоляционные строительные материалы, удобрения, бетон, глазури, известь, цемент, каменное литье, стекловату, гравий, щебенку, песок, радиационно стойкие, огнестойкие и многие другие материалы. С каждым годом увеличивается число попутно извлекаемых нерудных минералов, применяющихся в промышленности: полевой шпат, слюдяной флотационный концентрат, кварцевые продукты, кальцит, доломит, волластонит, актинолит, тремолит, различные амфиболы, эгирины, силлиманит, форстерит, брусит и многие другие. При утилизации этих минералов создаются условия для разработки схем безотходной технологии. Однако, рассматривая возможности комплексного использования сырья, следует учитывать, что извлечение всех попутных компонентов должно быть экономически рентабельно. Нельзя допускать положения, когда в погоне за полным использованием всех компонентов создаются настолько дорогостоящие схемы переработки руд, что освоение месторождений становится убыточным.

*Повышение содержания полезных компонентов в рудах за счет удаления из них пустых пород.* Современный научно-технический прогресс, используя резкую разницу в свойствах рудных и безрудных минералов, позволяет автоматически производить покусковую сепарацию и выбрасывать из всей горной массы, поступающей на обогатительную фабрику, пустые или очень бедные куски пород. Минералогические исследования должны определить, какие наиболее контрастные свойства руд следует учитывать при подобной сепарации, названной радиометрической [13]. Чаще всего подобная сепарация основывается на резкой разнице в окраске рудных и безрудных кусков породы, на их различной фото- или рентгенолюминесценции, электропроводности, магнитности, естественной или искусственно вызванной радиоактивности, способности поглощать нейтроны и даже на содержании полезных компонентов, экспрессно определяемом в кусках рентгено-радиометрическими методами. При подобном подходе к использованию сырья повышаются содержание полезных компонентов в руде, а значит, и извлечение; забалансовые запасы бедных руд превращаются в активные, балансовые; увеличивается производительность обогатительных фабрик.

*Определение минералого-геохимическими методами основных направлений технологических исследований.* Электронно-микроскопические, микронзондовые и другие методы позволяют достоверно опре-

делять разнообразные формы вхождения элементов в состав минералов (основные компоненты минералов, макро- и микровключения, изоморфные, внеструктурные и сорбционные примеси); часто в минерале наблюдается несколько форм вхождения одних и тех же элементов. Зная формы вхождения и составив баланс распределения элементов по минералам, можно наметить пути развития технологических исследований. В одних случаях можно с большим извлечением получать кондиционные концентраты. В других случаях, когда удастся получить кондиционные по ГОСТу, но с низким извлечением концентраты, по формам вхождения элементов и балансу их распространения можно рекомендовать как экономически более целесообразное получение бедных или даже очень бедных концентратов и переработку их химико-металлургическим путем. Наконец, бывают случаи (например, извлечение цезия из перлитов), когда очевидны невозможность обогащения вообще и необходимость переработки всей руды пиро- или гидрометаллургией (ионным обменом, кислотным, щелочным или бактериальным выщелачиванием, фьюминг-процессом и т.п.).

*Минералогические основы технологического прогнозирования.* Составив баланс распределения рудных элементов по минералам и зная формы их вхождения, можно легко рассчитать теоретически возможное извлечение, которого, однако, никогда нельзя достичь из-за образования при дроблении сростков и шлама. Проводя стереологические исследования (определяя гранулометрический состав рудных минералов и морфологию зерен, а также изучая разными способами границы соприкосновения минералов и их удельную поверхность), можно примерно рассчитать количество рудного минерала, которое останется в сростках, и степень вскрываемости минералов при оптимальном режиме дробления. Как показали Л.Б. Чистов и Н.С. Барсукова [1], зная теоретически возможное извлечение и неизбежные потери при дроблении, можно определить максимально возможное извлечение, т.е. минералогическими методами прогнозировать технологические параметры обогатимости руд.

*Использование направленного изменения свойств минералов для улучшения технологических схем.* Интенсификацию обогатительных процессов можно осуществить как за счет внедрения новых более прогрессивных методов обогащения, так и в результате направленного изменения свойств минералов.

Важным в минералогических исследованиях является изучение поведения минералов в ходе дробления, измельчения и различных обогатительных процессов (электромагнитной и электрической сепарации, флотации и др.). Здесь необходимо понять, какие свойства следует придать тем или иным минералам для более полного их разделения. Современные технические средства позволяют решить эту задачу с помощью акустических, термических, механических, радиационных и других воздействий на минералы, изменяется ряд их технологических свойств. Такое воздействие может быть разного рода: воздействие на поверхность измельченных частиц (очистка их от различных пленок, увеличение плотности дефектов на них, декорирование поверхности различными ионами, что крайне важно для подбора ре-

жима флотации, растворения, изменения электростатических свойств); воздействие на структуру минералов с целью изменения степени ее упорядоченности и дефектности (генерация или залечивание дефектов по В.И. Ревнивцеву), что сказывается на их электрофизических свойствах, люминесценции, растворимости; воздействие на валентное состояние элементов, в первую очередь железа.

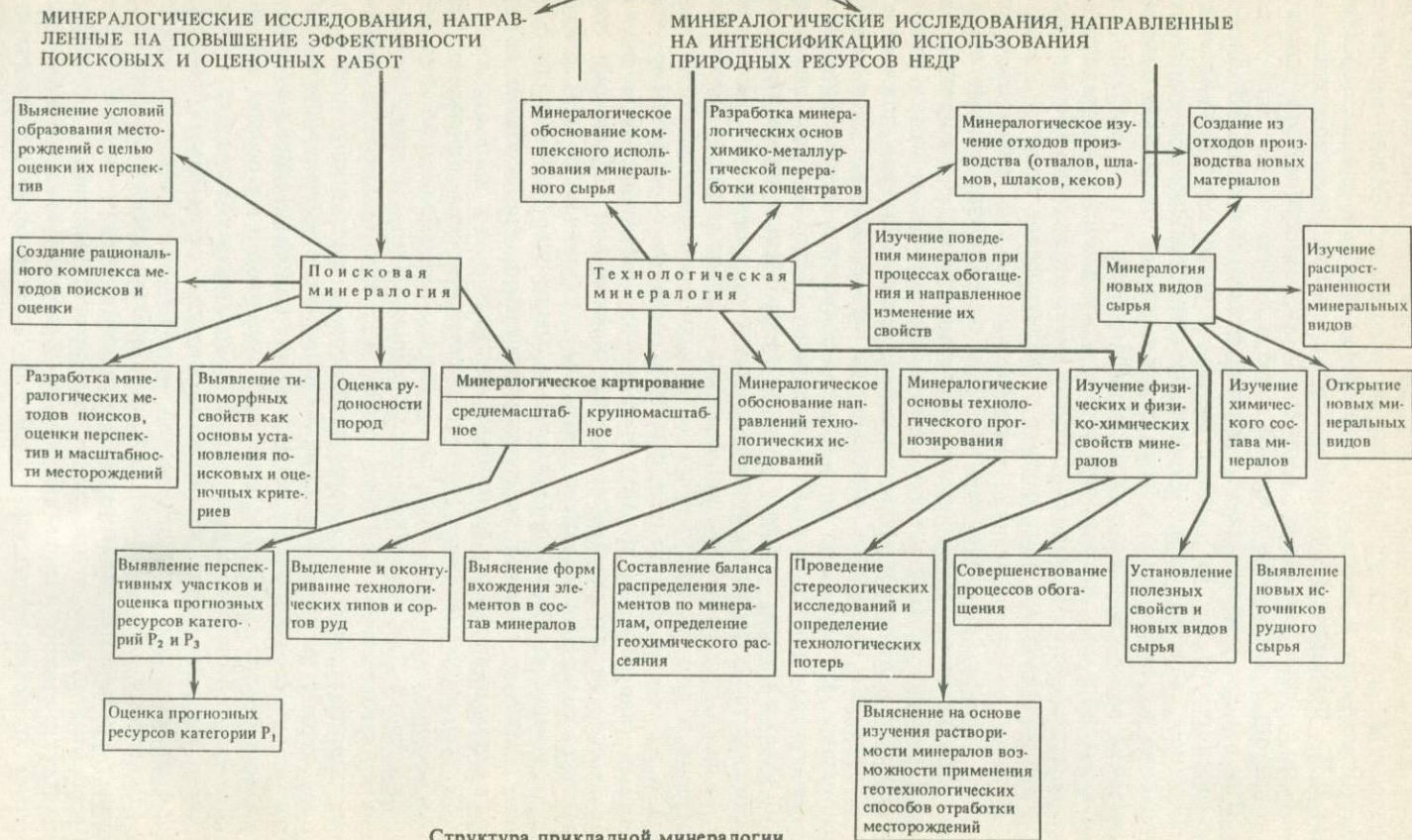
При окислительном или восстановительном обжиге легко меняется соотношение  $Fe^{2+}:Fe^{3+}$ , существенным образом сказывающееся на магнитных свойствах; к изменению большинства свойств минералов приводит их гидратация или дегидратация; при нагревании многие минералы переходят в иные фазовые состояния.

Таким образом, минералоги совместно с технологами научились управлять свойствами минералов. Это имеет первостепенное значение для разработки более совершенных технологических схем.

*Влияние минералогических исследований на химико-металлургический передел концентратов.* Переход на комбинированные схемы переработки руд требует резкого усиления внимания к пиро- и гидрометаллургическим процессам. Реальная структура — степень упорядоченности, наличие различных примесей, гетерогенность — определяет растворимость минералов, поведение их при спекании с различными реагентами. Не меньшую роль играют постоянно присутствующие в концентратах сопутствующие минералы, которые, как показала И.Т. Александрова, в одних случаях способствуют интенсификации химико-металлургических процессов (например, амфиболы в некоторых редкоземельных концентратах), в других — резко снижают извлечение (сидерит в тех же концентратах). Исследование поведения минералов и их смесей при нагревании, при спекании с различными реагентами (например, с содой), изучение их растворимости в кислотах (всегда отличающейся от чистых химических соединений) способствует совершенствованию химико-металлургических схем, делает их экономически более эффективными, менее энергоемкими, требует более дешевых и менее токсичных реагентов, что особенно важно для охраны природы и окружающей среды.

*Выяснение на основе изучения растворимости минералов возможности применения геотехнологических способов отработки месторождений.* Для некоторых типов бедных месторождений, залегающих в благоприятных для фильтрации растворов водоносных осадочных породах, эффективно применение новых геотехнологических методов отработки месторождений — подземного выщелачивания [10]. Эти методы базируются на исследованиях кинетики растворения рудных минералов; их перевод в раствор происходит на основе химических, массообменных, тепловых и гидродинамических процессов. Подземное выщелачивание наиболее эффективно применяется при разработке осадочных эпигенетических урановых месторождений, руд зоны окисления молибденовых и медных месторождений, по-видимому, убогих россыпных золоторудных месторождений и многих других. Перспективно применение также кислотного, щелочного или бактериального кучного выщелачивания из отвалов. Используя эти новые методы, основанные на взаимодействии минералов с кислотами, ще-

# ПРИКЛАДНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ



Структура прикладной минералогии

лочами, различными химическими реагентами и бактериями, можно разрабатывать убогие забалансовые месторождения и извлекать рудные компоненты из отвалов.

*Минералогическое изучение отвальных продуктов.* Важная задача — геохимическое и минералогическое изучение громадных отвалов, шламов-хвостов обогатительных фабрик, шлаков, кеков, накопившихся в большом количестве на выработанных рудниках и давно действующих предприятиях. Во многих из них содержание ряда полезных компонентов выше, чем в разведуемых месторождениях. Подобные "техногенные" образования уже добыты из недр, большей частью измельчены, и рудные компоненты из них могут быть извлечены кучным выщелачиванием и другими методами, но для этого необходимо прежде всего их минералогически изучить, опробовать, после чего ставить вопрос об их утилизации.

**Минералогия новых видов сырья.** Важнейший путь интенсификации использования минеральных ресурсов — установление новых видов минерального сырья. В настоящее время известно более 3000 минеральных видов, из которых используется только небольшая часть (около 15—20%), остальные, как часто пишут, представляют лишь "минералогический интерес". Анализ же истории превращения минералов, не представлявших практического интереса, в важнейшие виды полезных ископаемых показывает [6, 9], что этот процесс непрерывен и обусловлен:

1. Изменением наших субъективных представлений о распространенности минералов в природе. По-видимому, следует говорить не только о частоте нахождения минералов, но и о диапазоне физико-химических условий их образования, в связи с чем все акцессорные и рудные минералы можно подразделить на три группы:

а. Минералы, появляющиеся только на определенной стадии одного генетического процесса минералообразования, имеющие крайне узкий диапазон существования или образующиеся в строго ограниченных условиях концентрации элементов, температуры, давления, рН и Eh среды. Таковы, например, поллуцит, воджинит или торолит в гранитных пегматитах, луешит, кальциртит и циркелит в карбонатах, малаяит в скарнах и т.п. В некоторых случаях, когда создаются подобные условия, такие считающиеся редкими минералы становятся рудами.

б. Минералы, появляющиеся на разных стадиях одного процесса или встречающиеся в нескольких генетических типах месторождений (например, бадделейт, пироклор, криолит, станнин и др.), но приобретающие в каждом из них свои характерные типоморфные особенности; однако промышленные их концентрации обычно связаны с одним типом.

в. "Сквозные", или "проходящие", минералы, встречающиеся в очень широком диапазоне физико-химических условий — апатит, циркон, магнетит, турмалин, флюорит и многие им подобные — с характерными для них промышленными концентрациями в различных генетических типах месторождений.

2. Выявлением у минералов новых полезных свойств, благодаря

которым они начинают использоваться в промышленности. К новым, плохо изученным свойствам минералов относятся упругие, полупроводниковые, диэлектрические, пьезоэлектрические, фотоэлектрические, акустические, нелинейно-оптические, ионообменные, каталитические, радиационные, декоративные и многие другие. С каждым годом находят применение все большее количество минералов, особенно для получения материалов с особыми свойствами — звуко- и термоизоляционными, жаропрочными, электрокерамическими для создания особых керамических изделий, фарфора, глазури, сверхпрочного бетона, огнестойких красок, герметических смазок, радиационно-стойких материалов, поделочных камней, молекулярных сит, катализаторов, легирующих добавок и др.

3. Выявлением в составе минералов неизвестных ранее полезных элементов-примесей (цезийсодержащий биотит, цезийсодержащий астрофиллит-кушпетскит, ртутьсодержащий сфалерит, литийсодержащий тосудит, ниобийсодержащий перовскит, иттрийсодержащий флюорит, вольфрамсодержащий псиломелан и др.).

4. Открытием новых минералов, сразу приобретающих практическое значение (чароит, гагаринит, курчатовит, воджинит, натанит и висмирновит и др.).

По-видимому, не существует минералов, не имеющих практического значения. Мы просто не умеем еще все их использовать.

На схеме (см. рисунок) представлена структура прикладной минералогии, все ее основные разделы и решаемые ими задачи. Несомненно, по мере дальнейшего развития этого важнейшего направления минералогии, представляющего первостепенное народнохозяйственное значение, многие рассматриваемые здесь вопросы будут углубляться и уточняться. Следует только еще раз подчеркнуть, что современная прикладная минералогия намечает реальные пути поднятия эффективности поисковых и оценочных работ, а также интенсификации использования природных ресурсов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Барсукова Н.С. Минералого-геохимическая оценка обогатимости редкометалльных руд // Разведка и охрана недр. 1980. N 2. С. 32—35.
2. Бродин Б.В. Основы крупномасштабных регионально-минералогических исследований // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1976. Вып. 5. С. 588—597.
3. Гинзбург А.И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ // Там же. С. 513—528.
4. Гинзбург А.И. Прикладная минералогия на современном этапе // Разведка и охрана недр. 1978. N 10. С. 11—15.
5. Гинзбург А.И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Вып. 4. С. 385—397.
6. Гинзбург А.И. Выявление новых видов минерального сырья — важная задача прикладной минералогии // Минерал. журн. 1980. Т. 2, N 1. С. 9—20.
7. Гинзбург А.И. Развитие идей А.Е. Ферсмана о минералого-геохимических методах поисков // Там же. 1983. Т. 5, N 5. С. 72—83.
8. Гинзбург А.И., Александрова И.Т., Шманенков И.В. Задачи технологической минералогии, пути и методы их решения // Сов. геология. 1977. N 7. С. 7—20.
9. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.

10. *Грбовников В.А.* Геотехнологические исследования при разведке металлов. М.: Недра, 1983. 121 с.
11. *Коц Г.А., Чернопяттов С.Ф., Шманенков И.В.* Технологическое опробование и картирование месторождений. М.: Недра, 1980. 288 с.
12. *Лазаренко Е.К., Павлишин В.И.* Роль минералогических исследований в повышении эффективности геологоразведочных работ // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1977. Вып. 1. С. 17—29.
13. *Мокроусов В.А., Лилеев В.А.* Радиометрическое обогащение нерадиоактивных руд. М.: Недра, 1979. 192 с.
14. *Ферсман А.Е.* Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.
15. *Юшкин Н.П.* Топоминаралогиа. М.: Недра, 1982. 288 с.

УДК 553.45:549.6

**Н.К. Маршукова, А.Б. Павловский**  
**НАТАНИТ И ЕГО ПАРАГЕНЕЗИСЫ**  
**НА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

Гидростаннат железа  $\text{FeSn}(\text{OH})_6$  был обнаружен Н.К. Маршуковой и др. [3] в окисленных рудах полиформационного вольфрам-оловянного месторождения Трудовое (Восточная Киргизия). На существование такого соединения в природе указывали П. Грабб и П. Хеннефорд [7] при изучении магнетизма касситеритов, однако невозможность выделения мономинерала не позволила им описать гидростаннат железа в качестве самостоятельного минерального вида. Только в 1980 г. благодаря привлечению высокоразрешающих физических методов гидростаннат железа был изучен и утвержден комиссией по новым минералам и назван по имени профессора Натана Ильича Гинзбурга [4].

Натанит нестабилен вследствие быстрого окисления входящего в его состав двухвалентного железа до трехвалентного состояния, которое сопровождается изменениями минерала по схеме:  $\text{Fe}^{2+}\text{Sn}(\text{OH})_6 \rightarrow \text{Fe}^{3+}\text{SnO}(\text{OH})_5$  — аморфная фаза. Раскристаллизация аморфной фазы, как правило, формирует варламовит  $(\text{Fe}^{3+}, \text{Sn})(\text{O}, \text{OH})_2$ . Однако уже сейчас установлено широкое распространение натанита среди как гипогенных минералов на оловорудных месторождениях редкометалльно-оловянной формации, так и гипергенных в зоне окисления оловорудных месторождений редкометалльно-оловянной и оловянной формаций. Натанит интересен как своим широким распространением в рудах оловянных месторождений, так и разнообразием минеральных парагенезисов, являющихся индикаторами рудного процесса и проливающие свет на химизм минералообразования, соосаждение элементов, форму их переноса и температуру минералообразования.

На месторождениях редкометалльно-оловянной формации натанит обнаружен при электронно-микроскопических исследованиях В.С. Гайдуковой [2] в зернах касситерита грейзенового месторождения Одинокое (Якутия) в ассоциации со станнатом железа —  $\text{FeSnO}_3$ . П. Грабб и П. Хеннефорд [7] при исследовании магнетизма касситерита установили, что при нагревании до  $320^\circ\text{C}$  гидростаннат железа переходит в

соединение  $\text{FeSnO}_3$  со структурой ильменита по схеме:  $\text{FeSn}(\text{OH})_6 \rightarrow \text{FeSnO}_3 + 3\text{H}_2\text{O}$ . В том же интервале температур происходит удаление воды из касситеритов, содержащих включения натанита. Таким образом, парагенезис натанита со станнатом железа  $\text{FeSnO}_3$  в касситерите является своего рода геотермометром, свидетельствующим о том, что температура образования касситерита была порядка 320—340°С.

В касситеритах кварцево-полевошпатовых жил месторождения Крайнее (Якутия), как показали исследования В.С. Гайдуковой [2], натанит ассоциирует с станнатом железа  $\text{Fe}_2\text{SnO}_4$  со структурой шпинели. Эта оловянная шпинель наблюдается в виде одиночных глобул на поверхности касситерита или хорошо раскристаллизованной массы с зернами, имеющими форму кубиков, в тончайших просечках.

На оловорудных месторождениях Терексай (Северная Киргизия), Бие (Южный Казахстан), Ак-Джилга (Памир) при электронно-микроскопических исследованиях оловоносных гранатов и роговой обманки Т.С. Улановой [5] были обнаружены глобулярные микровключения натанита, развивающиеся по тончайшим структурам выщелачивания.

В гранатах натанит образует уплотненные образования, ассоциирующие с тонкодисперсными и чешуйчатыми выделениями слоистого алюмосиликата.

В роговой обманке натанит ассоциирует с касситеритом. Для него наиболее характерными являются выделения чечевицеобразной формы, располагающиеся в зернах роговой обманки в виде цепочек и зонок. Электронно-микроскопические исследования при больших увеличениях не выявили различий в морфологии выделений натанита и касситерита, но характер распределения частиц свидетельствует о замещении натанита касситеритом или варламовитом.

Широкое распространение натанита в высокотемпературных парагенезисах оловорудных проявлений редкометалло-оловянной формации подтверждает точку зрения В.Л. Барсукова [1], что перенос олова происходит в форме фторгидростаннатов типа  $\text{Na}_2\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6$ , устойчивых в щелочных и нейтральных растворах и распадающихся в кислотную стадию гидротермального рудообразования.

Наиболее крупные скопления натанит образует в зоне окисления оловорудных месторождений как редкометалло-оловянной, так и оловянной формации, где он образует в парагенезисе с целым рядом гипергенных минералов псевдоморфозы по сульфидам олова — станнину, окартиту, герценбергиту. Образования натанита по станнину выявлены в зоне окисления полиформационного месторождения Трудовое и в оловянноколчеданном месторождении Мушистон, где он встречается в ассоциации с висмирновитом  $\text{ZnSn}(\text{OH})_6$  и цинк-железистым гидростаннатом — минералами, представляющими изоморфный ряд  $\text{FeSn}(\text{OH})_6 - (\text{Zn}, \text{Fe})\text{Sn}(\text{OH})_6 - \text{ZnSn}(\text{OH})_6$ . Натанит и висмирновит в этом ряду являются крайними членами. В массе вторичных минералов меди, цинка, железа, реже варламовита, развивающихся по станнину, натанит образует тонкодисперсные агрегатные скопления размером до 4 мм, зонально перемежающиеся с  $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{Sn}(\text{OH})_6$ , висмирновитом, и самостоятельные обособления ячеистой и лапчатой формы размером, не превышающим 1—2 мкм в поперечнике.

## Химический состав натанита (в мас.%)

Номер анализов	Месторождение	Sn	Fe	Cu	Zn	ОН
1	Трудовое	41,0	15,7	4,0	3,1	36,2
2	"	41,5	15,1	3,7	3,2	36,5
3	Чат-Карагай	44,8	19,7			
4	"	43,1	20,5			
5	Невское	41,6	18,2	0,9	0,5	38,8
6	"	41,7	18,8	0,9	0,5	38,1
7	Дружба	41,0	16,4	0,8		41,8
8	"	42,2	16,1	1,0		40,7
9	"	44,0	14,5	1,0		40,5

Примечание. 1. Химический состав натанита изучен на рентгеновском микроанализаторе "САМЕВАХ", аналитики Н.И. Чистякова (1—6) и К.В. Юркина (7—9). 2. (ОН) определено по разности до 100%; предел обнаружения меди и цинка 0,04 мас.%

Появление натанита в зоне окисления оловорудных месторождений в парагенезисе с малахитом, азурином, хризоколлой, розазитом свидетельствует о широком проявлении карбонатной и силикатной стадий гипергенного процесса.

На олово-полиметаллическом месторождении Чат-Карагай (Северная Киргизия) в окисленных сульфостаннат-сульфидных рудах натанит совместно с самородным серебром развивается по окартиту  $\text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$  в виде тонких оторочек до 10 мкм и агрегатных скоплений тонкодисперсных выделений в трещинках спайности его зерен.

На олово-хлоритовом проявлении Дружба в Северо-Янском районе Северной Якутии натанит развивается в парагенезисе с гетитом по герценбергиту  $\text{SnS}$  [6]. Наряду с развитием по трещинкам спайности герценбергита натанит нередко образует псевдоморфозы по этому минералу. Максимальный размер корочкообразных агрегатов тонкодисперсного натанита, развивающихся по спайности герценбергита, составляет 0,1—0,2 мм, псевдоморфоз — 0,4×0,6 мм.

Натанит обнаружен и в зоне окисления оловорудного месторождения Невское Магаданской области.

Цвет агрегатных скоплений и отдельных зерен натанита варьирует от зеленовато-коричневого до желтого разных оттенков. Изменения цвета натанита, по-видимому, обусловлены как присутствием в его составе меди и цинка и колебаниями их содержаний (см. таблицу), так и соотношением  $\text{Fe}^{2+}:\text{Fe}^{3+}$ . Приведенный материал показывает разнообразие условий формирования и парагенетических ассоциаций натанита.

Интересно отметить две особенности натанита: 1) являясь гидростаннатом двухвалентного железа, он сохраняет кубическую симметрию своей кристаллической структуры даже при полном окислении железа с образованием дефектной "дырочной" структуры, причем все попытки синтеза гидростанната трехвалентного железа оказались безуспешными; 2) при формировании натанита за счет станнина он, как правило, содержит изоморфные примеси наследуемых ионов Cu и Zn.

1. Барсуков В.Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
2. Воронина Д.Б., Гайдукова В.С., Дубинчук В.Т., Сидоренко Г.А. Микронеоднородность касситерита. М.: Недра, 1981. 219 с.
3. Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А. Станнин и продукты его изменения в зоне окисления оловорудных месторождений Восточной Киргизии // Геохимия. N 9. 1969. С. 1057—1066.
4. Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И. Висмирновит, натанит — новые минералы олова // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Вып. 110. С. 492—500.
5. Маршукова Н.К., Скляднева В.М., Уланова Т.С. Формы нахождения олова в минералах оловоносных метасоматитов // Изучение форм нахождения примесей в минералах современными кристаллохимическими методами. М.: ВИМС. 1984. С. 10—19.
6. Столяров И.С., Силенко Т.М., Дорохова Г.И., Юркина К.В. Герценбергит Якутии // Докл. АН СССР. 1987. Т. 187. N 6. С. 1471—1475.
7. Grabb P.L., Hannaford P. Magnetism in Cassiterite // Mineralium Dep. 1966. Vol. 1, N 2. P. 148—171.

УДК [549.08:548.31]:553.3.001.57

**И.И. Куприянова**

## **ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ В ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Типоморфизм минералов А.И. Гинзбург рассматривал как ключевую проблему современной минералогической науки, на которой базируется развитие генетической и поисковой минералогии. Он сформулировал три группы основополагающих задач в практическом применении типоморфизма для локального прогнозирования и показал их решение минералогическими методами на ряде ярких примеров [3, с. 105—174].

I. Решение общегеологических задач при проведении геологической съемки путем изучения свойств породообразующих и аксессуарных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород.

II. Решение поисковых задач.

1. Типоморфные признаки разведки потенциально рудоносных и безрудных изверженных пород, благоприятных для оруденения толщ и горизонтов метаморфических и осадочных серий.

2. Типоморфные признаки разведки зон метасоматически измененных пород, геохимических и геофизических аномалий с целью выявления среди них надрудных участков перекрытого или слепого оруденения.

3. Индикаторные признаки обнаружения руд по характерным минералам, особенностям состава, микропримесям и другим свойствам, являющимся поисковыми критериями промышленного оруденения разнообразных металлов и нерудного сырья.

III. Задачи оценки и разведки рудопроявлений.

1. Типоморфные признаки, определяющие формационную принадлежность оцениваемого оруденения. Это важно с двух сторон: 1) для

направления геолого-поисковых и разведочных работ с учетом своеобразия геологической ситуации, характерной для определенной рудной формации, и 2) для определения общей перспективности района (региона), ввиду того, что различаются формации, дающие богатое крупномасштабное оруденение и мало перспективные.

В этом направлении получены многочисленные результаты, так как различия в условиях рудообразования (а часто и в источниках рудного вещества) для разных формаций весьма велики, что проявляется в резко выраженном типоморфизме многих минералов: сульфидов, магнетита, апатита, датолита и данбурита, шеелита, слюд, полевых шпатов, турмалина и др.

По всем перечисленным задачам имеются значительные достижения, суммированные в трудах XXVII МГК, XI съезда ММА, ряде внутрисоюзных совещаний и других печатных работах [11—17].

2. Более сложна задача определения масштабности оруденения, распознавание крупных и мелких месторождений, разделение богатых и бедных руд. Трудности в решении таких вопросов связаны с тем, что в этих случаях исследуется однотипное оруденение; вариации в условиях рудообразования менее контрастны и требуется выявить более тонкие типоморфные различия. Естественно, что даже в составе перспективных формаций могут отмечаться не только богатые и крупные месторождения, но и мелкие рудопроявления.

Оценка степени денудации рудных тел основана на обычно четко выраженной минералогической зональности вдоль потока рудообразующих растворов и отсутствии симметрии свойств по вертикали, т.е. резкого различия надрудных и подрудных зон, верхней и нижней половины рудных залежей. В этом плане разработаны кристалломорфологический метод Н.З. Евзиковой [11, 12, 14], электрофизический В.И. Красникова [7], уже вошедшие в практику поисково-оценочных работ. Применяются методы определения эрозионного среза с использованием вертикальной зональности минеральных ассоциаций в пегматитах, грейзенах и гидротермальных месторождениях. Резервы дальнейшей разработки признаков различия корневых и апикальных частей рудных тел по свойствам минералов еще не исчерпаны.

Менее разработана методика разбраковки рудопроявлений на первично мелкие и крупные (при одинаковой степени денудации), хотя эта проблема не менее актуальна в практическом аспекте. Обнадеживающим примером служат результаты З.В. Бартошинского (1983 г.) по изучению кристалломорфологии алмаза. Им получены уравнения регрессии, по которым дается количественная оценка запасов алмаза в кимберлитовых трубках в зависимости от наличия и процентных соотношений определенных форм кристаллов в приповерхностном кимберлите, элювии или переотложенных четвертичных отложениях.

Совместно с Н.И. Васильковой, О.А. Кукушкиной и другими исследователями изучены возможности использования типоморфных свойств флюорита, кварца и других минералов в поисково-оценочных целях на примере ряда месторождений грейзеновой и отчасти пегматитовой генетических групп. Непременным условием применения типоморфизма для оценки и прогноза является рассмотрение генети-

ческих моделей месторождений. Лишь с учетом геологической ситуации, стадийности формирования, представлений о рудно-магматических и палеогидродинамических системах типоморфический анализ может быть наиболее эффективен.

На изумрудно-бериллиевом месторождении, которое принадлежит маргарит-берилловому минеральному типу [2, с. 77—91], выявлен комплекс типоморфных признаков, по которым можно судить об условиях генезиса оруденения, о его рудно-формационной принадлежности и о характере рудоносности.

Месторождение относится к наиболее глубокой фации грейзеновой группы [4]. Рудные тела представлены двумя морфологическими типами: преимущественно пологими жилами с богатым содержанием берилла и крутопадающими прожилково-метасоматическими зонами, более мощными, но с меньшим содержанием берилла, зато включающими изумруд. Первые выполняют трещины отрыва, а вторые приурочены к протяженным по вертикали сколовым трещинам.

Минеральный состав жил изменяется по склонению рудной залежи. На верхних горизонтах северного участка они обогащены мусковитом, флюоритом, апатитом и бериллом. В жилах нижних горизонтов южной части месторождения количество перечисленных минералов уменьшается. Кроме того, на состав жил влияет характер вмещающей породы. Среди тальковых сланцев жилы наиболее богаты бериллом, в диоритах они обогащены кварцем, а среди серпентинитов кварц и мусковит в жилах исчезают при сохранении богатого содержания берилла.

В этом же рудном поле располагаются месторождения колумбит-берилловых пегматитов, принадлежащих к микроклин-альбитовому типу, которые связаны с маргарит-берилловыми месторождениями в единой рудно-магматической системе, имеющей четко выраженную зональность. Пегматиты располагаются вблизи контакта гранитов, а грейзеновое оруденение — в некотором удалении. Маломощные жильные апофизы пегматитов испытывают влияние вмещающих ультраосновных пород и также местами содержат изумруд.

Наиболее полно изучен типоморфизм флюорита. Самыми информативными свойствами флюорита в данном случае являются концентрация в нем ионов  $Mn^{2+}$  (метод ЭПР) и содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), определяемые нейтронно-активационным анализом. В целом флюорит месторождения отличается довольно высокой концентрацией ионов  $Mn^{2+}$ , что отвечает условиям формирования оруденения при высокой температуре, восстановительном характере среды минералообразования, насыщенности флюидов фтором и другими минерализаторами [1], несмотря на относительную удаленность оруденения от магматического очага (1,5 км в плане от гранитного массива).

Флюорит на месторождении преимущественно принадлежит к главной стадии рудообразования и кристаллизовался совместно с бериллом и мусковитом, а частично также позже них. Различаются более высокотемпературный флюорит медово-розового цвета и обрастающий его фиолетовый флюорит. В первом содержание  $Mn^{2+}$  выше, чем во втором. Отчетливо проявлена вертикальная зональность в уменьшении концент-

рации  $Mn^{2+}$  во флюорите с глубиной. Данные изучения включений минералообразующей среды показывают прямую температурную зональность (Н.И. Александрова, 1987 г.), т.е. на свойства флюорита преобладающее влияние оказала концентрация летучих во флюиде, накапливающихся на верхних горизонтах вследствие гравитационной дифференциации. Третьим фактором является состав вмещающих пород — в жилах южного участка, залегающих среди серпентинитов, снижен уровень  $Mn^{2+}$  во флюорите. По низкому содержанию  $Mn^{2+}$  резко выделяются мелкозернистый флюорит из флогопитовых метасоматических пород и поздние генерации флюорита.

В содержании РЗЭ во флюорите месторождения наиболее ярко выражены избыток Eu и накопление тяжелых лантаноидов по сравнению с легкими (рис. 1). В распределении РЗЭ во флюорите с разных горизонтов также проявлена вертикальная зональность, аналогичная той, которая обнаруживается по содержанию ионов  $Mn^{2+}$ . Резко понижен уровень РЗЭ во флюорите поздних генераций.

Для интерпретации природы европиевого максимума во флюорите данного месторождения полезно сопоставить содержания РЗЭ (нормированные по хондритам) во флюорите и гранитах материнского интрузива. Сравнение рис. 1 и рис. 2 показывает, что они существенно различаются. В граните четко выражены дефицит Eu и преобладание легких лантаноидов. Дефицит Eu и в некоторой степени содержание тяжелых лантаноидов увеличиваются от ранних фаз к поздним, как это характерно для полнодифференцированных интрузивных комплексов гранитовой формации. В понимание указанного различия вносят ясность результаты экспериментальных работ. По данным [19], содержание РЗЭ во флюорите, из-за отсутствия у него селективных свойств, точно отражает состав РЗЭ в маточном растворе. С другой стороны, показано [18], что чем выше давление, тем больше избыток Eu в растворе, равновесном с гранитным расплавом. Следовательно, распределение РЗЭ во флюорите маргарит-бериллового месторождения свидетельствует о глубинных условиях его формирования. Преобладание тяжелых лантаноидов над легкими говорит о высокой активности фтора [20], а повышенная концентрация двухвалентных ионов  $Yb^{2+}$  и  $Eu^{2+}$  — о восстановительном характере минералообразующей среды. Таким образом, концентрации ионов  $Mn^{2+}$  и РЗЭ во флюорите взаимно подтверждают и дополняют друг друга как типоморфные признаки.

Комплексный характер месторождения предопределяет двойственные требования к выявлению критериев рудоносности. С одной стороны, определение наиболее богатых рудных тел по содержанию бериллия подразумевает поиски типоморфных признаков, указывающих на геохимическую обстановку, благоприятную для интенсивной миграции больших масс бериллия, и наличие геохимических барьеров, вызывающих осаждение этого элемента. С другой стороны, типоморфные признаки образования изумрудов имеют совсем иную природу. Они должны свидетельствовать не столько об условиях, благоприятных для осаждения бериллия, сколько о кристаллизации берилла в спокойной тектонической обстановке, способствующей росту крупных

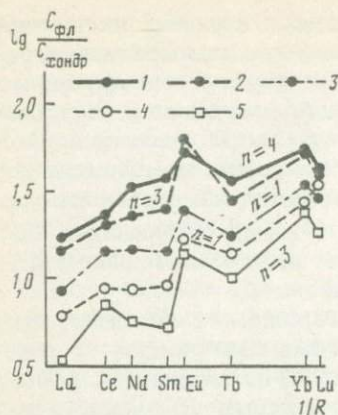


Рис. 1. Нормированное к хондритам содержание РЗЭ во флюорите из разных рудных тел

1—3 — богатые бериллием жилы: 1 — северный участок, 2 — южный участок, 3 — глубокие горизонты; 4 — бедные бериллием жилы; 5 — поздние генерации;  $n$  — число анализов

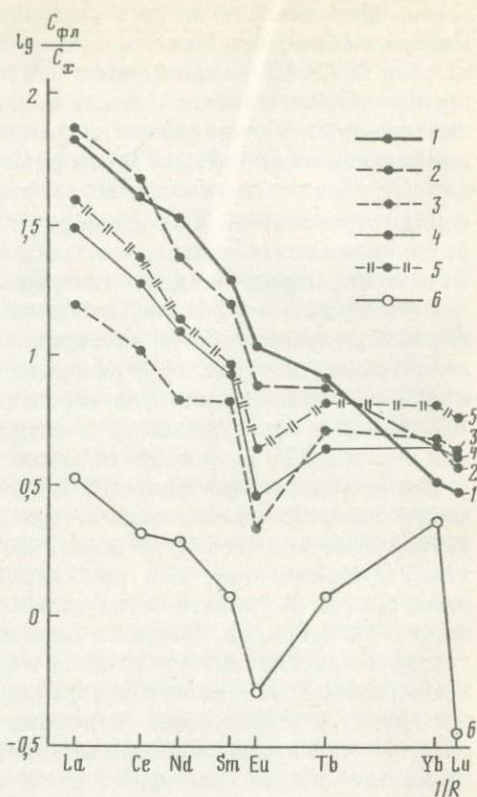


Рис. 2. Нормированное к среднему содержанию в хондритах распределение РЗЭ в последовательных фазах гранитного массива (образцы даны А.И. Грабежесвым)

1—5 — граниты: 1 — биотитовые, 2, 3 — двуслюдяные, 4 — пегматоидные, 5 — эндо-контактовые; 6 — серпентиниты; нейтронно-активационный анализ на РЗЭ выполнен аналитиками Н.М. Евстраткиной, С.П. Титовой, В.Б. Тумановым, В.И. Маркоткиной

и прозрачных кристаллов и их сохранении в продолжении пострудной истории, а также об интенсивном метасоматическом воздействии на вмещающие породы и обогащении минералообразующих флюидов хромом, заимствованным из вмещающих пород. Соответственно признаки богатых бериллием рудных тел и индикаторы изумрудности выражаются различными типоморфными свойствами минералов.

Различия между богатыми и бедными по бериллию рудными телами устанавливаются по средним содержаниям во флюорите ионов  $Mn^{2+}$ , тяжелых лантаноидов и некоторых индикаторных отношений РЗЭ (рис. 3)<sup>1</sup>, а также по параметру активации  $A$  кристаллов флюо-

<sup>1</sup> Концентрация ионов  $Mn^{2+}$  определена по амплитуде сигнала  $Mn^{2+}$  на ЭПР-спектрометре РА=100 "Рубин", 1 усл. ед. =  $6 \cdot 10^{-4}$  мас. %  $Mn^{2+}$ ; аналитики М.В. Петропавлов, А.Е. Чернышева, Г.И. Беловицкая,  $Eu/Eu^*$  — отношение содержания  $Eu$  по данным анализа и нормативного  $Eu^*$ , рассчитанного по содержанию  $Sm$  и  $Tb$ .

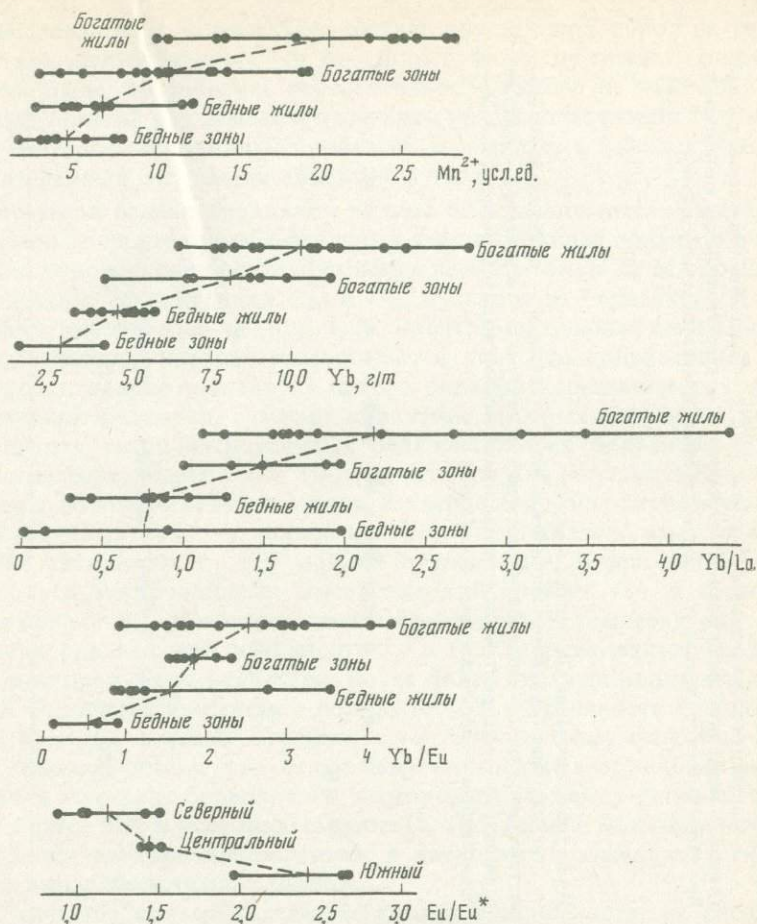


Рис. 3. Вариации индикаторных признаков флюорита в зависимости от концентрации бериллия на разных участках маргарит-бериллового месторождения

рита, представляющему отношение суммарной интенсивности полос примесных центров Mn и PЗЭ к интенсивности решеточного центра  $F_2^-$ , определяемых на спектрах рентгенолюминесценции [6]. Все эти величины возрастают во флюорите из богатых руд и убывают в бедных рудах и поздних генерациях флюорита. Достоверность различия средних подтверждается статистическими ранговыми критериями по методу [5]. Однако при определении рудоносности по свойствам флюорита следует принимать во внимание состав вмещающих пород. Так, на южном фланге, где богатые жилы залегают в пачке пород с преобладанием серпентинитов, флюорит в них несколько обеднен ионами  $Mn^{2+}$ , тяжелыми лантаноидами, особенно тербием, и обогащен избыточным европием (см. рис. 1 и 3) по сравнению с жилами северного и центрального рудных столбов, где ультраосновные породы представлены преимущественно тальковыми сланцами. Если не учитывать различия

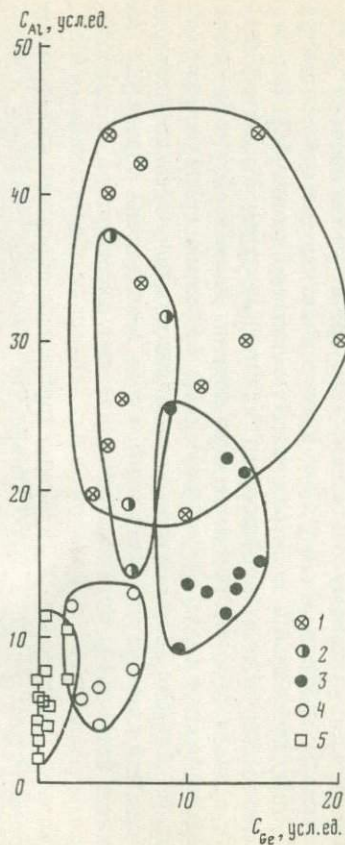
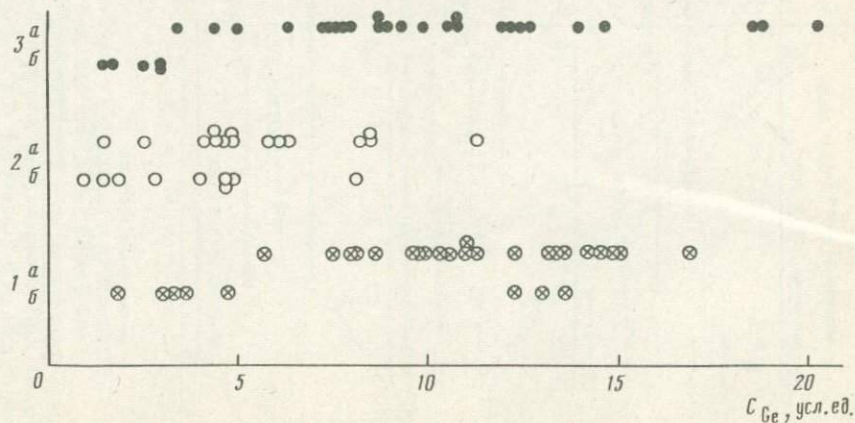


Рис. 4. Соотношение Al- и Ge-центров в кварце из редкометалльных месторождений различных формаций

1 — танталит-сподуменовые пегматиты [10]; 2 — колумбит-берилловые пегматиты; 3 — маргарит-берилловое месторождение; 4 — кварцевожилные комплексные Be—Mo—W месторождения; 5 — редкометалльные апокарбонатные грейзены

Рис. 5. Концентрация Ge-центров в кварце

1 — маргарит-берилловое месторождение: а — жилы, б — прожилково-метасоматические зоны; 2 — колумбит-берилловые пегматиты: а — верхние и б — нижние горизонты; 3 — воджинит-танталит-пегалитовые пегматиты (по В.В. Рябцеву, Н.Д. Милюковой): а — промышленные, б — бедные



в минеральном и химическом составе вмещающих пород на разных участках месторождения, то по типоморфным признакам флюорита можно было бы занизить перспективность одного из участков. Этот пример лишний раз демонстрирует, что при использовании типоморфных критериев необходимо принимать в расчет весь комплекс геологических данных о строении объекта оценки.

Богатые и бедные бериллием рудные тела различаются между собой также по концентрации Ge-центров в кварце, которая применима и для оценки рудоносности редкометалльных пегматитов. Н.Д. Миловидовой определены концентрации  $C_{Al}$  и  $C_{Ge}$  в кварце из пегматитов и грейзеновых месторождений (рис. 4, 5). Экспериментальные данные и природные наблюдения свидетельствуют о том, что концентрация этих центров в кварце зависит от целого ряда физико-химических и геологических факторов, суммарное влияние которых дает возможность расчленить кварц из различных редкометалльных формаций. Максимальные содержания  $C_{Al}$  и  $C_{Ge}$  характерны для редкометалльных пегматитов натриево-литиевого типа. В кварце колумбит-берилловых пегматитов концентрация обоих центров уменьшается, чему отвечает слабая активность Li и F при их образовании. Кварц маргарит-бериллового месторождения имеет высокий уровень  $C_{Ge}$  и несколько пониженный  $C_{Al}$  в соответствии с более низкой температурой образования при высокой активности Li и F. Кварцево-жильно-грейзеновые месторождения характеризуются более низкими концентрациями  $C_{Al}$  и  $C_{Ge}$  в кварце в связи с понижением T и активности Li при переходе от пегматитового к грейзеновому генетическому типу. Рис. 4, таким образом, демонстрирует промежуточный характер условий формирования маргарит-бериллового месторождения между пегматитами и грейзенами, как и указывалось ранее [2, 4]. Наконец, минимальные концентрации центров наблюдаются в кварцевых прожилках и гнездах среди апокарбонатных грейзенов.

В качестве критерия редкометалльной рудоносности, не расчленяя центры по типу компенсации зарядов, удалось использовать только концентрацию  $C_{Ge}$ . Среди натриево-литиевых воджинит-танталит-пегматитовых пегматитов можно различать богатые промышленные и бедные рудные тела. Возможность таким образом различать рудные пегматиты и безрудные была ранее показана на примере натриево-литиевых танталит-сподуменовых пегматитов [10]. В колумбит-берилловых пегматитах микроклин-альбитового типа, в которых литиевые минералы отсутствуют, кварц имеет пониженную концентрацию германия  $C_{Ge}$ . При этом в крупном пегматитовом теле отмечается отчетливое (статистически значимое) уменьшение этой концентрации с глубиной, что соответствует обеднению редкометалльного оруденения на нижних горизонтах. На маргарит-берилловом месторождении по концентрации  $C_{Ge}$  значимо различаются образцы кварца из богатых жил и обедненных прожилково-метасоматических зон.

В качестве признаков изумрудности и разбраковки богатых и бедных по изумрудам рудных тел используются люминесцентные свойства плагиоклаза и апатита, обусловленные повышенным присутствием в их составе изоморфных примесей ионов  $Mn^{2+}$ ,  $Eu^{2+}$  и

$Ce^{3+}$ . Вариации их содержания проявляются не только при снятии спектров фотолюминесценции, но и визуально. Так, плагиоклазы на месторождении при ультрафиолетовом облучении дают яркое, среднее или совсем слабое фиолетово-синее свечение  $Eu^{2+}$ . Все образцы апатита люминесцируют в ультрафиолетовом свете ярко, но цвет свечения изменяется от желтого ( $Mn^{2+}$ ) до фиолетово-синего ( $Eu^{2+}$ ,  $Ce^{3+}$ ) с промежуточными оттенками. Эмпирически установлено наличие связи между характером визуальной фотолюминесценции апатита и плагиоклаза и степенью изумрудности рудных тел [9]. В богатых изумрудами прожилково-метасоматических зонах отмечается максимальное относительное количество ярко люминесцирующего плагиоклаза и апатита с фиолетово-синим цветом свечения. В жилах, полностью лишенных изумрудов, плагиоклаз преимущественно люминесцирует слабо и преобладает апатит с желтой люминесценцией. Таким образом, при поисковых работах на грейзеновых и пегматитовых проявлениях присутствие ярко люминесцирующего плагиоклаза в ассоциации с апатитом, который имеет переменный цвет люминесценции от желтого до фиолетово-синего, служит указанием на возможное наличие изумрудов.

Выявленные признаки причинно связаны с условиями генезиса изумрудов. Кристаллизации крупных и прозрачных кристаллов берилла благоприятствует повышенная глубинность проявления грейзенового процесса, которая способствует, как уже отмечалось, накоплению в рудообразующих флюидах  $Eu$  в форме двухвалентных ионов, являющихся люминофором. Метасоматическое замещение вмещающих ультраосновных пород, поставляющее  $Cr$  для окрашивания изумрудов, также способствует повышению активности иона  $Eu^{2+}$ , хотя и не прямым путем. Серпентиниты и тальковые сланцы обеднены РЗЭ и  $Mn$  по сравнению с продуктами кристаллизации постгранитных флюидов. Соответственно, как показала О.А. Кукушкина (личное сообщение, 1987 г.), апатит из интенсивно десилицированных прожилково-метасоматических зон обеднен ионами  $Mn^{2+}$  и РЗЭ по сравнению с апатитами из мощных жил, богатых бериллом. Но в связи с принципом кислотно-основного взаимодействия, но Д.С. Коржинскому, в этих условиях возрастает доля более щелочного иона  $Eu^{2+}$  (по сравнению с  $Eu^{3+}$ ). В результате накопление  $Cr$  в изумрудах сопровождается появлением люминесцирующего плагиоклаза и фиолетово-синего свечения апатита.

Апокарбонатные редкометалльно-флюоритовые грейзены. На низкотемпературных месторождениях содержания  $Mn^{2+}$  во флюорите оказываются слишком низкими и не могут быть использованы для разбраковки руд. На примере рудного поля, в пределах которого редкометалльно-флюоритовое оруденение связано с грейзенами стадии позднего отложения, совместно с О.А. Кукушкиной и Н.Н. Васильковой выявлено, что  $Yb^{2+}/Eu^{2+}$ , т.е. отношение интенсивности максимумов полос двухвалентных ионов  $Yb^{2+}$  и  $Eu^{2+}$  на спектрах фотолюминесценции флюорита, может служить критерием распознавания богатых и бедных флюоритовых руд. Формирование редкометалльно-флюоритовых месторождений сопряжено с лейкократовыми гранитами литий-фтористого типа. Последние слагают два гребневидных выступа, об-

наженных лишь в своих апикальных частях. К ним приурочены два месторождения, включающие наиболее богатые флюоритовые руды. Южнее них, вне связи с явно выраженными гранитными куполами, находится рудопоявление, представленное бедными рудами.

Главная составная часть флюоритового оруденения принадлежит к одной генерации — метасоматическому флюориту апокарбонатных грейзенов. В целом для флюорита рудного поля характерна относительно слабая фотолюминесценция, что обусловлено общим низким содержанием в нем РЗЭ, резким дефицитом Eu, пониженной долей двухвалентных ионов в связи с большим количеством в растворах  $\text{CO}_2$ , которая обильно выделяется при замещении известняков флюоритовыми рудами. Богатые руды характеризуются более высокими величинами  $\text{Yb}^{2+}/\text{Eu}^{2+}$  с преобладанием значений 4,6—14,1, в бедных преобладают отношения в пределах 1,5—4,5. Установлено значимое различие значений  $\text{Yb}^{2+}/\text{Eu}^{2+}$  во флюорите из рудопоявления 1,4—2,6 и месторождения 1,0—14,1.

Содержание ионов  $\text{Mn}^{2+}$  во флюорите рудного поля в целом низкое (не превышает 1,5 усл. ед.), что отвечает относительно низкой температуре апокарбонатного грейзенообразования и отсутствию восстановительных условий. Проявлена тенденция к некоторому возрастанию концентрации  $\text{Mn}^{2+}$  во флюорите с глубиной в соответствии с прямой температурной зональностью. О том же свидетельствует и распределение относительной концентрации дырочных центров  $F_i^0$  ( $F_i^0$  определяется как отношение интенсивностей пиков  $65^\circ$  и  $130\text{—}140^\circ$  на кривых термовысвечивания флюорита [1]); для флюорита верхних горизонтов характерны значения 1,3—9,1, для флюорита нижних — 1,3—5,0.

Учитывая пространственное распределение флюорита с различными свойствами, а также геологическую структуру месторождения, можно высказать предположения о динамике рудообразования. Если бы скорость просачивания растворов и их метасоматического взаимодействия были одинаковыми, то по мере проникновения фтористых растворов из гранитов в активную карбонатную среду весь фтор сразу же осаждался бы при метасоматическом замещении кальцита флюоритом. Тогда нарастание рудной залежи происходило бы снизу от кровли гранитов вверх в толщу известняков. В этом случае наиболее богатые руды залежали бы вблизи гранитов, а дефицит Eu и отношение  $\text{Yb}^{2+}/\text{Eu}^{2+}$  во флюорите должны были бы уменьшаться от нижних частей залежи к верхним. В действительности наблюдается иная картина, которая больше отвечает условию опережающего метасоматоз просачивания растворов вверх по крутым трещинам и их ступенчатого растекания в стороны по боковым трещинам, а также их накопления в подэкранной замковой части антиклинали, где известняки перекрываются слабо проницаемой и пластичной сланцевой толщей.

Рассмотренные примеры, а также известные литературные данные позволяют обсудить некоторые общие принципы и перспективы использования типоморфизма в прогнозах оруденения и поисково-оценочных работах. Следует оговорить, что здесь речь идет только о постмагматических и гидротермальных месторождениях, образование

которых связано с поступлением глубинных флюидов в зону разгрузки, т.е. геохимического барьера, где происходит рудоотложение.

Рассмотрим предпосылки решения главных задач поисковой минералогии.

1. Обнаружение месторождений возможно не только по прямым находкам рудного минерала, но и по индикаторным сопутствующим минералам. Для концентрированного отложения того или иного рудного вещества требуются затраты энергии, которая обеспечивает прогрев среды, вмещающей месторождение и рассеивание в ней остаточных флюидов. Процесс рассеивания вызывает возникновение минеральных ореолов, окружающих месторождение, в которых появляются новообразованные минералы или изменяются свойства ранее существовавших минералов.

Во многих месторождениях рудный минерал составляет лишь небольшую долю объема руды, поэтому, даже в тех случаях, когда промышленные руды выходят на поверхность, сопутствующие минералы играют важную поисковую роль, так как часть из них обнаруживается легче, чем минерал — полезное ископаемое. Либо же породообразующий или жильный минерал имеет особые свойства, указывающие на присутствие руды (кварц золоторудных месторождений, полевые шпаты и флюорит на редкометальных и т.п.).

2. Возможность определения формационной принадлежности оруденения по минералогическим признакам естественно вытекает из специфичности геолого-геохимических и физико-химических условий образования месторождений каждой рудной формации. Соответственно, различные формации характеризуются определенными минеральными ассоциациями, минералами-индикаторами, а также типоморфными свойствами ряда минералов. Выявить последние не всегда просто из-за большого разнообразия, с одной стороны, минералогических свойств и их возможной конвергентности — с другой.

3. Разбровка богатых и бедных руд по типоморфным признакам основана на различии физико-химических условий, существовавших на геохимических барьерах и в зонах разгрузки рудоносных флюидов, определивших ту или иную концентрацию полезного ископаемого. Образование богатого оруденения характеризуется высокой активностью летучих, участвующих в переносе вещества, и компонентов рудных и сопутствующих минералов в рудоносных флюидах, а также резким изменением этой активности на геохимическом барьере. Такая энергетическая напряженность процесса минералообразования должна отражаться на свойствах минералов. Вследствие этого по типоморфным признакам богатые рудные тела и участки можно отличать от бедных и безрудных. Проблемой остается поиск общих закономерностей, каким образом отражается интенсивность процессов рудоотложения на свойствах минералов, так как пока устанавливаются лишь конкретные признаки для каждого минерала и типа оруденения. Очевидно, ее решение нужно искать в геохимической и физической взаимосвязи, которая существует между энергетическим состоянием среды рудоотложения и микропроцессом формирования реального строения минералов.

4. Значительно сложнее задача определения (прогнозирования) по типоморфным свойствам минералов масштабов оруденения. Представляется, что в общем случае ее решение возможно на основе минералогического картирования тех или иных типоморфных признаков и определения соотношений между рудной зональностью, масштабами месторождений и пространственным распределением индикаторных свойств минералов. В то же время установление общих взаимосвязей между динамическими параметрами рудообразующей системы и генетико-информационными признаками минералов пока остается нерешенной проблемой. Однако предпосылкой для ее успешного решения в будущем может служить ряд частных закономерностей, установленных для некоторых минералов и типов месторождений и основанных на достаточном обих геохимических законах. Например, признаки минералов, указывающие на глубокую многоэтапную дифференциацию магматических расплавов и флюидов, свидетельствуют о возможности формирования крупных рудных скоплений [8]. Важным критерием масштабности служат характер зональности типоморфных свойств и величина градиента этих свойств по вертикали (прямая и обратная зональность свойств флюорита по Н.Н. Васильковой).

На пути реализации возможностей типоморфизма в повышении эффективности поисково-оценочных и разведочных работ существует ряд объективных и субъективных трудностей.

1. Некоторая неопределенность и многозначность типоморфных свойств. Многие свойства зависят не от одного, а от нескольких факторов. Например, содержание ионов  $Mn^{2+}$ ,  $Eu^{2+}$ ,  $Yb^{2+}$  во флюорите зависит от  $T$ ,  $pH$ ,  $Eh$  и других параметров. Количество РЗЭ во флюорите и соотношение тяжелых и легких лантаноидов определяются температурой,  $pH$ , анионным составом летучих, преобладанием  $K$  или  $Na$  в растворах. От нескольких параметров системы зависят содержания  $Al$  и  $Ge$  в кварце и т.д.

2. Локальные флуктуации физико-химических условий минералообразования, даже в пределах одной генерации или одного парагенезиса, что требует изучения статистически значимых выборок образцов, а также проведения детальных минералогических наблюдений для разграничения последовательных генераций одного и того же минерала и других взаимоотношений, влияющих на интерпретацию типоморфных признаков.

3. Узкая специфичность ряда выявленных типоморфных критериев. Интегральные характеристики минералов, выражающие их типоморфные свойства и позволяющие оценивать рудоносность, действительны часто только для совершенно однотипного оруденения, преимущественно лишь в пределах одного рудного поля или района. Например, признаки богатых и бедных руд, критерии масштабности оруденения оказываются различными для месторождений разных регионов, даже принадлежащих к одной и той же рудной формации. Существующее разнообразие типоморфных признаков имеет объективные причины и обусловлено разнообразием типов рудообразующих систем, вызывающих специфичность особенностей, свойственных почти каждому крупному месторождению. Влияют многочисленные факторы — глубина источ-

ника флюидов, структурно-вещественные особенности путей их миграции и области разгрузки, степень полигенности и многоэтапности концентрации вещества, взаимодействие флюидного и магматического процесса и др. В результате типоморфные критерии в большинстве случаев имеют вероятностный характер, но среди них иногда удается выделить и более однозначные функциональные связи между типоморфным признаком и оценочными параметрами оруденения.

Методологической основой применения типоморфизма в поисковой минералогии служат системный и модельный подходы. Для преодоления существующих трудностей в использовании типоморфных свойств минералов наиболее перспективен путь комплексных взаимосвязанных исследований с широким охватом модельных систем трех типов:

1) геолого-генетические модели, обеспечивающие познание генезиса и типоморфизма минералов в их обусловленности структурно-геологической и геохимической обстановкой локализации оруденения;

2) физико-минералогические модели, расшифровывающие реальное строение минеральных индикаторов, во всем многообразии взаимодействия вариаций химического состава и физических условий, при которых минерал кристаллизуется, а затем эволюционирует под действием меняющейся внешней обстановки;

3) термодинамические модели и модели самоорганизации вещества, создаваемые экспериментальными и расчетными методами и дающие опорные количественные реперы для установления физико-химических (равновесных и динамических) условий рудообразования.

Неопределенность в интерпретации из-за многофакторности типоморфных связей может быть преодолена сочетанием исследований по двум направлениям:

а. Экспериментальное изучение коэффициентов распределения и раздельного влияния на них тех или иных параметров минералообразования. Путь эксперимента, однако, не всеисчленен — отнюдь не все свойства реальной структуры примесных центров и других дефектов в минералах воспроизводятся в синтетических аналогах.

б. А.И. Гинзбург, Н.В. Петровская, Ф.В. Чухров неоднократно писали и говорили о необходимости создания целостного комплекса согласованных типоморфных свойств парагенных и последовательно образующихся минералов, которые могут дать систему взаимодополняющих и контролирующих друг друга критериев.

В качестве одной из целей развития учения о типоморфизме стоит создание системы минералогических индикаторов рудоносности на количественной основе, например, в виде диаграмм с числовыми координатами с выделением на них полей точек, отвечающих рудным и безрудным объектам или проявлениям различных рудных формаций [12]. Общая система таких индикаторных диаграмм заведомо не может быть простой. Уровень изоморфной смесимости, типы центров и дефектов меняются для минералов разных генетических типов. Кроме того, индикаторы и критерии рудоносности для полезных ископаемых, являющихся пороодообразующими минералами (апатит, флюорит, магнетит, пирит) или же аксессуарными (Be, Ta, Au и т.п.), тоже могут быть в принципе разными. Но именно поэтому нам и

нужна количественная система, которая дала бы начальные уровни отсчета и предельные границы измерений, которые возможны и характерны для минералов разных генетических типов, рудных формаций или определенных рудных полей и месторождений в связи с масштабом и концентрацией оруденения. Разработка такой системы — сложная и трудоемкая работа, требующая широкого охвата разнообразных объектов детального минералогического картирования, сочетания взаимно контролируемых методов. Но такая система в итоге даст возможность не наугад, а целеустремленно выбирать наиболее эффективные и экспрессные методы для обоснования минералогических критериев. Минералогические критерии не могут заменить бурения, но сократить число скважин с их помощью можно. Для этого требуется детальное и полноценное минералогическое изучение получаемого керна. В соответствии с идеями и прогнозами А.Е. Ферсмана и А.И. Гинзбурга поисковая минералогия может помочь сделать геологоразведочные работы хотя и наукоемкими, но более дешевыми и результативными.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Василькова Н.Н., Кукушкина О.А.* Состав, свойства и условия образования флюорита из месторождений, связанных с гранитоидами // *Геохимия*. 1973. N 5. С. 689—700.
2. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. М.: Недра, 1975. 247 с.
3. *Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.
4. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. М.: Недра, 1977. 162 с.
5. *Коган Р.И., Родионов Ю.П., Белов Д.А.* Статистические ранговые критерии в геологии. М.: Недра, 1983. 137 с.
6. *Красильщикова О.А., Куприянова И.И., Таращан А.Н.* Окраска и люминесценция флюорита — критерий разработки грейзеновой минерализации бериллия // *Минерал. журн.* 1986. Т. 8, N 5. С. 28—38.
7. *Красников В.И., Фаворов В.А., Суматохин А.В.* и др. Методические рекомендации по использованию электрических свойств рудных минералов для изучения и оценки эндогенных месторождений. Л.: Мингео СССР: ЗабНИИ. 1983. 91 с.
8. *Куприянова И.И., Василькова Н.Н.* Типоморфизм флюорита грейзеновых месторождений бериллия // *Тез. XXVII МГК*. Т. IX, ч. 1. С. 177—178, 1984.
9. *Куприянова И.И., Морозкин В.В.* О возможности использования люминесцентных свойств плагиоклаза и апатита как признаков изумрудности // *Изв. АН СССР*. Сер. геол. 1987. N 9. С. 84—90.
10. *Миловидова Н.Д., Михайлов А.Г., Степаненко Н.И., Фельдман Л.Г.* Концентрация Ge- и Al-центров в блоковом кварце редкометалльных пегматитов как показатель их рудоносности // *Минерал. журн.* 1984. N 4. С. 26—32.
11. Минералогическая кристаллография и ее применение в практике геологоразведочных работ. Киев: Наук. думка, 1986. 240 с.
12. Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. 197 с.
13. Минералогия. XXVII МГК // *Доклады*. М.: Наука, 1984. Т. 10. 112 с.
14. Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов // *Материалы XI съезда ММА*. М.: Наука, 1980. 302 с.
15. Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. 260 с.
16. *Юргенсон Г.А.* Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.
17. *Юшкин Н.П.* Опыт среднемасштабной топоминералогии. Л.: Наука, 1980. 376 с.
18. *Flynn R.T., Burnham C.W.* An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. Vol. 42. P. 685—701.

19. Guichare F., Jaffrezic H. Déschamps N; Treuil M. Analyse par activation neutronique de quelques lanthanides dans la baritine // Radiochem. Radioanal. Letters. 1972. Vol. 9 (1). P. 35—43.
20. Möller P. Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoids geochemistry. Distribution and behaviour of lanthanoids in non-magmatic phases // Systematics and the Properties of the Lanthanoids. D. Reidel. Publ. Co., 1983. P. 561—616.

УДК 553.637.061.12:549.615.22(571.63)

С.В. Малинко, Н.А. Носенко

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ДАТОЛИТА ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ БОРОСИЛИКАТНЫХ РУД

Образование в земной коре крупных скоплений руд — всегда явление аномальное. Тем более это справедливо для бора, по низкому кларку в земной коре (~0,001%) близкого редким элементам и вместе с тем формирующего месторождения, которые по средним содержаниям и запасам полезного компонента превосходят редкометалльные на несколько порядков. Сказанное относится к месторождениям бора различных генетических типов — вулканогенно-осадочных, скарновых и галогенных. Поскольку основная доля запасов борного минерального сырья нашей страны сосредоточена в скарновых боросиликатных месторождениях, изучение вопросов генезиса именно этих месторождений, в частности Дальнегорского датолитового, имеет первостепенное научное и практическое значение.

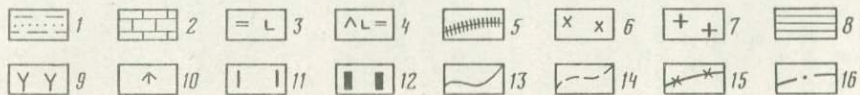
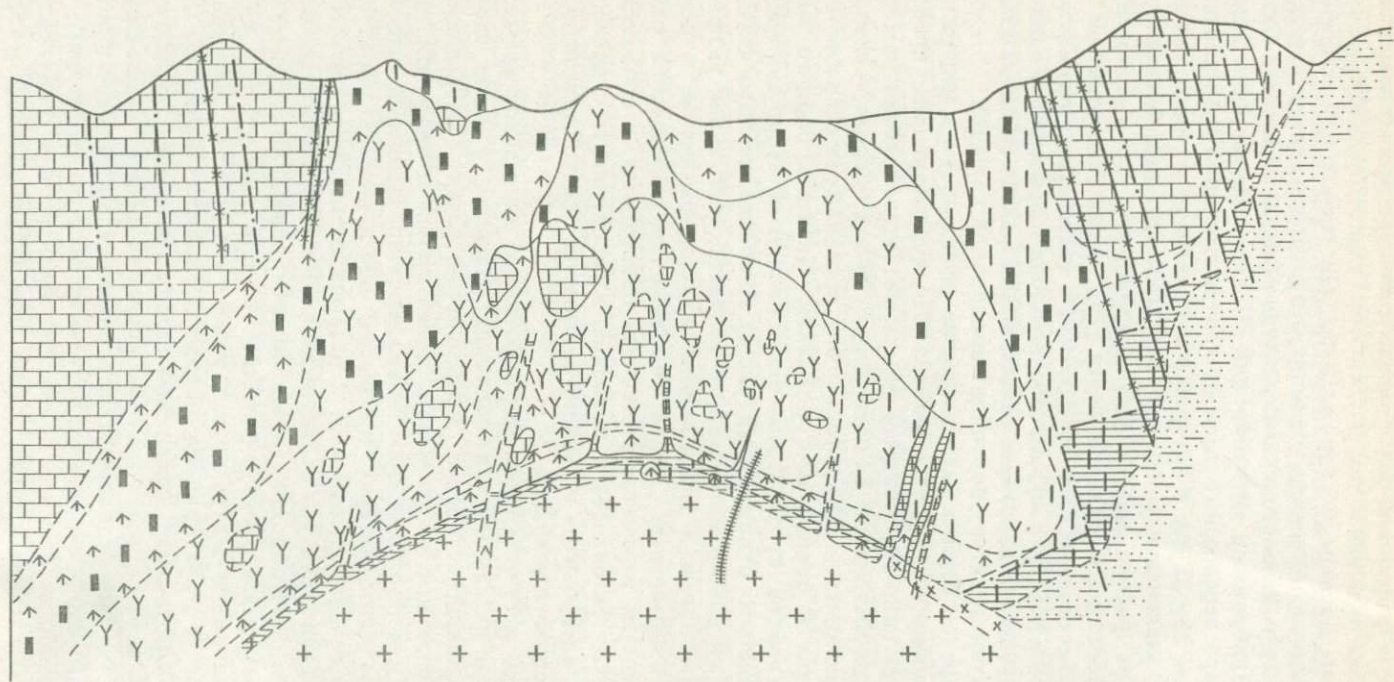
С позиции сегодняшнего дня можно с уверенностью утверждать, что образование этого уникального по типам руд месторождения, открытого в 40-х годах нашего века, до последних полутора десятков лет оставалось в значительной мере непознанным. В основном это было связано с отождествлением его происхождения с распространенным в природе формированием боросиликатной (датолитовой, данбуритовой) минерализации в известковых скарнах, генетически связанной с гранитоидами, и не дающей значительных скоплений. Совокупность новых данных, полученных в последние годы в результате геологических, петрологических, термодинамических и минералогическо-геохимических исследований, осуществленных с применением современных тонких методов изучения минерального вещества, позволили пересмотреть генетические позиции Дальнегорского датолитового месторождения и показать принципиальные отличия его формирования от образования многочисленных скарновых минералопроявлений аналогичных боросиликатов. Это тем более важно, ибо не только вооружает геологов знанием условий образования боросиликатных руд, но и предоставляет надежные критерии их поисков и оценки.

Геологическая позиция Дальнегорского рудного района и одноименного борного месторождения в основных чертах сводится к следующему.

Дальнегорский рудный район представлен рядом скарновых полиметаллических и оловянно-полиметаллических месторождений, а также единственным борным месторождением. Он расположен в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского позднемезозойского вулканического пояса, наложенного на восточную структурно-фациальную зону Сихотэ-Алиня — Прибрежный антиклинорий [7]. По геофизическим данным он имеет кору переходного типа от континентальной к океанической с мощностью 25—35 км, в которой в направлении с запада на восток происходит увеличение мощности базальтового слоя. Металлогенический облик района определяется положением его в прибрежном поднятии Восточного рудного пояса [14], характеризующегося развитием полиметаллического оруденения, а также приуроченностью к субширотному Верхне-Уссурийскому поясу, обусловленному наличием скрытых глубинных разломов, рассекающих Сихотэ-Алинь и создающих блоковую структуру протоконтинентальной коры [6].

Дальнегорское борное месторождение расположено в центральной части одноименного рудного района. По существующим представлениям терригенно-карбонатный фундамент этого района разбит на блоки, иногда выходящие на поверхность из-под покрова вулканитов, в одном из которых — Дальнегорском — расположены скарново-полиметаллические и борное месторождения. Площадь борного месторождения сложена триасовыми—нижнемеловыми терригенно-карбонатнокремнистыми отложениями (рис. 1). Наиболее древними являются известняки средне-верхнетриасового возраста, слагающие различные по размерам линзы и пластообразные тела, вытянутые в северо-восточном направлении. Эти и подобные им образования района Б.В. Кузнецовым рассматриваются как олистолиты — аллохтонные тела, реликты тектонических покровов, в совокупности с прослоями песчаников, алевролитов и брекчий слагающие олистостромовую толщу нижнемелового возраста.

Структура месторождения формировалась длительное время под воздействием различных тектонических процессов и имеет сложное складчато-блоковое строение. Здесь широко развиты разрывные нарушения, различные по размерам, ориентировке в пространстве, генетическим и морфологическим типам, характеру смещений и возрасту. Результатом тектонических процессов, обусловивших образование складок осадочного фундамента и разрывных нарушений в нем, является блоковая структура месторождения. В зависимости от размеров, пространственного положения и величины относительных перемещений пород по разломам, оконтуривающим тот или иной участок, их размеров и положения в структуре, в районе и в пределах месторождения выделяются структурно-тектонические блоки различных порядков. Вследствие взбросовых перемещений пород по разломам, достигающих десятков и первых сотен метров, блоки занимают разновысокое положение. Главное рудное тело месторождения приурочено к наиболее приподнятому блоку, структурно-тектоническая позиция которого обусловила и наиболее высокое положение здесь кровли гранитоидного интрузива. Последнее, а также повышенная нарушенность этого блока создали наибольшее благоприятствование для продвижения пост-



магматических растворов, что привело к почти полному замещению известняков скарнами (см. рис. 1).

Магматические породы на месторождении развиты широко и сложены интрузивными фациями различных вулканоплутонических комплексов. В приповерхностной части интрузивные образования представлены трещинными телами — дайками, штоками, лакколитами, имеющими в основном несогласное положение. Особый интерес среди них вызывает наличие в скарново-рудной залежи лакколитов и даек пород калиево-щелочной серии (сихалинский комплекс) [5], развитых только в центральной части месторождения и приуроченных к узлам пересечения крутопадающих нарушений со сближенными горизонтальными трещинами отрыва, создающими структурные ловушки.

Глубинные горизонты месторождения изучены слабее. Однако структурно-поисковые скважины показали, что количество интрузивных тел с глубиной не уменьшается. На уровне 1100—1200 м в контакте с известняками установлена интрузия гранитоидов; глубина вскрытия интрузива скважинами достигает 250 м. Известняки и гранитоиды в апикальной части интрузива замещаются скарнами, образуя единую скарново-рудную залежь. В скарнах над интрузией вскрыты многочисленные дайки калиево-щелочных пород сихалинского комплекса — эссексит-диабазов, шонкинитов, эпилейцитовых трахитов и трахитовых порфириров, а также диабазовых порфириров дальнегорского комплекса и гранитов, а в интрузии — дайки эпилейцитового трахитового порфира и диабазовых порфириров. Мощность даек 0,015—27,5 м.

Детальное изучение петрографии, химического состава и микрокомпонентов магматических пород Дальнегорского месторождения и его окрестностей позволило выявить их характерные особенности, отчетливо проявляющиеся при сравнении пород, близких по составу. Установлено, что выделенный на месторождении сихалинский комплекс пород отличается от однотипных образований горбушинского и дальнегорского комплексов, широко распространенных в районе главным образом повышенными калиево-щелочностью и основностью. По составу базальтоиды сихалинского комплекса более близки к латитам, по Р. Дэли, чем к щелочным и известково-щелочным трахиандезитам. Гранитоиды, вскрытые буровыми скважинами на глубоких горизонтах месторождения, имеют существенные отличия от однотипных пород дальнегорских многофазных интрузивов, развитых в его окрестностях. Отличия заключаются в очень высоких содержаниях хрома, аналогичных базальтоидным, повышенных концентрациях бора, стронция и

Рис. 1. Геологоструктурное положение Дальнегорского борного месторождения и схема метасоматической зональности скарновой залежи

1 — песчаники и алевриты переслаивающиеся; 2 — известняки; 3—5 — сихалинский комплекс: 3 — трахиандезиты, 4 — эпилейцитовые трахиты, 5 — эссексит-диабазы, трахиандезиты, эпилейцитовые трахиты; 6 — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты фазы I Дальнегорского интрузива; 7 — граниты фазы II; 8 — скарны и скарноиды-по аллюмосиликатным породам; 9—12 — минералы метасоматических зон: 9 — волластонит, 10 — пироксен, 11 — гранат, 12 — датолит; 13, 14 — границы метасоматических зон: 13 — установленные, 14 — предполагаемые; 15, 16 — разрывные нарушения: 15 — установленные, 16 — предполагаемые

бария, что позволяет выделить эти гранитоиды в самостоятельный комплекс, названный долинным. По набору указанных признаков гранитоиды Дальнегорского месторождения относятся к типу гранитов латитового ряда [17]. Таким образом, минеральные, петрохимические и геохимические особенности гранитоидов долинного и щелочных пород сихалинского комплексов отчетливо выделяют их из ряда однотипных пород других магматических комплексов района и позволяют предполагать мантийную природу их родоначальных магм. На это указывает также пространственная совмещенность этих пород в зоне глубинного субширотного разлома [3] и возрастная близость, соответствующая активизации Сихотэ-Алинской геосинклинали [5].

Борное месторождение представлено единым скарновым массивом, в котором локализовано аксинит-данбурит-датолитовое оруденение. Скарновый массив образует пластообразное тело, простирающееся согласно складчатой структуре и приуроченное к толщам известняков (олистолиты) с разделяющими их горизонтами переслаивающихся песчаников и алевролитов олистостромовой толщи. Наиболее активному метасоматозу подверглись известняки, что обусловило в целом несложную форму внешнего контура скарново-рудного массива. В меньшей степени скарны развивались по терригенным породам. Одновременное влияние разнонаправленных разрывов, по которым происходили перемещения пород, привело к усложнению внешнего контура массива и увеличило его размеры. Максимальная мощность тела скарнов, скарноидов и скарнированных пород наблюдается в центральной части и уменьшается к флангам, вплоть до полного выклинивания. Падение на глубину близко к вертикальному.

Рассматривая строение массива в связи с блоковой структурой площади следует отметить, что размеры отдельных его частей и их морфология во многом зависят как от литологического состава и соотношения различных типов замещаемых пород в блоках, так и от размеров самих блоков и степени их нарушенности. Наличие разрывов при совмещенности блоков с апикальной частью интрузива явилось наиболее благоприятным фактором развития метасоматоза. Предполагается, что подошва всех тектонических блоков замещена скарнами, образующими плащеобразное тело на контакте с интрузивом.

Различный состав исходных пород и широкое развитие трещиноватости в доскарновой структуре обусловили сложное внутреннее строение скарнового массива. В нем выделяются скарны по известнякам и гранитам, скарноиды по песчаникам, алевролитам и брекчиям. Они различаются структурно-текстурными особенностями, минеральным и химическим составом. Борная минерализация с различной интенсивностью накладывается на все разновидности скарнов. В скарнах широко распространены дайки, лакколлиты и штоки магматических пород, встречаются реликты незамещенных известняков. Внутреннее строение скарновой залежи осложняется также приуроченностью скарнов к зонам разнонаправленных нарушений, что создает мозаичный облик залежи.

Основной объем скарновой залежи сложен волластонитом, гра-

натом, пироксеном, кварцем, кальцитом, датолитом, данбуритом и аксинитом; в меньшем количестве встречаются эпидот, гизингерит, хлорит, серицит, альбит, актинолит, флюорит, апофиллит, стильпно-мелан, сидерит, манганокальцит, ильваит, цеолит, гематит, сульфиды железа, свинца, цинка, меди, кобальта и мышьяка.

Волластонит развивается по известнякам и является самым распространенным скарновым минералом. Он установлен по всей протяженности скарнового тела по падению: вблизи поверхности встречается в реликтах или обломках брекчий, а с глубиной постепенно становится главным минералом; в краевых частях месторождения волластонит известен только на глубине. Такое распространение объясняется необходимостью обильного привноса кремнезема для формирования волластонита по известнякам и образованием его преимущественно в условиях зоны термического воздействия гранитоидного интрузива. Выделяются две разновидности этого минерала: волластонит I — белый, реже светло-кремовый или розоватый, шестовато-лучистый, средне- и мелкокристаллический, с массивной, реже полосчатой текстурой, характерный для нижней и средней части тела; волластонит II — снежно-белый в нижней части скарнового тела и белый, серый, розовато-бурый — в верхней, слагающий мелкозернистые или сплошные рыхловатые массы. Изучение химического состава 13 мономинеральных проб волластонита показало, что ему свойственны повышенные марганцовистость и железистость, что позволяет наряду с волластонитом выделять разновидности манганволластонита и ферроманганволластонита. При этом отчетливо выражена пространственная закономерность в их распространении: ферроманганволластонит характерен для верхних горизонтов центральной части скарнового массива, манганволластонит — для средних и нижних частей; собственно волластонит встречается в ограниченном количестве преимущественно в нижней части разреза.

Пироксен развивается по известнякам, гранитам, песчаникам и алевролитам. Выделяются разновидности: пироксен I — светло-зеленый, зеленовато-серый, грязно-зеленый, буроватый, мелкокристаллический, изредка шестовато-лучистый, встречающийся в мономинеральных агрегатах и в ассоциации с волластонитом, развивающийся по нему, а также с гранатом в контактовой зоне интрузива и в тонкополосчатых обломках брекчий совместно с датолитом в верхних горизонтах; пироксен II — зеленый, темно-зеленый, почти черный, крупно- и среднекристаллический, с параллельно- или радиально-лучистыми агрегатами в датолит-геденбергитовых скарнах верхней части массива; иногда входит в состав цемента скарновых брекчий совместно с волластонитом II и датолитом. Изучение химического состава этого минерала по 10 мономинеральным пробам показало, что пироксены месторождения относятся к промежуточным в диопсид-геденбергитовом ряду, причем в пироксенах, развитых по известнякам, преобладает геденбергитовый минал, а в образовавшихся по гранитам — диопсидовый.

Гранат распространен в основном в краевых частях скарнового массива — вблизи поверхности и в контактовой зоне интрузива. Вы-

деляются разности: гранат I — темно-зеленый, зеленовато-серый мелко- и скрытокристаллический, встречающийся в экзо- и эндо-контактных зонах интрузива и развивающийся по волластониту I и пироксену I; гранат II — зеленый, желтовато-зеленый, иногда розоватый или слабо оранжевый мелко- и крупнокристаллический, образующий массивные скопления, развивающийся по волластониту I, II и пироксену с образованием псевдоморфоз; гранат III, образующий скопления мелких полупрозрачных кристаллов зеленого, светло-зеленого и желтовато-зеленого цвета в кварц-кальцитовом выполнении пустот. Установленные разновидности граната по составу занимают промежуточное положение между андрадитом и гроссуляром. При этом в гранатах, развитых по известнякам, преобладает андрадитовый минал, по граниту — гроссуляровый; гранаты, образовавшиеся по песчано-сланцевой породе, характеризуются резким непостоянством состава.

Аксинит распространен в скарнах на контактах известняков и песчаников, в скарнах по песчаникам, иногда в трахиандезитах; представлен мелко-, средне- и крупнозернистыми выделениями зеленого, серого и розоватого цвета.

Данбурит установлен в пироксеновых датолитовых скарнах. Выделяются три разности данбурита: данбурит I — зернистые массы в ассоциации с датолитом, гранатом, геденбергитом, кварцем и кальцитом; данбурит II — хорошо ограненные кристаллы призматического габитуса размером от 0,5 до 50 см, образующие друзы и щетки в пустотах; данбурит III — мелкие прозрачные кристаллики.

Датолит — главный борный минерал данного месторождения. Он преимущественно распространен на верхних горизонтах залежи в скарнах, заместивших известняки, где слагает мономинеральные агрегаты или ассоциирует с кварцем и кальцитом; в меньших количествах встречается в глубинных частях скарнового массива. Выделяются следующие разности датолита: датолит I — бледно-зеленого цвета, образующий мелко- и среднезернистые агрегаты, слагающие тонкополосчатые датолит-пироксеновые и датолит-волластонитовые породы; датолит II — бледно-голубой, бледно-зеленый, желтоватый, бесцветный, встречающийся в средне- и крупнокристаллических агрегатах, с размером индивидов до 8—20 см; датолит III — бесцветные, прозрачные, мелкокристаллические агрегаты. Химический состав данбурита и датолита характеризуется постоянством и близостью к теоретическому независимо от принадлежности к той или иной разности.

Сульфиды представлены соединениями свинца, цинка, меди, железа, мышьяка и кобальта. Промышленные залежи сульфидных руд полиметаллов расположены в поле скарнов на расстоянии не менее 300 м от залежей боросиликатов. Мелкие проявления и вкрапленная минерализация сульфидов известна в краевых частях борного месторождения.

Изучение пород и минералов скарнового массива показало, что он представлен совокупностью диффузионно-биметасоматических и инфильтрационных образований. Выделяемые скарновые зоны в поперечных сечениях создают рисунок асимметрично-эллиптического строе-

ния скарнового тела с различной мощностью зон в верхней и нижней его частях. Эти зоны являются производными последовательно проявившихся процессов диффузионно-биметасоматического и инфильтрационного метасоматоза, за которыми следовало боросиликатное оруденение.

В отношении вопросов генезиса боросиликатных руд Дальнегорского месторождения у исследователей нет единого мнения. До последнего десятилетия господствовало представление о генетической связи этого оруденения с гранитоидным магматизмом, хотя породы такого состава на месторождении долгое время не были известны [12]. Это представление в основном базировалось на логическом заключении, ибо в скарновых экзоконтактах гранитоидов в различных районах известны многочисленные минералопроявления аналогичных боросиликатов.

Альтернативная генетическая позиция утверждает связь боросиликатного оруденения с магматическими породами контрастной калиево-щелочной серии (сихалинский комплекс). Она подтверждается следующими геологическими и геохимическими факторами.

1. Пространственная связь главных боросиликатных залежей и разноориентированных даек магматических пород калиево-щелочной серии; те и другие расположены над интрузивом гранитоидов в инфильтрационных скарнах.

2. Инфильтрационные скарны, боросиликатное оруденение и интрузивные образования калиево-щелочной серии приурочены к одним и тем же структурным элементам (Дальнегорскому горсту, внутренним тектоническим блокам — Центральному и Долинному, крылу Центральной антиформы, к узлу пересечения разломов глубокого заложения), фрагменты которых установлены на площади месторождения.

3. Магматизм контрастной калиево-щелочной серии и боросиликатное оруденение совмещены во времени: по данным определения абсолютного возраста формирование магматических пород этой серии происходило в период 50—32 млн лет, боросиликатного оруденения — 38—32 млн лет.

4. Высокие содержания бора в магматических породах калиево-щелочной серии (до 306 г/т), по данным нейтронно-радиографического анализа в основном сингенетичного минералам этапа их автотасоматического преобразования [8].

Генетическая связь боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения с магматическими породами калиево-щелочной серии устанавливается также на основе изучения типоморфных особенностей датолита — главного минерала борных руд данного месторождения. Исследование типоморфизма датолита проводилось путем сопоставления тонких особенностей его состава и свойств в образцах из Дальнегорского месторождения, с одной стороны, и серии образцов этого минерала из многочисленных известково-скарновых рудопроявлений, в большинстве относимых к более раннему возрасту (палеозой—мезозой) — с другой. Сочетанием нейтронно-активационного и люминесцентного анализов выявлена характерная особенность датолита Дальнегорского месторождения, отличающая его от того же

Таблица 1  
РЗЭ в датолите (средние значения)

Объекты	La	Ce	Nd	Sm
Дальнегорское месторождение, Главная рудная залежь (n=21)	<u>1454</u> 3462	<u>2095</u> 1806	<u>1779</u> 2196	<u>287,5</u> 1065
Дальнегорское месторождение, с. Восточная, уч. Левобережный (n=4)	<u>49,2</u> 117	<u>186</u> 160	<u>215</u> 265	<u>9,1</u> 33,7
Рудопроявления доальпийские в других регионах (n=6)	<u>198</u> 471	<u>473</u> 408	<u>398</u> 491	<u>41</u> 152

Примечание. В табл. 1 и 2 в числителе — средние содержания элементов в  $n \cdot 10^{-4}\%$ , в знаменателе — средние содержания, нормированные по силикатной фазе хондритов; Eu\* — нормативное содержание европия, рассчитанное по Sm и Tb;

Таблица 2  
РЗЭ в магматических породах Дальнегорского рудного поля  
(средние значения)

Порода	La	Ce	Nd	Sm
Гранитоиды Дальнегорского месторождения (долинный комплекс)				
Фаза I (n=3)	<u>34,2</u> 81,4	<u>104,5</u> 90,2	<u>55,5</u> 68,6	<u>8,73</u> 32,4
Фаза II (n=7)	<u>21,5</u> 51,1	<u>56,8</u> 60,3	<u>24,3</u> 34,9	<u>4,2</u> 15,6
Гранитоиды массива 27-го ключа (дальнегорский комплекс) n=6	<u>19,6</u> 38,7	<u>37,8</u> 30,2	<u>19,2</u> 28,2	<u>3,5</u> 15,6
Дайковый комплекс месторождения Садовое (дальнегорский комплекс) n=5	<u>24,2</u> 71,3	<u>48,3</u> 41,7	<u>24,7</u> 30,5	<u>4,3</u> 16,1
Дайковый комплекс месторождения Дальнегорское (сихалинский комплекс) n=27	<u>17,0</u> 40,4	<u>40,6</u> 26,5	<u>23,1</u> 28,5	<u>7,9</u> 15,0

минерала в скарновых рудопроявлениях более древнего возраста — резко повышенное содержание европия и присутствие значительной его части в двухвалентном состоянии, обуславливающее люминесценцию минерала [9]. Наиболее отчетливо фракционирование примесей редкоземельных элементов демонстрируется на основе изучения распределения их усредненных концентраций, нормированных по отношению к содержанию соответствующих элементов в силикатной фазе хондритов. В соответствии с рекомендациями [1] нормированное содержание для европия вычислялось по отношению его реальных концентраций к нормативным содержаниям, рассчитанным по коэффициентам концентрации лантаноидов (табл. 1). Как видно из данных этой

Eu	Tb	Yb	Lu	$\Sigma$ TR	La/Yb	Eu/Eu*
$\frac{119}{1178}$	$\frac{9,9}{165}$	$\frac{9,6}{33,8}$	$\frac{1,8}{40,9}$	5755,8	102	8,79
$\frac{2,1}{20,8}$	$\frac{2,3}{38,3}$	$\frac{4,5}{15,8}$	$\frac{0,5}{11,4}$	468,7	7,3	0,10
$\frac{8}{79,2}$	$\frac{9,2}{153}$	$\frac{17,7}{62}$	$\frac{2,6}{58,6}$	1147,5	8,0	0,10

нейтронно-активационный анализ выполнен инструментальным методом в ВИМСе;  
*n* — число проанализированных проб.

Eu	Tb	Yb	Lu	$\Sigma$ TR	La/Yb	Eu/Eu*
$\frac{1,29}{8,1}$	$\frac{1,08}{18,0}$	$\frac{4,33}{15,5}$	$\frac{0,54}{12,2}$	210,24	9,24	0,46
$\frac{0,7}{5,8}$	$\frac{0,8}{13,2}$	$\frac{2,4}{8,5}$	$\frac{0,3}{7,1}$	142,3	9,27	0,55
$\frac{1,4}{14,4}$	$\frac{0,7}{11,1}$	$\frac{1,9}{6,8}$	$\frac{0,3}{7,0}$	93,83	11,42	0,74
$\frac{0,9}{0,8}$	$\frac{0,6}{10,5}$	$\frac{2,3}{8,1}$	$\frac{0,5}{12,0}$	111,59	14,42	0,80
$\frac{1,5}{16,6}$	$\frac{0,6}{9,9}$	$\frac{1,5}{5,4}$	$\frac{0,2}{4,5}$	106,82	12,06	1,40

таблицы, датолит главной рудной залежи Дальнегорского месторождения характеризуется резко повышенными содержаниями РЗЭ щелочного ряда по сравнению с датолитом из периферических зон месторождения (сопка Восточная, участок Левобережный), а также из скарновых рудопроявлений более ранних эпох оруденения в других районах. Наиболее ярко это различие наблюдается по суммам РЗЭ, степени их дифференциации, определяемой отношением La/Yb, а также по содержанию европия и его положительной аномалии ( $Eu/Eu^* > 1$ ), присущей только датолиту главной рудной залежи Дальнегорского месторождения. Резко пониженные содержания РЗЭ в датолите фланговых зон Дальнегорского месторождения, а также отсутствие в нем

европиевой аномалии, по-видимому, связаны с удаленностью участков его формирования от основных рудопроводящих каналов и, вероятно, более низкотемпературными условиями минералообразования. Это приводит к нетипичности примесного состава датолита фланговых зон месторождения.

Яркая специфика состава редкоземельных примесей в датолите главной рудной залежи Дальнегорского месторождения навела на мысль о возможности использования этого признака для установления генетических связей борного оруденения с определенным магматизмом на данном месторождении. Соответственно представилось целесообразным провести изучение магматических пород месторождения и его окрестностей в отношении распределения в них примесей РЗЭ. Обобщенные результаты этого исследования показаны в табл. 2. На основе нормированных по хондритам величин построены вариационные графики состава РЗЭ в магматических породах Дальнегорского рудного поля (рис. 2, а). На вертикальной оси показаны нормированные содержания примесей каждого элемента, а по горизонтали нанесен ряд РЗЭ в порядке возрастания величин их обратного эффективного ионного радиуса. С целью сопоставления аналогичные графики построены для эталонов ряда магматических пород различного происхождения, данные о содержании РЗЭ в которых заимствованы из литературных источников (рис. 2, б).

Как видно из данных таблицы и графика, все изученные магматические породы, развитые в пределах Дальнегорского рудного поля, характеризуются определенной общностью, заключающейся в резком преобладании редких земель щелочного ряда (La—Sm) над более кислыми (Tb—Lu). При этом гранитоиды фазы I Дальнегорского месторождения (долинный комплекс) выделяются существенно более высоким содержанием всех РЗЭ по сравнению с гранитоидами фазы II при идентичном в целом их распределении в обеих фазах. Характерной чертой вариационных диаграмм распределения РЗЭ в гранитоидах двух выделенных фаз является резкий дефицит европия, не типичный для гранитов вообще (см. рис. 2, б, кривая 1). По характеру распределения РЗЭ и наличию европиевого минимума вариационная кривая гранитоидов Дальнегорского месторождения более близка к таковой для андезитов островных дуг (см. рис. 2, б, кривая 2). С другой стороны, как видно из рис. 2, а, для гранитоидов массива 27-го ключа (дальнегорский комплекс) характерно отсутствие европиевого минимума и по этому признаку, а также по характеру распределения остальных РЗЭ близки типичным гранитам (см. рис. 2, б, кривая 1). Породы дайкового комплекса Садового месторождения (гранит-порфиры, диоритовые порфиристы, тоналитовые порфиристы дальнегорского комплекса) также обладают дефицитом европия, однако в значительно меньшей степени, чем гранитоиды Дальнегорского месторождения (см. рис. 2, а).

Среди всех изученных групп магматических пород по характеру распределения РЗЭ резко выделяются породы сихалинского комплекса, локально развитые в пределах Дальнегорского борного месторождения и включающие шонкиниты, трахиандезиты, эссексит-диабазы и другие калиево-щелочные породы. Как видно из графика, магматические

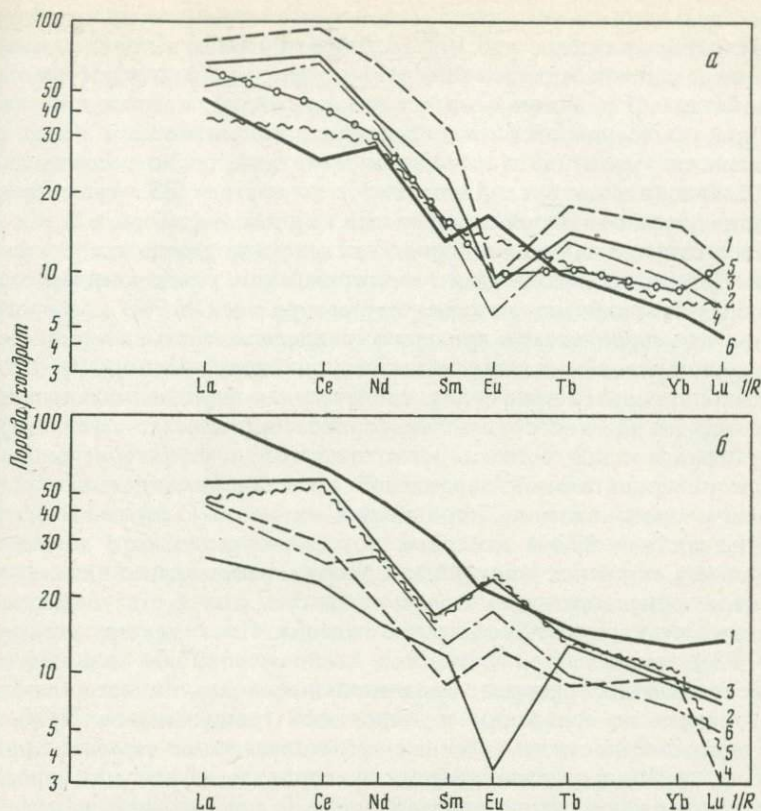


Рис. 2. Состав РЗЭ в магматических породах Дальнегорского месторождения и его окрестностей (а) и в эталонах магматических пород различного происхождения (б)

а: 1—3 — гранитоиды Дальнегорского борного месторождения (долинного комплекса): 1 — фаза I, 2 — фаза II, 3 — средняя для гранитоидов; 4, 5 — гранитоиды дальнегорского комплекса: 4 — массива 27-го ключа, 5 — дайки месторождения Садовое; б: 1 — граниты [1]; 2 — андезиты островных дуг [1]; 3 — эглогиты трубки Удачная [18]; 4 — лерцолиты трубки Обнаженная [18]; 5 — эглогит трубки Мир [18]; 6 — дайки Дальнегорского борного месторождения (сихалинский комплекс)

породы этого комплекса при пониженном содержании суммы РЗЭ по сравнению с гранитоидами того же месторождения резко отличаются избытком европия. На рис. 2, б продублирована кривая распределения РЗЭ в дайковых породах сихалинского комплекса (кривая б). Путем анализа литературных данных выбраны породы, характеризующиеся подобным распределением РЗЭ. Ими оказались эглогиты кимберлитовых трубок Удачная и Мир и лерцолиты трубки Обнаженная (кривые 3—5, см. рис. 2, б) [1].

Атипичный характер распределения РЗЭ в гранитоидах Дальнегорского месторождения (долинный комплекс), фиксируемый главным образом резким европиевым минимумом, не свойственным обычным коровым гранитам, и, наоборот, сходство по этой характеристике

гранитоидов данного комплекса с андезитами островных дуг, очевидно, свидетельствуют о том, что магмы, породившие эти породы, имеют подкоровое происхождение. Обеднение гранитоидов фазы II по отношению к фазе I редкими землями (см. рис. 2, а) отвечает обычному ходу кристаллизационной дифференциации магматических пород [1]. В отличие от гранитоидов долинного комплекса гранитоиды массива 27-го ключа (дальнегорский комплекс) по составу РЗЭ существенно не различаются с типичными коровыми гранитами (см. рис. 2).

Резкое отличие дайковых пород сихалинского комплекса от гранитоидов Дальнегорского борного месторождения, установленных здесь глубокими скважинами, по характеру распределения РЗЭ и, в первую очередь по европиевому критерию свидетельствует, по-видимому, о различном происхождении магм, породивших эти породы. Положительная европиевая аномалия, свойственная породам сихалинского комплекса на Дальнегорском месторождении и резко отличающая их от гранитоидов того же месторождения, характеризующихся, наоборот, отрицательной европиевой аномалией, свидетельствует о различном происхождении породивших их магм. С другой стороны, сходство состава РЗЭ в дайковых породах сихалинского комплекса с таковым в типичных мантийных породах, например во включениях эклогитов и лерцолитов из кимберлитов (см. рис. 2, б), убедительно подтверждает их мантийное происхождение. По характеру распределения РЗЭ можно утверждать, что дайковые породы сихалинского комплекса являются продуктом значительно более глубинного магматического очага по сравнению с долинными гранитоидами. Наиболее яркие закономерности, выявленные по распределению скандия, хрома, кобальта, рубидия, цезия, гафния и тория в изученных породах, также подтверждают их индивидуальность. Так, гранитоиды долинного комплекса отличаются от всех других пород резко повышенными содержаниями хрома и гафния особенно в фазе I, а также тория. В дайковых породах сихалинского комплекса среди указанных элементов резко преобладают щелочные элементы — рубидий и цезий, что отвечает щелочному характеру этих пород.

Специфический характер распределения РЗЭ в датолите Дальнегорского месторождения, в первую очередь определяемый яркой положительной аномалией европия, подобен таковому в малых интрузиях калиево-щелочных пород сихалинского комплекса, избирательно развитых в пределах этого месторождения, и не свойствен другим магматическим породами района. Следовательно, характер распределения РЗЭ в датолите свидетельствует о генетической связи борного оруденения с формированием комплекса малых интрузий калиево-щелочных пород этого месторождения (сихалинский комплекс) и обусловленной им постмагматической деятельностью.

Генетическая связь датолита Дальнегорского месторождения с магматическими породами мантийного происхождения объясняет и другие его типоморфные особенности.

Так, сравнительное изучение изотопного состава бора в боратах и боросиликатах из месторождений и рудопроявлений различного происхождения показало, что датолиту и данбуриту Дальнегорского

месторождения свойствен облегченный изотопный состав бора, соответствующий значениям отношения  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  в пределах 3,90—3,98 [11]. Аналогичные значения изотопного состава бора получены для тех же боросиликатов из месторождения Ак-Архар, Памир, также относящегося к альпийской эпохе рудообразования. Вместе с тем образцы датолита и данбурита из многочисленных известково-скарновых рудопоявлений более древнего возраста устойчиво характеризуются более высокими значениями отношения  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  (более 4,00). Сравнительный анализ бороизотопных данных показал, что отношение  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  в минералах имеет информативное значение для определения источника бора. В частности, облегченный изотопный состав ( $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  менее 4,00) указывает на мантийное происхождение [11] бора.

Другим вещественным доказательством связи боросиликатного оруднения Дальнегорского месторождения с мантийным магматизмом могут служить некоторые минералогические признаки формирования борных руд в условиях относительно повышенной восстановленности среды минералообразования, определяемой восстановленным характером мантийных бороносных флюидов. К ним относятся находки сульфидов и арсенидов висмута и кобальта (висмутин, скутерудит) в бороносной скарновой залежи Левобережного участка рассматриваемого Дальнегорского месторождения, образующих рассеянную вкрапленность и округлые скопления мелкокристаллических агрегатов диаметром 3—4 мм. Более крупные скопления этих минералов до 10—15 мм установлены в кварцево-кальцитовой породе, содержащей поздние выделения данбурита. Эпизодически здесь же отмечается тонкая вкрапленность самородного висмута и никелина. На Западном участке Дальнегорского месторождения установлена вкрапленность скуттерудита в гранатовых скарнах. Особо следует подчеркнуть, что датолит этой зоны характеризуется интенсивной люминесценцией центров двухвалентного европия, что также свидетельствует о существенно восстановительной среде. В этом отношении весьма интересны также пока малоизученные находки на месторождении черных землистых масс. Они установлены в скарнах геденбергитовой и гранат-геденбергитовой состава, в датолит-геденбергитовой, датолит-кальцитовой и датолит-кварц-кальцитовой ассоциациях, в дайках и трещинных зонах северо-восточного и субмеридионального направления, характеризуются большим площадным распространением при малых объемах вещества. Черные землистые массы, цементирующие кварц и сопровождающиеся датолитом, представлены смесью графита и слабо-раскристаллизованного углеродистого вещества; они содержат значительные количества титана, а также хром, фосфор, марганец, железо и магний в пока неизвестных минеральных формах. Присутствие в составе этих образований самородных элементов, ассоциация с ними сульфидов и арсенидов висмута и кобальта, а также интенсивная люминесценция центров двухвалентного европия в датолите вблизи участков наиболее интенсивного развития землистых масс в совокупности, по-видимому, являются наследием восстановленных бороносных флюидов мантийного происхождения. Изучение газовой-жидких включений в датолите и данбурите Дальнегорского месторождения, а также

их люминесцентное и ИК-спектроскопическое исследования установили в качестве характерной черты присутствие в этих минералах рассеянного битуминозного вещества [10].

Рассмотренные геологические, петрологические, геохимические и минералогические факторы, подтверждающие генетическую связь боросиликатных руд Дальнегорского месторождения с мантийным источником вещества, позволяют предполагать формирование этих руд по следующей схеме.

Образование скарнового массива связано с внедрением гранитоидов и происходило в два основных этапа: I этап — образование контактовых диффузионно-биметасоматических скарнов; в постскарновый период по ним метасоматически развивается датолит I, имеющий резко подчиненное значение в составе боросиликатных руд этого месторождения; отсутствие центров свечения двухвалентного европия в этом датолите дает основание предполагать его образование в связи с деятельностью постмагматических растворов гранитоидного очага. II этап — образование инфильтрационных скарнов и их преобразования, связанные с постскарновой гидротермальной деятельностью. Формирование боросиликатных руд, в основном сложенных датолитом II, обладающим указанными выше специфическими геохимическими особенностями (люминесценция, связанная с присутствием центров двухвалентного европия; облегченный изотопный состав бора; положительная европиевая аномалия и др.), очевидно, связано с постмагматической деятельностью более глубинного мантийного магматического очага, породившего контрастную серию калиево-щелочных пород (сихалинский комплекс), локально развитых в пределах данного месторождения.

Поступление бора из глубинного магматического очага наиболее логично предположить в виде элементарно-органических и (или) бороводородных соединений в составе сухих мантийных флюидов. Известно [2], что сухой характер флюидов является необходимым условием для возможности проникновения их в верхние горизонты земной коры. Перенос бора в виде элементарно-органических соединений и бороводородов в таких флюидах вполне реален из-за высокой летучести этих соединений, устойчивости в восстановительной обстановке и разложении при повышении окислительного потенциала [16]. Формирование датолитовых руд при привносе бора такими флюидами в верхние структурные этажи могло реализоваться при следующих обязательных условиях: наличии вмещающей карбонатно-силикатной среды (скарны, скарноиды, известняки), обеспечивающей достаточные количества кальция и кремния, а также повышенную щелочность; взаимодействии сухих восстановительных флюидов с обильными метеорными водами; открытой системе минералообразования; высокотемпературном режиме постмагматического процесса.

Если первый из перечисленных факторов не вызывает сомнения, поскольку кальций и кремний являются видообразующими компонентами датолита и данбурита, то остальные требуют доказательств, которые сводятся к следующим.

Изотопно-кислородное исследование показало, что датолит и дан-

бурит Дальнегорского месторождения характеризуются резко пониженными величинами  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению с теми же минералами в мелких известково-скарновых месторождениях и рудопроявлениях, генетически связанных с гранитоидами [4]. Единственно логичным объяснением этого явления может служить активное участие вод экзогенного происхождения при формировании эндогенных боросиликатных руд Дальнегорского месторождения, что также является его характерным отличием. Этот вывод хорошо согласуется с данными изотопно-углеродного исследования кальцита из известняков, скарнов и их контактовых зон, а также из боросиликатных руд Дальнегорского месторождения. Изучение показало, что кальцит из боросиликатных руд характеризуется наиболее легким изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -4 \div -8^{\text{0}}_{\text{00}}$ ), что, по-видимому, связано со смешением атмосферной и глубинной углекислоты облегченного изотопного состава в процессе борного оруденения. Следовательно, изотопный состав кислоты боросиликатов и углерода ассоциирующего с ними кальцита однозначно свидетельствуют об обильном участии метеорных вод в процессе формирования борных руд Дальнегорского месторождения. Взаимодействие бороносных сухих восстановительных флюидов, поступающих по разломам в зону скарнирования, с метеорными водами приводило к быстрому распаду бороводородов или элементо-органических соединений, в составе которых привносилось рудное вещество, освобождению бора и последующему его вступлению в реакции минералообразования.

Термодинамический анализ системы  $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - \text{B}_2\text{O}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , впервые выполненный на количественной термодинамической основе, показал, что оптимальными условиями для формирования эндогенного датолитового и данбуритового оруденения, кроме достаточно высокой концентрации бора в гидротермальном растворе — выше 0,03 моля, необходимы низкая активность  $\text{CO}_2$  и относительно высокие температуры минералообразования (выше  $200^\circ\text{C}$ ) [15]. При этом наиболее жестки условия по  $\text{CO}_2$  для датолита. Так, если реальные в природных гидротермах концентрации  $\text{CO}_2$  (от 1 до  $1 \cdot 10^{-2}$  моля) практически не влияют на формирование данбурита, то поле устойчивости датолита сокращено вдвое даже при минимальных концентрациях  $\text{CO}_2$  ( $1 \cdot 10^{-2}$  моля).

Следовательно, важнейшим условием оптимального режима для формирования залежей датолитовых руд является чрезвычайно низкая концентрация углекислоты в гидротермах, т.е. практическое ее отсутствие. Очевидно, что такие условия в природе, тем более при минералообразовании в скарнах и известняках, могли иметь место лишь в случае резкого падения давления и улетучивания углекислоты из гидротерм и осуществлялись вблизи крупных тектонических разломов в зонах интенсивной синрудной нарушенности вмещающих пород. Как следует из выше приведенного описания геологических особенностей Дальнегорского месторождения, тектоническая обстановка здесь в период борного оруденения вполне соответствовала этому условию. Очень низкие концентрации  $\text{CO}_2$  в гидротермах устанавливаются и по изучению состава газовой-жидких включений в датолите

этого месторождения [10]. Во-первых, в них отсутствует фаза свободной углекислоты; во-вторых, определенная методом хроматографии концентрация  $\text{CO}_2$  во включениях составляет в среднем всего 0,7 моль/л.  $\text{H}_2\text{O}$ . Интересно отметить, что параллельные определения концентрации  $\text{CO}_2$  флюидных включений в данбурите месторождения Ак-Архар дали в 20 раз более высокое значение, что вполне соответствует выявленным различиям термодинамических свойств датолита и данбурита, о чем указывалось выше.

Гидротермальное минералообразование в существенно карбонатной среде, сопровождающееся практически полным выносом  $\text{CO}_2$ , высвобождающейся при метасоматическом замещении огромных масс вмещающих пород, может быть осуществимо лишь в открытой системе. Именно такой термодинамический характер условий минералообразования при формировании Дальнегорского борного месторождения, связанный со спецификой его геологической позиции, интенсивной дорудной и синрудной тектонической деятельностью, способствовавшей также обильному участию метеорных вод, по совокупности установленных данных представляется важнейшим фактором образования крупных скоплений датолитовых руд.

Высокотемпературный режим минералообразования установлен термометрическим изучением газово-жидких включений и соответствует для датолита I — 400—300° С, для датолита II — 320—150° С. Очевидно, он обеспечивался длительной и интенсивной магматической деятельностью.

Формирование скарноворудного массива Дальнегорского месторождения в условиях открытой системы наглядно отражено в текстурных особенностях метасоматических образований. Широко известные благодаря красоте рисунка и используемые в качестве поделочного камня датолитсодержащие геденбергит-волластонитовые скарны этого месторождения характеризуются специфичными ритмично-полосчатыми, концентрическими, сферолитовыми, оолитовыми текстурами, различными их вариациями и сочетаниями. Эти скарны на данном месторождении являются наиболее ранними и высокотемпературными среди всех других метасоматических пород. Подобные образования неизвестны ни на одном ином известковоскарновом месторождении и служат специфической особенностью только Дальнегорского борного месторождения. Представляется, что здесь они являют собой отражение диссипативных структур, возникающих при минералообразовании вдали от равновесия, в условиях поступления энергии и вещества в открытую систему, рассеяния энергии и вещества, когда в ответ на это явление возникает когерентное поведение материальных частиц на различных уровнях. Развитие таких систем определяется законами синергетики [13]. В отличие от этих ранних скарновых образований, относимых к диффузионно-биметасоматическим, более поздние преимущественно инфильтрационные скарны Дальнегорского месторождения, слагающие главные рудные залежи, характеризуются массивными текстурами. Очевидно, что они формировались в относительно более низкотемпературных условиях. Снижение температур вело систему минералообразования к равновесию; соответственно к форми-

рованию этих скарнов и датолитовых руд применимы законы линейной термодинамики.

Ранние скарны, характеризующиеся ритмично-полосчатой текстурой, сильно раздроблены (табл. I, а, б)<sup>1</sup>. Дробление их происходило многократно, о чем свидетельствует наблюдаемое иногда обрастание обломков таких скарнов аналогичными тонкополосчатыми скарновыми образованиями. Наиболее распространены брекчии, сложенные разновеликими обломками тонкополосчатых скарнов, сцементированных более поздними выделениями пироксена, волластонита, а также датолитом, имеющими массивное сложение (см. табл. I, а, б). Эти факты свидетельствуют о том, что эволюция скарново-рудного процесса в данном случае сопровождалась интенсивной тектонической деятельностью, которая на определенных этапах приводила к резкой смене термодинамического характера системы минералообразования.

Следует особо подчеркнуть отсутствие ритмично-полосчатых текстур в боросиликатных скарнах месторождения Ак-Архар на Памире. Это хорошо увязывается с данбуритовым типом руд этого месторождения, оптимальный режим формирования которых в отличие от датолитовых не включает в качестве обязательного фактора существенно открытый характер системы минералообразования [15]. Представляется, что наличие ритмично-полосчатых текстур в скарновых образованиях Дальнегорского месторождения является непосредственным отражением специфических условий его формирования, в частности, открытого характера системы минералообразования и может служить типоморфным признаком, благоприятным для установления руд дальнегорского типа.

1. Борное оруденение Дальнегорского месторождения парагенетически связано с контрастной калиево-щелочной серией магматических пород (сихалинский комплекс), имеющих мантийное происхождение. Эта связь подтверждается пространственной локализацией пород сихалинского комплекса и боросиликатных руд, приуроченностью тех и других к единым структурным элементам, временной близостью, высоким содержанием бора в магматических породах, по данным нейтронно-радиографического исследования сингенетичного минералам стадии их аутометасоматического преобразования.

Непосредственным свидетельством связи борного оруденения с мантийным источником вещества служат данные изучения типоморфизма датолита Дальнегорского месторождения. К ним относятся: положительные европиевые аномалии; присутствие значительной части европия в двухвалентном состоянии, обуславливающим люминесценцию датолита; облегченный изотопный состав бора и кислорода.

Специфичные условия формирования борной минерализации, генетически связанной с мантийными флюидами, подтверждаются также находками в бороносных скарнах сульфидов и арсенидов кобальта и висмута, самородного висмута, скоплений черных землистых масс, сопровождающих датолит и содержащих графит и слабораскристал-

<sup>1</sup> Таблицы I—VIII — см. в конце книги.

лизованное углеродистое вещество, обогащенных титаном, хромом, марганцем и железом.

2. Формирование датолитовых руд при поступлении бора с мантийными флюидами реализуется при следующих обязательных условиях: наличии вмещающей карбонатно-силикатной среды; взаимодействии сухих восстановительных флюидов с обильными метеорными водами; открытой системе минералообразования; высокотемпературном режиме постмагматического процесса.

3. Сочетание множества разнообразных факторов минералообразования, необходимых для формирования датолитовых руд, определяет уникальность месторождений дальнегорского типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. *Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д.* Об источнике рудного вещества // Геохимия. 1980. N 10. С. 1439—1449.
3. *Баскина В.А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
4. *Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лисицын А.Е., Малинко С.В.* Изотопный состав кислорода боросиликатов как возможный индикатор промышленного борного оруденения // Тез. докл. на Всесоюз. совещ. по стабильным изотопам. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1978. С. 229—231.
5. *Говоров И.Н.* Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, N 1. С. 186—189.
6. *Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьков А.Д.* и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
7. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
8. *Лисицын А.Е., Малинко С.В.* К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 91—99.
9. *Малинко С.В.* О происхождении эндогенных борных месторождений по типоморфным свойствам минералов бора // Минерал. журн. 1985. Т. 7, N 1. С. 36—44.
10. *Малинко С.В., Лисицын А.Е., Руднев В.В.* и др. Физико-химические параметры процессов формирования промышленного боросиликатного оруденения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 1. С. 98—106.
11. *Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В.* Изотопы бора в минералах — индикаторы источника рудного вещества // Сов. геология. 1987. N 3. С. 89—97.
12. *Мельницкий В.В.* О возможной генетической связи скарнового месторождения датолита с интрузией гранитоидов // Промышленность горнохимического сырья. М.: НИИТЭХИМ, 1980. Вып. 5. С. 1—3.
13. *Николис Г., Пригожин И.* Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
14. *Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М.* Геология и металлогения рудных районов Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 130 с.
15. *Семенов Ю.В., Малинко С.В., Киселева И.А., Ходаковский И.Л.* Термодинамический анализ условий образования эндогенных боросиликатов и боратов кальция // Геохимия. 1987. N 8. С. 1182—1190.
16. *Слободский Р.М.* Элементно-органические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.
17. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
18. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.

Г.К. Кривоконева, С.Е. Сеницына

## ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ О СОСТАВЕ И СТРУКТУРНОМ СОСТОЯНИИ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Расчленение гранитоидов является одной из наиболее важных задач магматической геологии. Особенно актуальны эти вопросы в районах, для которых отмечается связь оруденения с магматизмом. В этом случае желательна максимально возможная детальность расчленения массивов с целью выделения среди них потенциально рудоносных интрузивов, а также рудовмещающих фаций интрузивов.

А.И. Гинзбург неоднократно подчеркивал [6] перспективы привлечения типоморфизма минералов к решению вопросов корреляции и расчленения магматических пород. Применительно к гранитоидам подходящими для этих целей минералами представляются натриево-калиевые полевые шпаты (КПШ), петрогенетическое значение особенностей состава и строения которых показано во множестве отечественных и зарубежных работ. Основой петрогенетической интерпретации кристаллохимических характеристик КПШ служит совокупность эмпирических и экспериментальных данных о зависимости состава и структурного состояния КПШ от условий формирования пород [1—4, 10, 13, 15—22].

Проведенное нами исследование КПШ из пород, входящих в состав массивов лейкократовых гранитов Чикой-Ингодинского района (Центральной Забайкалье), показало эффективность использования кристаллохимических характеристик КПШ для решения вопросов петрогенезиса, корреляции и расчленения массивов с целью выявления их потенциальной рудоносности.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ ЧИКОЙ-ИНГОДИНСКОГО РАЙОНА И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

На территории Чикой-Ингодинского района, расположенного в пределах герцинской структурно-формационной зоны Забайкалья и являющегося оловянно-вольфрамовой сырьевой базой юга Центрального Забайкалья, массивы лейкократовых гранитов совместно с вмещающими их порфиробластовыми гранитами образуют единую линейную структуру — пояс палингенно-метасоматического гранитообразования (рис. 1). Лейкократовые граниты образованы в заключительную стадию гранитообразования и имеют ранне-среднеюрский возраст. В петрохимическом отношении для них характерны ультракислый состав (74—76%  $\text{SiO}_2$ ), повышенная щелочность ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8—9\%$ ) и пересыщенность глиноземом ( $\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + \text{Ca}$ ). По соотношению кремнезема и щелочей они относятся к семейству субщелочных лейкократовых гранитов.

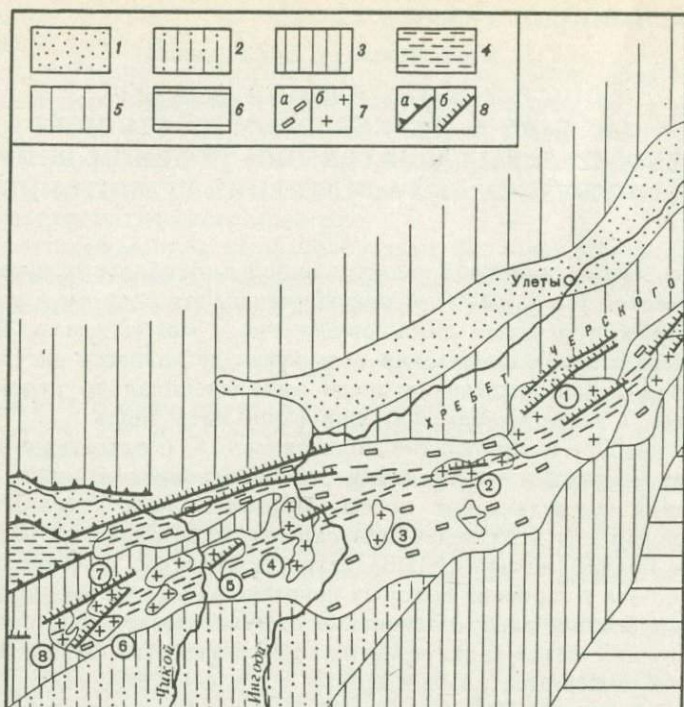


Рис. 1. Схема размещения гранитоидов в структурах Чикой-Ингодинского района

1 — нижнемеловые депрессии; 2 — Даурский геосинклинальный прогиб герцинид; 3 — краевые поднятия герцинид; 4 — Куналейский прогиб рифеид; 5 — протерозоицы; 6 — Агинский срединный массив; 7 — Чикой-Ингодинский пояс палингено-метасоматического гранитообразования; а — порфиробластовые гранитоиды, б — массивы разнозернистых лейкогранитов, цифры в кружках: 1 — Оленгуйский, 2 — Джилинский, 3 — Ушмунский, 4 — Улелейский, 5 — Жергонский, 6 — Ясытайский, 7 — Шумиловский, 8 — Асакайский; 8 — разрывные нарушения различного порядка: а — первого, б — второго

Существует несколько схем расчленения гранитоидов района [5, 11]. С.Д. Потанин и С.Е. Сеницына [14], систематизировав обширный геологический и петролого-геохимический материалы, пришли к заключению, что порфиробластовые гранитоиды и массивы лейкогранитов принадлежат единому магматическому комплексу, названному ими чикой-ингодинским. Однако наблюдающиеся различия в металлогении массивов и необходимость выделения рудоперспективных плутонов потребовали более детального расчленения. В комплекс исследований, направленных на решение этой задачи, был включен анализ типоморфных признаков породообразующих минералов, в том числе калиевых полевых шпатов.

В результате исследования массивы лейкогранитов разделены на три подкомплекса (по мнению С.Д. Потанина — комплекса): 1) оленгуйский, расположенный на восточном фланге Чикой-Ингодинской структурно-формационной зоны, 2) чикой-ингодинский, занимающий

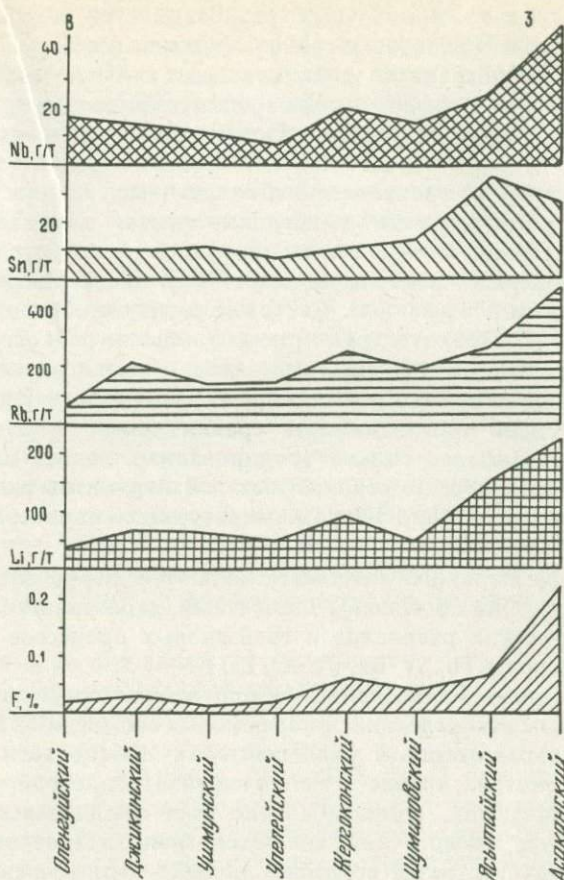


Рис. 2. Содержание редких элементов в породах главной фазы массивов лейкократовых гранитов Чикой-Ингодинского района

центральную часть зоны, и 3) асаканский, расположенный на западном фланге. С оленуйским подкомплексом связано вольфрам-молибденовое оруденение, с чикой-ингодинским — кварц-вольфрамовое, с асаканским — вольфрам-оловянное.

В геохимическом отношении от Оленуйского к Асаканскому массивам происходит последовательное увеличение содержаний в породах главной фазы массивов типичных гранитофильных элементов F, Li, Rb, Nb, Sn (рис. 2) и уменьшение Sr, Ba, Ti, U. Наиболее индивидуален в геохимическом отношении Асаканский плутон. Гранитоиды этого массива отличаются повышенными относительно кларка содержаниями F, Li, Rb, Cs, Be, U, Th и резко пониженными содержаниями Sr, Ba, Ti. Для Оленуйского массива характерно высокое содержание в породах титана, в 2—2,5 раза превышающее концентрацию этого элемента в массивах чикой-ингодинского подкомплекса.

В рудовмещающих массивах чикой-ингодинского подкомплекса вы-

деляется несколько фациальных разновидностей пород: безрудные розовоцветные лейкократовые граниты (главная фаза), рудовмещающие сероцветные лейкограниты, лейкократовые граниты жильного комплекса, биотитовые порфиroidные мелкозернистые граниты, образующие дайки и малые тела в сероцветных лейкогранитах, и биотитовые шпирьы.

Розовоцветные и сероцветные лейкократовые граниты имеют очень близкие петрографические и петрохимические характеристики, но сероцветные граниты обогащены F, Li, Sn относительно розовоцветных и содержат меньшие количества Zr, Ti, U. Переходы между этими породами постепенные. Цветовые различия обусловлены разной окраской КПШ. В геологоструктурном отношении лейкограниты серого цвета приурочены к участкам массивов с интенсивным развитием разрывных нарушений северо-восточной ориентировки. В вертикальном разрезе массивов они занимают сравнительно глубинные уровни, обнажаясь в наиболее сильно эродированных частях плутонов. Характерной особенностью сероцветных лейкогранитов является интенсивное проявление в них низкотемпературных гидротермально-метасоматических процессов.

Гранитоиды жильного комплекса являются дифференциатами нормального ряда. Они обогащены элементами, характерными для остаточных магматических расплавов и грейзеновых процессов (Pb, Nb, Be, P, Sn), и обеднены Th, Sr, Ba, Ti, Zr, Li, F.

Порфиroidные мелкозернистые биотитовые граниты отличаются неравномерным распределением порфиroidных выделений КПШ и кварца: количество вкрапленников уменьшается к центру тела или дайки. Содержание биотита, средне- и мелкочешуйчатого, варьирует довольно в широких пределах. Происхождение этих пород неясно. Согласно одной из точек зрения, они являются гранитизированными ксенолитами пород субстрата, согласно другой — дифференциатами побочной ветви, не подчиняющейся закономерностям нормальной дифференциации гранитной магмы. В пользу первой точки зрения свидетельствуют не только непостоянство состава и строения пород, но и присутствие в них элементов, характерных как для основных и средних пород (Sr, V, Ti, Ba, Co, Ni, Mn, Zn, Cu), так и для эманаций гранитных магм (F, Nb, Zr, Li, Cs, Be, Sn, Mo, La). Аналогичный состав микропримесей имеют и биотитовые шпирьы, для которых характерны еще большие вариации состава и строения, чем для мелкозернистых порфиroidных гранитов.

Генезис рудовмещающих сероцветных лейкогранитов и порфиroidных мелкозернистых биотитовых гранитов имеет важное значение для петролого-геохимических прогнозных построений. Неясности, которые имеются в этом вопросе, затрудняют прогноз, поэтому не менее важной задачей исследования, чем расчленение массивов, является другая — уточнение генезиса пород с привлечением информации, получаемой из анализа данных о составе и структурном состоянии породобразующих КПШ.

КПШ отбирали из точечных проб, представляющих типичные для массивов лейкократовых гранитов разновидности пород. Элементарный состав определяли посредством микрохимического и спектрального плазменного анализов, фазовый состав — рентгендифрактометрическим методом. Структурное состояние КПШ — распределение алюминия и кремния по четырем кристаллографическим позициям  $T_{1o}$ ,  $T_{1m}$ ,  $T_{2o}$  и  $T_{2m}$  — оценивали по рентгенографической методике Стюарта—Райта [12], а в случае суперпозиции аналитических отражений разных калиевополевоспатовых фаз — методом пяти пиков [12]. При этом степень Al—Si упорядоченности КПШ характеризовали двумя параметрами: 1)  $T_1—T_2$ , или "моноклинной", упорядоченностью, которую выражали относительным суммарным содержанием алюминия в позициях  $T_{1o}$  и  $T_{1m}$  —  $t_1$ , 2)  $T_{1o}—T_{1m}$ , или "триклинной", упорядоченностью, которую выражали разностью относительного содержания алюминия в этих позициях —  $(t_{1o}—t_{1m})$ .

При петрогенетической интерпретации экспериментальных данных учитывались известные закономерности изменения состава и структурного состояния КПШ в процессе становления гранитных массивов и установленные к настоящему времени зависимости состава и структурного состояния КПШ от физико-химических условий формирования пород.

Важнейшими из них являются следующие:

1) уменьшение изоморфной смесимости  $KAlSi_3O_8$  и  $NaAlSi_3O_8$  с понижением температуры среды;

2) снижение температуры солидуса и повышение температуры сольвуса в системе  $KAlSi_3O_8—NaAlSi_3O_8—H_2O$  при увеличении парциального давления паров воды, в результате чего при  $P_{H_2O}$  меньше 4,5 кбар при температуре солидуса из расплава с любым соотношением  $KAlSi_3O_8$  и  $NaAlSi_3O_8$  кристаллизуется гомогенный Na—K полевой шпат, который при температуре сольвуса распадается с образованием пертита, а при  $P_{H_2O}$  выше 4,5 кбар кристаллизуются две свободные фазы КПШ и альбита [20, 21];

3) уменьшение в процессе дифференциации гранитного расплава содержания в КПШ примесей Ba и Sr и увеличение содержания Rb, Cs, Li, Be, Pb, Tl от ранних дифференциатов к поздним [1, 2, 4], а также уменьшение отношений Ba/Sr и K/Rb [1];

4) повышение концентрации Ba и Sr в КПШ гранитов, развивающихся по субстрату среднего и основного состава [10];

5) увеличение степени упорядоченности Al—Si распределения в структуре КПШ с понижением температуры их формирования, с уменьшением скорости кристаллизации и остывания, с повышением давления паров воды и других летучих [4, 13, 16, 22]. При этом  $T_1—T_2$  упорядоченность Al—Si распределения является главным образом индикатором температуры образования КПШ, особенно для высокотемпературных быстро охлажденных пород [16, 17, 22], а  $T_{1o}—T_{1m}$  упорядоченность является индикатором скорости кристаллизации и флюидного давления [4, 15, 19]. Из сухих расплавов с низким содержанием ле-

тухих формируются моноклинные КПШ — санидин или ортоклаз в зависимости от температурных условий и скорости остывания расплава; из расплавов, обогащенных летучими, — микроклины, причем степень их  $T_{10}$ — $T_{1m}$  упорядоченности находится в прямой зависимости от парциального давления воды [4, 15].

При температурах ниже 550—650°С на кинетику процесса упорядочения в КПШ активно влияет повышение щелочности флюида [18]. Ниже критической точки воды скорость упорядочения пропорциональна концентрации гидроксил-ионов в кристаллизационной среде [16];

6) в условиях активной гидротермальной деятельности под влиянием каталитического действия воды происходит упорядочение Al—Si распределения в КПШ в твердом состоянии [8, 13];

7) в породах одного комплекса структурная упорядоченность КПШ в рудоносных породах обычно выше, чем в безрудных [10];

8) наличие изоморфных примесей Ba, Sr, Rb, Cs, Fe<sup>3+</sup> в КПШ тормозит явление Al—Si упорядочения [2].

### СОСТАВ И СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ КПШ В МАССИВАХ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ ЧИКОЙ-ИНГОДИНСКОГО РАЙОНА КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД

В Оленгуйском массиве, расположенном на востоке Чикой-Ингодинской структурно-формационной зоны, главная фаза представлена средне-крупнозернистыми биотитсодержащими аляскистыми гранитами. Первичным КПШ в этих породах является слабо пертитизированный ортоклаз, содержание изоморфной примеси натрия в котором составляет 5—10 ат.%, а степень Al—Si упорядоченности характеризуется величиной  $t_1 = 0,81$ — $0,84$ . Такое распределение алюминия и кремния в структуре КПШ является равновесным при температурах ниже 600°С [16, 22]. Повышенные концентрации бария (0,015%) и стронция (0,018%) в ортоклазе при низкой концентрации рубидия (0,027%) указывают на формирование пород из ранних дифференциатов гранитной магмы. Развивающийся по ортоклазу микроклин ( $t = 0,94$ ,  $t_{10}$ — $t_{1m} = 0,60$ — $0,74$ ) содержит меньше стронция (~0,007%), больше бария (~0,06%) и рубидия (~0,04%) (см. таблицу). По наблюдениям Г.А. Валуя [4], накопление бария в микроклинах характерно для позднемагматического этапа эволюции гранитоидных расплавов. В соответствии с этим можно полагать, что появление указанного микроклина в аляскитовых гранитах Оленгуйского массива связано с позднемагматическим этапом формирования пород.

На фоне аляскитовых гранитов выделяются по составу и структурному состоянию КПШ высокорадиоактивные граниты, образующие в пределах Оленгуйского массива небольшое меридионально вытянутое тело. Породообразующий КПШ в них представлен высокопертитовым санидином:  $t_1 = 0,70$ , содержание изоморфной примеси натрия 14%, количество альбита в пертитах до 50%. Согласно двуполевошпатовому геотермометру Барта, температура кристаллизации пород составляла около 750°С. Распад К—Na полевого шпата произошел, судя по  $T_1$ — $T_2$  упорядоченности калиевополевошпатовой фазы, при температуре около 650°С. С учетом состава санидина и фазовых

диаграмм для систем  $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-H_2O$  это означает, что флюидное давление в системе не превышало 2—3 кбар. Описанные породы наиболее высокотемпературные в массивах Чикой-Ингодинского района. В то же время санидин в них почти свободен от примесей бария и стронция и обогащен рубидием (0,12%), что характерно для поздних дифференциатов гранитного расплава. По-видимому, породы кристаллизовались из дегазированных (обезвоженных) остаточных расплавов. По геологическим данным, они отнесены к дополнительной интрузии.

Джилинский массив, расположенный западнее Оленгуйского, считался его частью. Исследование КПШ выявило петрогенетическую индивидуальность пород восточного и западного блоков этого "единого" массива, что в совокупности с геологическими данными послужило одним из оснований для расчленения плутона на два самостоятельных — собственно Оленгуйский и Джилинский.

В Джилинском массиве выделяются три фациальные разновидности пород: розовоцветные лейкограниты, сероцветные лейкограниты и порфириовидные мелкозернистые биотитовые граниты. Розовоцветные лейкократовые граниты представлены массивными и гнейсовидными разновидностями, фазовый состав КПШ в которых одинаков: ортоклаз ( $t_1 = 0,92$ ), слабо триклинный микроклин ( $t_{1o}-t_{1m} = 0,3-0,4$ ) и максимальный микроклин ( $t_1 = 0,97$ ,  $t_{1o}-t_{1m} = 0,87-0,92$ ). Валовое содержание в КПШ стронция составляет 0,016—0,024%, бария — 0,070—0,100%, рубидия — 0,05—0,058%. Повышенные содержания стронция и бария в КПШ отличают розовоцветные лейкократовые граниты Джилинского массива от соответствующих пород соседних с запада массивов и, по-видимому, отражают геохимическую специфику гранитообразующего расплава, связанную с недостаточно полным переплавлением пород субстрата. Другой отличительной особенностью розовоцветных лейкогранитов Джилинского массива является присутствие в них микроклина с низкой степенью триклинности ( $t_{1o}-t_{1m} < 0,5$ ) — типичного породообразующего минерала сероцветных лейкогранитов чикой-ингодинского подкомплекса.

В сероцветных лейкократовых гранитах массива ортоклаз отсутствует и породообразующие КПШ состоят из трех разновидностей микроклина с различной  $T_{1o}-T_{1m}$  упорядоченностью: низкой ( $t_{1o}-t_{1m} = 0,4$ ), промежуточной ( $t_{1o}-t_{1m} = 0,6$ ) и высокой ( $t_{1o}-t_{1m} = 0,85-0,90$ ). Последняя разновидность (максимальный микроклин) аналогична наблюдающейся в розовых лейкогранитах ( $t_1 = 0,97$ ,  $t_{1o}-t_{1m} = 0,85-0,90$ ). КПШ практически не содержит стронция, барий в количестве 0,04% присутствует только в максимальном микроклине, примесь рубидия составляет 0,07—0,09%. Судя по отсутствию ортоклаза, сероцветные лейкограниты формировались в условиях более высокого флюидного давления, чем в розовоцветные.

В рудовмещающих порфириовидных мелкозернистых биотитовых гранитах, приуроченных к сероцветным лейкогранитам, развиты ортоклаз ( $t_1 = 0,88$ ) и два типа микроклина. Характеристики Al-Si упорядоченности одного из них —  $t_1 = 0,90$ ,  $t_{1o}-t_{1m} = 0,70-0,78$ , другого —  $t_1 = 0,94$ ,  $t_{1o}-t_{1m} = 0,85$ . И ортоклаз, и микроклины характеризуются

Al—Si упорядоченность и содержание элементов-примесей в КПШ из массивов лейкократовых гранитов  
Чикой-Ингодинской структурно-формационной зоны

Массив	Порода	Количество проб	Видовой состав породообразующих КПШ	Характеристики Al—Si распределения в КПШ		Содержание микропримесей, $n \cdot 10^{-4}\%$		
				$t_1$	$t_{10}-t_{1m}$	Sr	Ba	Rb
Оленгуйский	Аляскитовый гранит	3	Ортоклаз	0,83	0	185	153	268
			Микроклин	0,90	0,62	75	595	410
Джилинский	Розовый лейкогранит	1	Санидин	0,70	0	<50	<80	1230
	Розовый лейкогранит, в том числе гнейсовидный	3	Ортоклаз	0,92	0	190	900	530
	"	"	—	0,27—0,36				
	Серый лейкогранит	3	"	0,97	0,87—0,92	<50	<80	900
			"	—	0,43			
			"	0,96	0,58			
	Порфиroidный мелкозернистый биотитовый гранит	3	"	0,97	0,85—0,90	60	405	670
			Ортоклаз	0,88	0	160*	1785*	520*
			Микроклин	0,92	0,70—0,85	270	1250	735
Ушмунский	Розовый лейкогранит	3	Ортоклаз	0,91	0	<50	<80	695
			Микроклин	0,94	0,60	—	—	—
Улелейский	То же	3	Ортоклаз	0,91	0	<50	<80	610
			Микроклин	0,94	0,66	—	—	—
	Серый лейкогранит	3	"	0,92	0,10—0,27	<50	<80	585
			"	0,96	0,66	—	—	—
	Порфиroidный мелкозернистый биотитовый гранит	2	Ортоклаз	0,94	0	150	620	219
Микроклин			0,93	0,20	160	690	573	
"	—	0,62						

Жергоконский	Розовый лейкогранит	5	Ортоклаз	0,90	0	50	80	640
			Микроклин	0,94	0,64—0,75	82	610	515
	Серый лейкогранит	7	"	0,93	0,10—0,30	88	340	580
			"	0,93	0,65—0,78	65	630	530
	Жильный мелкозернистый розовый лейкогранит	2	"	0,94	0,68—0,76	20	208	750
	Кварц-полевошпатовый пегматоид	1	"	0,94	0,82	<50	<80	1100
	Порфиroidный мелкозернистый биотитовый гранит	4	Ортоклаз	0,90	0	180	660	192
		Микроклин	—	0,65	175*	650*	510*	
			"	0,98	0,84	—	—	—
Ясытайский	Розовый лейкогранит	1	Ортоклаз	0,94	0	100	470	860
			Микроклин	—	0,89	—	—	—
	Розовый порфиroidный мелко- и крупнозернистый лейкогранит	3	Ортоклаз	0,91	0	120	370	1200
Шумиловский	Розовый лейкогранит	2	"	0,88	0	110	440	715
			Следы микроклина					
	Розовый среднезернистый биотитовый гранит	2	Ортоклаз	0,90	0	50	160	660
			Следы микроклина					
Асаканский	Розовый лейкогранит	3	Микроклин	0,95	0,75	60	250	915
			"	0,96	0,85	<10	<10	1500
	Серый лейкогранит	1	"	0,95	0,85	<10	<10	1550

Примечание. 1. В таблице приведены средние значения  $t_1$  и средние содержания Sr, Ba, Rb; отклонения  $t_1$  от средних значений не превышают  $\pm 0,02$ , содержаний микропримесей —  $\pm 20\%$  относительных.

2. Звездочками помечены суммарные содержания примесей в ортоклазе и микроклине.

довольно высокими содержаниями стронция (0,016—0,026%), бария (0,125—0,18%), рубидия (0,05—0,074%), что свойственно и КПШ розовоцветных лейкогранитов массива. Присутствие ортоклаза также сближает эти породы. Вероятно, формирование тех и других происходило в условиях неполного переплавления субстрата.

В массивах, расположенных в центральной части зоны, — Ушмунском, сложенном исключительно розовоцветными лейкократовыми гранитами, и хорошо дифференцированных Улелейском и Жергоконском, — розовоцветные лейкограниты идентичны по фазовому составу и кристаллохимическим особенностям содержащихся в них КПШ. В породах присутствуют ортоклаз ( $t_1 = 0,88—0,92$ ), который почти свободен от примесей стронция и бария и содержит 0,06—0,07% рубидия, и микроклин ( $t_1 = 0,92—0,97$ ,  $t_{1o}—t_{1m} = 0,60—0,75$ ) с повышенной концентрацией бария (0,057—0,076%), который, по-видимому, образовался в конце магматической стадии, как отмечено выше.

В рудовмещающих сероцветных лейкократовых гранитах Улелейского и Жергоконского массивов наиболее ранним КПШ является микроклин с очень низкой степенью триклинности ( $t_1 = 0,90—0,94$ ,  $t_{1o}—t_{1m} = 0,1—0,3$ ), который отличается от ортоклаза розовоцветных лейкогранитов лишь слабо проявленной  $T_{1o}—T_{1m}$  упорядоченностью. Содержание в нем примесей натрия, стронция, бария, рубидия такое же, как и в ортоклазе, и примерно такова же степень  $T_1—T_2$  упорядоченности. Замещающий его микроклин идентичен позднемагматическому микроклину, развитому в розовоцветных лейкогранитах. В связи с этим образование в серых лейкогранитах слабо триклинного микроклина вместо ортоклаза не может быть результатом структурного упорядочения КПШ на стадии низкотемпературной гидротермально-метасоматической деятельности, проявленной в этих породах, так как в этом случае одновременно должно было бы произойти и упорядочение Al—Si распределения в микроклине. Наблюдаемые различия в структурном состоянии ранних КПШ в сероцветных и розовоцветных гранитах при одинаковом структурном состоянии в этих породах позднемагматического микроклина указывают на разницу в условиях формирования пород на магматической стадии.

Структурное состояние ортоклаза в розовоцветных лейкогранитах (породах главной фазы) Жергоконского, Улелейского, Ушмунского и Джилинского массивов является типичным для оловоносных гранитоидов мезозоя [10]. Высокая степень  $T_1—T_2$  упорядоченности алюминия и кремния в ортоклазе обусловлена, по-видимому, не только относительно низкой температурой минералообразования, но и каталитическим влиянием содержащихся в расплаве летучих.

Более высокая проницаемость тех частей массивов, которые оказались приуроченными к зонам интенсивного развития разрывных нарушений, способствовала более активному участию летучих в формировании пород, что, в свою очередь, активизировало процесс упорядочения алюминия и кремния в КПШ и привело к образованию в породах слабо триклинного микроклина вместо ортоклаза. Именно в этих участках локализованы сероцветные лейкограниты. Геохимические данные подтверждают более активную роль летучих (F, H<sub>2</sub>O) в формировании

сероцветных лейкогранитов по сравнению с розовоцветными. В соответствии с выше сказанным, присутствие микроклина с низкой степенью триклинности ( $t_{10}-t_{1m} < 0,5$ ) в розовоцветных лейкократовых гранитах Джилинского массива указывает на более высокую проницаемость этих пород относительно розовоцветных лейкогранитов Жергоконского и Улелейского массивов.

В породах жильного комплекса Жергоконского массива КПШ представлены микроклином. В дайках мелкозернистых лейкократовых гранитов микроклин по структурному состоянию и содержанию примесей стронция и бария аналогичен микроклину лейкократовых гранитов главной фазы, но отличается более высоким содержанием рубидия (см. таблицу). В пегматоидных образованиях микроклин высоко упорядочен ( $t_1 = 0,94$ ,  $t_{10}-t_{1m} = 0,82$ ), обогащен рубидием (0,11%) и практически не содержит бария и стронция.

Таким образом, из анализа КПШ, входящих в состав лейкократовых гранитов и их дифференциатов Жергоконского и Улелейского массивов, отчетливо видно, что в процессе становления массивов происходило последовательное увеличение степени  $T_{10}-T_{1m}$  упорядоченности КПШ и накопление в них рубидия (рис. 3). На стадии позднемагматической микроклинизации пород КПШ обогащались барием. В ходе дальнейшей постмагматической эволюции массивов концентрация бария в КПШ уменьшалась.

В порфириовидных мелкозернистых биотитовых гранитах, образующих в пределах рудовмещающих сероцветных гранитов полого падающую дайку (Жергоконский массив) или небольшое полого залегающее тело (Улелейский массив), породообразующими КПШ являются ортоклаз ( $t_1 = 0,90-0,94$ ), микроклин ( $t_{10}-t_{1m} = 0,62-0,65$ ), максимальный микроклин ( $t_{10}-t_{1m} = 0,84$ ). Иногда встречается слабо триклинный микроклин ( $t_{10}-t_{1m} = 0,2$ ). Ортоклаз содержит около 0,065% бария, 0,015—0,018% стронция и 0,02—0,03% рубидия. Вхождение высокоупорядоченного ортоклаза в состав порфириовидных мелкозернистых биотитовых гранитов сближает их с розовоцветными лейкократовыми гранитами, а повышенные концентрации стронция и бария в ортоклазе при низком содержании рубидия указывают на образование пород из ранних порций гранитного расплава, наследующего в значительной мере химизм пород субстрата. Позднемагматическая микроклинизация пород не отличается от наблюдаемой в лейкократовых гранитах. С учетом неравновесной структуры порфириовидных мелкозернистых биотитовых гранитов, наличия в них элементов, характерных как для эманаций гранитных магм, так и для основных и средних пород, а также разнообразной формы залегания, генезис этих пород, по мнению авторов, следует связать с неполно переплавленными ксенолитами пород субстрата.

В отличие от Жергоконского, Улелейского и Ушмунского интрузивов, в расположенных западнее Ясытайском и Шумиловском массивах слабее проявляются процессы микроклинизации, и в породах главной фазы наблюдается главным образом ортоклаз ( $t_1 = 0,88-0,94$ ), который содержит около 0,01% стронция, 0,05% бария, 0,08% рубидия. Судя по этим признакам, лейкограниты главной фазы Ясытайского и Шуми-

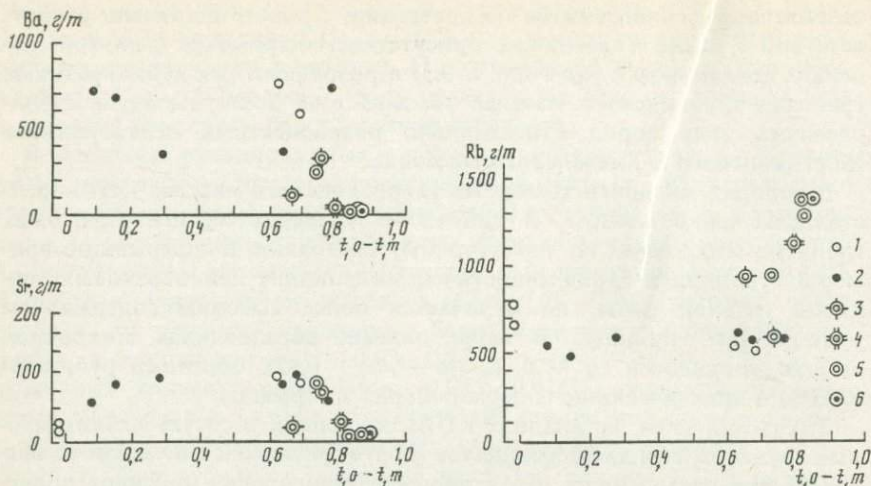


Рис. 3. Содержание элементов-примесей в КПШ с различной степенью  $T_{10}-T_{1m}$  упорядоченности Al—Si распределения из пород Жергоконского (1—4) и Асаканского (5—6) массивов

1, 2 — серые лейкограниты, 3 — жильные мелкозернистые лейкограниты, 4 — кварц-полевошпатовые пегматоидные выделения; 5, 6 — розовые лейкограниты

ловского массивов кристаллизовались в условиях относительно невысокого флюидного давления, наследуя в той или иной степени геохимические черты субстрата.

В Ясытайском массиве, кроме лейкократовых гранитов главной фазы, развиты порфириовидные крупно- и мелкозернистые биотит-содержащие лейкократовые граниты, в которых породообразующим КПШ является ортоклаз с высоким содержанием рубидия и довольно низким отношением  $Ba/Rb \approx 0,3$ , что говорит о кристаллизации пород из более поздних дифференциатов гранитной магмы. В массиве эти породы занимают более высокие гипсометрические уровни, чем породы главной фазы, и, по геологическим данным, отнесены к более молодым образованиям.

В лейкократовых гранитах, слагающих Асаканский массив, который расположен на крайнем западе Чикой-Ингодинской зоны, первичный КПШ практически отсутствует — отмечаются лишь следы ортоклаза. КПШ представлены двумя модификациями микроклина: упорядоченным микроклином ( $t_1 = 0,95$ ,  $t_{10}-t_{1m} = 0,75$ ), содержащим 0,006% стронция, 0,025% бария, 0,09% рубидия, и максимальным микроклином ( $t_1 = 0,96$ ,  $t_{10}-t_{1m} = 0,85$ ), в котором примеси бария и стронция отсутствуют, а концентрация рубидия достигает 0,15%. Первая разновидность аналогична микроклину, развитому в аплитовидных дайках Жергоконского массива, вторая — в пегматоидных образованиях того же массива, что указывает на связь процессов микроклинизации пород Асаканского массива с поздними этапами эманационной дифференциации гранитного расплава. В сероцветных лейкократовых гранитах Асаканского плутона встречается только вторая, более упорядоченная

модификация микроклина, формирование которой, по-видимому, связано с пневматолито-гидротермальным этапом становления плутона.

Из проведенного анализа типоморфных особенностей породообразующих КПШ лейкократовых гранитов Чикой-Ингодинской структурно-формационной зоны следует, что все изученные массивы лейкогранитов, за исключением, быть может, Оленгуйского, принадлежат единому интрузивному комплексу, который так же, как и по петролого-геохимическим признакам, может быть расчленен на три подкомплекса: 1) оленгуйский (возможно, комплекс), формирование которого связано с магматическим этапом эволюции гранитного расплава и происходило в условиях низкой активности летучих, 2) чикой-ингодинский, в котором отчетливо проявлены различные этапы дифференциации гранитного расплава, 3) асаканский, формирование которого наиболее тесно связано с самыми поздними этапами эманационной дифференциации.

Разделение массивов на указанные подкомплексы отчетливо отражают диаграммы содержания в КПШ пород главной фазы массивов таких типоморфных элементов, как Rb и Ba, Rb и Sr (рис. 4). В направлении от оленгуйского к асаканскому подкомплексу (с востока на запад) в КПШ главной фазы массивов отмечается увеличение содержания рубидия. Содержание Sr и Ba в ранних КПШ варьирует и, по-видимому, отражает степень переплавленности субстрата. Наблюдаемая интенсификация проявлений эманационной дифференциации в направлении от оленгуйского подкомплекса к асаканскому, вероятно, связана с изменением уровня эрозионного среза массивов в этом направлении. Согласно [7], современный рельеф Чикой-Ингодинской зоны унаследован с юрского времени и наиболее интенсивный срез рельефа характерен для восточной части зоны.

Массивы чикой-ингодинского подкомплекса по составу и структурному состоянию первичного КПШ в породах главной фазы (розовоцветных лейкогранитах) делятся на три группы: 1) Джилинский массив, в котором формирование розовоцветных лейкократовых гранитов происходило в условиях повышенного флюидного давления из расплавов, наследующих в значительной мере геохимическую специфику субстрата, 2) Ушмунский, Улелейский, Жергоконский массивы, породы которых образовались из хорошо дифференцированных расплавов, 3) Ясытайский и Шумиловский массивы, розовоцветные лейкограниты которых кристаллизовались в условиях невысокого флюидного давления из расплавов, наследующих химизм субстрата.

Различия между розовоцветными и рудовмещающими сероцветными лейкократовыми гранитами чикой-ингодинского подкомплекса возникли уже на магматическом этапе становления плутонов. Сероцветные лейкограниты кристаллизовались в условиях более высокой активности летучих, чем розовоцветные, поскольку формировались в более проницаемых частях массивов с интенсивными тектоническими нарушениями, которые позднее служили проводниками рудных растворов. Характерным породообразующим КПШ в розовоцветных лейкократовых гранитах является ортоклаз, структурное состояние которого типично для ортоклаза мезозойских оловоносных гранитоидов.

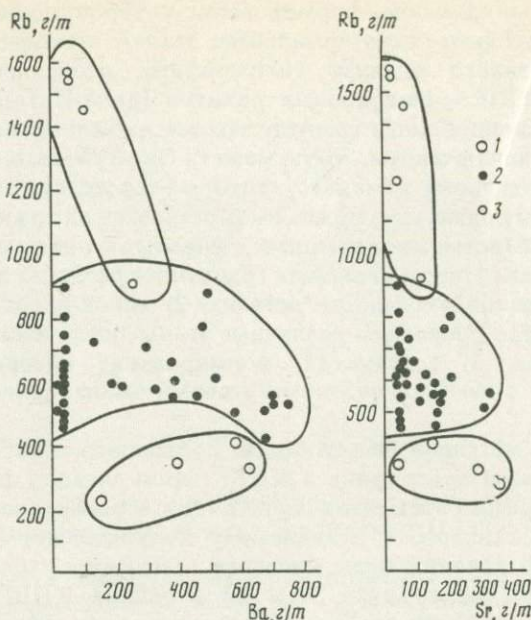


Рис. 4. Соотношение содержаний Rb и Ba, Rb и Sr в КПШ из лейкократовых гранитов чикой-ингодинского магматического комплекса

1 — оленгуйский, 2 — чикой-ингодинский, 3 — асаканский подкомплексы

Отличительной особенностью сероцветных лейкогранитов являются отсутствие в них ортоклаза и наличие слабо триклинного микроклина ( $t_{10} - t_{1m} < 0,5$ ).

На этапе позднемагматической микроклинизации лейкогранитов, наиболее широко развитой в массивах восточной и центральной частей зоны, отмечено накопление в микроклине бария.

Данные о структурном состоянии КПШ в порфировидных мелкозернистых биотитовых гранитах и о содержании в них типоморфных элементов свидетельствуют в пользу ксеногенной природы образования этих пород.

По мнению авторов работы, результаты проведенного исследования демонстрируют эффективность использования типоморфных структурных и химических характеристик КПШ для решения вопросов петрогенезиса, корреляции и расчленения гранитоидов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С. Полевые шпаты — геохимические индикаторы генезиса магматических пород и их потенциальной рудоносности // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 61—70.
2. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Шакин Б.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск: Наука, 1976. 111 с.
3. Бычков А.М., Сендеров Э.Э., Гаранин А.В. О структурном состоянии калиевых полевых шпатов гранитоидов Северо-Западного Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 10. С. 137—146.

4. *Валуи Г.А.* Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М.: Наука, 1979. 147 с.
5. Геологическая карта Читинской области масштаба 1:1000000. 1973.
6. *Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 236 с.
7. *Глико О.А.* Опыт количественного анализа поверхностей выравнивания (на примере Западного Забайкалья) // Геоморфология. 1983. N 1. С. 23—33.
8. *Донней Г., Виар Ж., Сабатье Г.* Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах // Физика минералов. М.: Мир, 1966. С. 31—38.
9. *Зырянов В.Н.* Экспериментальное изучение щелочных полевых шпатов ортоклазовой серии // Проблемы физико-химической петрологии (метасоматизм, магматизм). М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 60—82.
10. *Караева З.Г., Гайдукова В.С., Кривоконева Г.К., Солнцева Л.С.* Типоморфные особенности калиевых полевых шпатов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 77—84.
11. *Козлов В.Д., Свядковская Л.Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 253 с.
12. *Кривоконева Г.К.* Анализ методик рентгенографического определения структурного состояния щелочных полевых шпатов // Рентгенография минерального сырья и реальное строение минералов. М.: ВИМС, 1978. С. 61—75.
13. *Кривоконева Г.К.* Возможность получения генетической информации по данным о структурном состоянии натриево-калиевых полевых шпатов // Рентгенография минерального сырья и кристаллохимия минералов. М.: ВИМС, 1979. С. 6—21.
14. *Потанин С.Д., Синицына С.Е.* О корреляции мезозойских гранитоидов юга Центрального Забайкалья // Сов. геология. 1984. N 11. С. 113—119.
15. *Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Спиридонов Э.М.* Состав и условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из гранитоидов Главного гранитного пояса Южного Урала // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1976. N 4. С. 24—34.
16. *Сендеров Э.Э.* Субсолидусные фазовые отношения каркасных алюмосиликатов (щелочные полевые шпаты, цеолиты): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1985. 48 с.
17. *Сендеров Э.Э., Бычков А.М.* Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе // Сов. геология. 1979. N 9. С. 33—44.
18. *Сендеров Э.Э., Яськин Г.М., Бычков А.М.* Влияние щелочности раствора на упорядочение Si—Al в калиевом полевоом шпате // Геохимия. 1975. N 12. С. 1816—1825.
19. *Соболев Р.Н., Мельников Ф.П., Безмен Н.И.* К динамике упорядочения K—Na полевых шпатов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, N 2. С. 405—406.
20. *Янг Д.* Щелочные полевые шпаты // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 329—332.
21. *Seck H.N.* The influence of pressure of the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilic materials // Fortschr. Mineral. 1972. Bd. 49. P. 31—49.
22. *Stewart D.B., Wright T.L.* Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition // Bull. Soc. franc. Mineral. Cristallogr. 1974. Т. 97, N 2/5. P. 356—377.

В.В. Архангельская, Г.Н. Нечелюстов, С.В. Рябенко

**МИНЕРАЛОГИЯ ЛАНТАНОИДОВ И ИТТРИЯ В ПРОЦЕССЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА**

Щелочные метасоматиты с акцессорной редкометальной и редкоземельной минерализацией как новый генетический тип редкометальных руд впервые выделены А.И. Гинзбургом [4]. Установлено [1—4, 6, 8], что они формируются по породам различного состава в заложенных в архее или раннем протерозое зонах глубинных разломов в период их докембрийской активизации. Процесс формирования метасоматитов длительный, дискретный; судя по температурам гомогенизации газовой-жидких включений в их минералах и по существующим в них минералам-геотермометрам, он протекает при температурах 450—300°С [8] и тесно связан с прогрессивным метаморфизмом низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, проявленным вдоль зон таких разломов и сопряженным с региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. О метасоматическом генезисе пород свидетельствуют их тектурно-структурные особенности, метасоматическая зональность и участки неполностью замещенных пород субстрата в их телах, внешний ореол слабого метасоматического изменения вмещающих толщ вокруг тел и другие признаки [1—4 и др.]. Установлено, что производящие метасоматоз эманации подкоровые, обогащены Na, F, Ta, Nb, TR, Y, Zr, Li, Pb, Zn, Rb и некоторыми другими элементами, а при просачивании через кору захватывают и какое-то количество Sr [10]. Субстратом для формирования метасоматитов являлись осадочные и магматические породы, бластомилониты, бластокатаклазиты. В процессе метасоматоза из них заимствовались не только отдельные элементы, но даже частично и некоторые минералы (циркон), а Ca, Mg, P выносились за фронт его развития, куда мигрировали также ювенильные F, Be, TR, Y. Эманации подобного состава, будучи сквозьмагматическими, могут, как известно [7], перерабатывать близкие им по времени образования щелочные граниты и граносиениты. При этом возникают своеобразные метасоматически измененные щелочные гранитоиды — "апограниты", минерально-геохимически сходные с рассматриваемыми метасоматитами. Метасоматически-измененные щелочные граниты именуются нами магматогенными, рассматриваемые метасоматиты — метаморфогенными [2].

Типоморфными породообразующими минералами щелочных редкометальных метасоматитов являются биотит, микроклин, альбит, железистые щелочные амфиболы, эгирин, кварц, а акцессорными — богатый редкими землями флюорит, редкоземельный пироксид, малакон и циркон, ильменит, криолит, гагаринит, сфалерит и некоторые другие, более редкие.

Переходы между разными минеральными типами метасоматитов соответствуют фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности. Каждый переход характеризуется полным за-

Таблица I

Средние содержания окислов отдельных элементов (в %) и Y/Ce, Ce/Y в метасоматитах

Номер п/п	Минеральный тип метасоматитов	Средние содержания				Y/Ce	Ce/Y
		CaO	Na <sub>2</sub> O	F	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	Неизменные вмещающие породы (5)	3,02		0,09	0,03	1,02	
2	Породы экзоконтакта (25)	1,47		0,87	0,684	1,4	0,9
3	Слюдиты экзоконтакта (9) Метасоматиты:	1,34		0,31	0,640	1,3	0,6
4	аннитовые, аннит-рибекитовые (13)	0,40	3,78	0,39	0,270	0,66	1,4
5	рибекит-арфведсонитовые (21)	0,20	4,35	0,39	0,200	0,68	1,5
6	эгрин-арфведсонитовые (15)	0,11	5,72	1,12	0,192	0,36	2,8
7	Среднее по метасоматитам (49)				0,287	0,66	1,33

Примечание. В скобках количество проб, по которому вычислено среднее.

мещением одного темноцветного породообразующего минерала другим: биотита амфиболом, амфиболом эгрином и т.д. Состав пород каждой зоны более или менее постоянен и не зависит от ее мощности. В каждом конкретном случае в теле метасоматитов имеют преимущественное развитие одна-две из всех присутствующих в нем зон.

Ввиду почти полного выноса кальция, при своем осаждении увлекающего за собой, как известно, редкие земли, последние в процессе формирования метасоматитов не рассеиваются по породообразующим кальцийсодержащим минералам, а образуют собственные минеральные формы.

Минералогия лантаноидов и иттрия в процессе щелочного метасоматоза рассматривается на примере наиболее детально изученных метасоматитов одного из районов Восточной Сибири. Они сформировались в протерозое по нижнепротерозойским кристаллическим сланцам, гнейсам и blastsмилонитам гранитоидного состава и слагают два вытянутых вдоль регионального разлома эрозионно разобращенных тела, восточное из которых вследствие нарушивших его первоначальное залегание позднейших дизъюнктивных нарушений имеет сложную морфологию, а западное — линзообразное.

Периферические части тел сложены биотитовыми, центральные — амфиболовыми и эгрин-амфиболовыми метасоматитами — образованиями передовой, промежуточной и тыловой зон метасоматической колонки и окружены тонкой прерывистой оторочкой экзоконтактных биотитовых слюдитов. Мощность одинаковых зон намного больше в всяких боках тел.

Биотит пород — литиевый аннит, амфиболы представлены рибекитом, железистым арфведсонитом и промежуточными членами изо-

морфной серии рибекит-железистый арфведсонит, а калиевый полевоид шпат — высоким микроклином и микроклин-пертитом. Для биотитовых метасоматитов характерен рибекит, для эгирин-амфиболовых — арфведсонит, для амфиболовых — промежуточные члены серии рибекит-железистый арфведсонит.

Особенности минералогии лантаноидов и иттрия в рассматриваемых метасоматитах обуславливаются не только геохимией самих этих элементов, но и в определенной мере особенностями геохимии некоторых петрогенных элементов, в первую очередь кальция.

Метасоматиты характеризуются вышекларковыми для щелочных гранитов содержаниями свойственных им перечисленных элементов-примесей, высокой щелочностью (натриевостью), большими содержаниями фтора и малыми, вплоть до отсутствия, — кальция и магния. Содержания Na, F и этих элементов-примесей увеличивается в них от периферических частей их тел к центральным (табл. 1). Во вмещающих породах содержания лантаноидов и иттрия низкие; в экзоконтактах тел они скачкообразно возрастают более чем на порядок, причем резко увеличивается и иттрий-цериевое отношение (см. табл. 1; рис. 1, 2). Среднее содержание TR+Y в метасоматитах в 2—3 раза ниже, чем в породах экзоконтакта, но не одинаково в отдельных их минеральных типах: самое низкое — в рибекит-арфведсонитовых метасоматитах и незначительно увеличивается к эгирин-амфиболовым разностям, т.е. идет накопление цериевых земель относительно иттриевых и иттрия. Содержания кальция в этом же направлении уменьшаются, а фтора и натрия увеличиваются.

Как и другие элементы-примеси, лантаноиды и иттрий сконцентрированы в метасоматитах главным образом в аксессуарных минералах. В настоящее время в них обнаружено 15 редкоземельных и редкоземельносодержащих минералов (табл. 2), представителей классов фторидов, титано-тантало-ниобатов, фосфатов и др. Среди них есть минералы, считавшиеся до сих пор редкими и весьма редкими, такие, как роуландит, гадолинит, гагаринит, редкоземельный флюорит. По составу редких земель все эти минералы подразделяются на селективно цериевые (монацит, флюоцерит, пироклор), селективно иттриевые (гадолинит, эвксенит, фергусонит, роуландит) и комплексные (гагаринит, редкоземельный флюорит), причем некоторые флюориты стоят ближе к селективно цериевым (незначительный диспрозиевый максимум, большое церий-иттриевое отношение), а другие флюориты и гагаринит — к селективно иттриевым (отчетливый диспрозиевый максимум, церий-иттриевое отношение меньше единицы) минералам.

Во вмещающих метасоматиты породах из редкоземельных минералов присутствует лишь кластический монацит, а главная масса лантаноидов и иттрия рассеяна по породообразующим и отдельным аксессуарным минералам (в апатите, сфене, ортите, амфиболе). В экзоконтакте метасоматитов образованные в процессе метасоматоза редкоземельные и редкоземельносодержащие минералы представлены гадолинитом, эвксенитом, селективно иттриевым редкоземельным флюоритом. Для биотитовых метасоматитов из числа редкоземельных минералов характерны флюоцерит, монацит, пироклор, роуландит,

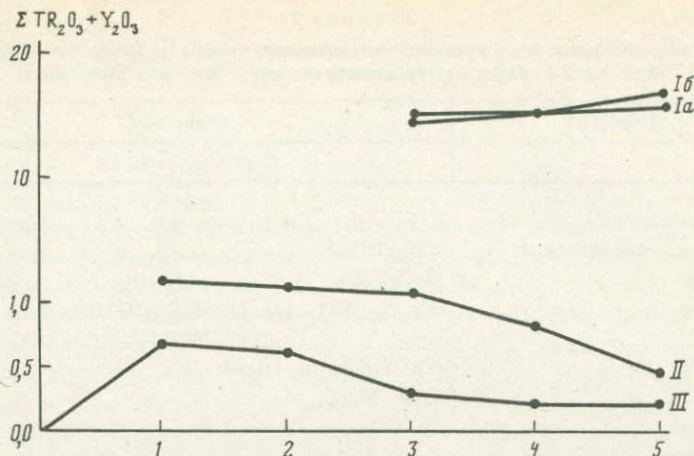


Рис. 1. Средние содержания лантаноидов и иттрия в щелочных метасоматитах и их минералах

1 — породы экзоконтакта, 2 — экзоконтактовые слюдиты, метасоматиты; 3 — аннитовые и аннит-рибекитовые, 4 — рибекит-арфведсонитовые, 5 — эгирин-арфведсонитовые; I—III — содержание лантаноидов и иттрия: I — в пирохлоре (Ia — по данным химических анализов, Ib — по данным рентгено-спектральных анализов), II — в цирконе; III — в породах

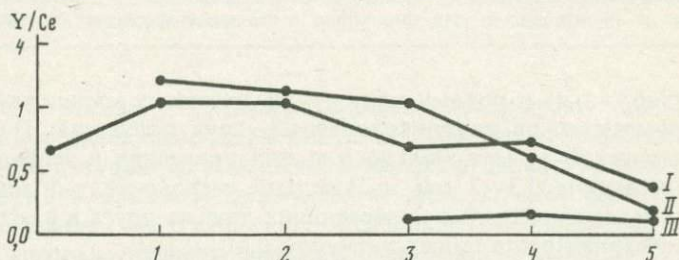


Рис. 2. Иттрий-цериевое отношение в метасоматитах и в их минералах  
Условные обозначения те же, что и на рис. 1

редкоземельный флюорит; для амфиболовых и эгирин-амфиболовых — главным образом гагаринит и пирохлор. По характеру распределения в метасоматитах редкоземельные и редкоземельносодержащие минералы подразделяются на "сквозные", свойственные всем их минеральным типам; на присущие главным образом одному-двум типам и на встреченные лишь в одном типе или в породах экзоконтакта.

К сквозным редкоземельным минералам относится пирохлор, к свойственным нескольким минеральным типам относятся редкоземельный флюорит и гагаринит, а все остальные из перечисленных в табл. 2 минералов встречаются или только в породах экзоконтакта метасоматитов, или в аннитовых и аннит-рибекитовых разностях последних.

Пирохлор содержит от 13 до 20%, а в среднем около 16% оксидов

Таблица 2

Редкоземельные и редкоземельносодержащие минералы метасоматитов  
Восточной Сибири, их стехиометрические и реальные формулы

Минералы	Формулы
	Стехиометрические
Флюоцерит	$CeF_3$
Редкоземельный флюорит	$CaF_2(TRF_3)$
Гагаринит	$NaCaTRF_6$
Пирохлор	$(Ca, Na, TR)_{2-x}(Ta, Nb, Ti)_2O_6(O, F)_{1-n}$
Эвксенит	$(Ca, Y)(Nb, Ta, Ti)_2(O, OH)_6$
Приорит	$Y(Nb, Ta)_2O_6$
Бастнезит	$CeFCO_3$
Фергусонит	$Y(Nb, Ta)O_4$
Монацит	$CePO_4$
Гадолинит	$(TR, Y)_2FeBe_2(SiO_4)_2O_2$
Роуландит	$(TR, Y, Fe, Ca)_{5-4}[SiO_4][Si_2O_7]F_{3-3x}$
Чевкинит	$(Ca, TR)_4Fe(Ti, Al, Fe)Ti_2O_8[Si_2O_7]$
Чухровит	$(Ca_3TR)Al_2(SO_4)F_{12} \cdot 11H_2O$

Примечание. Пропуск в таблице реальной формулы — химический анализ минерала не производился; для пирохлора в реальной формуле указаны пределы

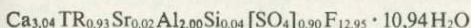
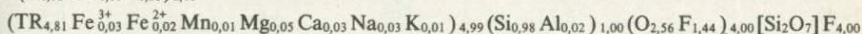
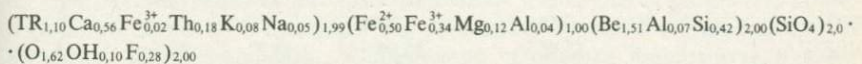
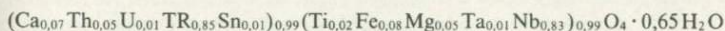
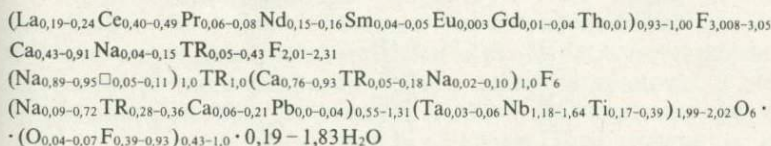
TR + Y (табл. 3, 4) и потому может быть отнесен к мариньякиту [5]. В метасоматитах он тонковкрапленный, двух генераций: 1) красный кристаллический до метамиктного в октаэдрических и неправильных зернах размером 0,3—8 мм и 2) желтый, медово-желтый полуметамиктный и метамиктный в нарастающих друг на друга и в отдельных октаэдрических кристалликах размером 0,01—2 мм.

Красный пирохлор характерен для аннитовых и аннит-рибекитовых метасоматитов, желтый и медово-желтый — для рибекит-арфведсонитовых и эгирин-арфведсонитовых. В кристаллах того и другого нередки включения ильменита, кварца, альбита, микроклина, циркона — то мельчайшие, заметные лишь под электронным микроскопом, то реже, более крупные, наблюдаемые с помощью оптического микроскопа. Кварц и ильменит часто выполняют тонкие трещинки в минерале, вокруг которых под электронным микроскопом наблюдаются явления его перекристаллизации. Микронзондовые исследования красного и желтого пирохлоров выявили, что разные участки одного и того же зерна существенно различаются между собой содержанием натрия, хотя концентрации других элементов группы А практически не меняются (см. табл. 3). Это дает основание предполагать, что из участков с дефицитом натрия он был вынесен в процессе вторичного изменения минерала, но не заместился торием, ураном или TR.

Красный и желтый пирохлоры обладают сходными физическими свойствами и химически близки друг другу. Это относительно обо-

## Формулы

## Реальные



содержаний элементов по данным 20 частных анализов, для флюорита, гагаринита — по 5 частным анализам для каждого.

гащенные титаном и фтором малокальциевые уран-торий-свинцовые содержащие селективно цериевые (см. табл. 4) мариньякиты с дефектной структурой: со значительным дефицитом катионов в группе А (меньше 1,5 в реальной формуле, см. табл. 2). Последнее обусловлено вхождением в его структуру высоковалентных катионов на место низковалентных: гетеровалентный изоморфизм по схеме  $3\text{Ca}^{2+} - 2\text{TR}^{3+}$ , а также замещением кальция торием и ураном и выносом натрия при процессах вторичного изменения пироксора.

Красный пироксорок по сравнению с желтым, медово-желтым менее танталистый, в нем меньше молекулярной воды, но больше кальция и несколько больше редких земель, главным образом за счет увеличения содержания иттрия и иттриевых земель. Таким образом, в пироксоре отчетливо прослеживается тенденция накопления лантаноидов цериевой подгруппы относительно иттриевой и иттрия по направлению от передовой зоны развития процесса щелочного метасоматоза к тыловой.

Из сквозных минералов метасоматитов, не являющихся редкоземельными, здесь следует отметить циркон. В цирконе метасоматитов всегда присутствуют  $\text{TR} + \text{Y}$  в количестве в среднем от 1,8 до 0,45% оксидов. Как известно, вопрос о форме нахождения  $\text{TR}$  и иттрия в цирконах (механическая или изоморфная примесь) пока не решен окончательно. В рассматриваемом цирконе включений редкоземельных минералов под электронным микроскопом не обна-

Таблица 3  
Химический состав (в мас. %) и некоторые физические свойства  
пирохлора и фергусонита

Окислы	Пирохлор			Фергусонит	
	красный	желтый	разные участки одного зерна		
SiO <sub>2</sub>	1,33*	0,12*	—	—	2,35
TiO <sub>2</sub>	7,42	4,76	2,4	2,4	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24*	0,80*	—	—	0,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	2,37	0,1	0,1	2,70
FeO	0,05	0,04	—	—	—
CaO	3,25	1,59	2,3	2,2	2,73
MgO	0,09	0,16	—	—	0,82
MnO	0,03	0,11	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,44*	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,72	6,2	0,2	—
ZrO <sub>2</sub>	0,50*	0,29*	—	—	0,37
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	53,46	53,90	59,7	59,6	44,83
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,72	4,05	4,6	4,6	0,54
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,38	15,02	16,9**	16,2**	33,56
ThO <sub>2</sub>	0,84	1,11	0,5	0,5	4,08
UO <sub>3</sub>	1,38	1,43	1,9	1,6	0,91
PbO	1,08	2,74	0,7	0,5	—
SnO <sub>2</sub>	0,05	0,17	—	—	0,26
<sup>+</sup> H <sub>2</sub> O	3,13	6,18	Не определялись		—
<sup>-</sup> H <sub>2</sub> O	0,41	1,53	То же		3,43
F	4,67	3,09	4,2	3,2	0,42
Плотность	3,98—4,15	4,1			
a <sub>0</sub>	10,41—10,43	10,39			
Микротвердость, г/см <sup>2</sup>	790	590			
Магнитная восприимчивость, χ · 10 <sup>-9</sup> м <sup>3</sup> /кг	7,12—7,7	3,3—0,21			
Крупность зерен, мм	0,3—8	0,1—2			

\* Механическая примесь.

\*\* Определено как сумма содержаний лантаноидов, рассчитанная как разница от суммы TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16,9 мас. %.

Примечание. Составы красного и желтого пирохлоров определены как среднее из 5 образцов каждого; аналитик С. Пурусова (ВИМС); состав пирохлора в одном зерне определен на микроанализаторе "САМЕВАХ" ГСХА-733 Г.Н. Нечелюстовым.

ружено, а характер распределения в нем TR и иттрия на микроанализаторе пока не изучался. Состав и содержание в минерале лантаноидов и иттрия являются чутким индикатором поведения этих элементов в процессе щелочного метасоматоза.

От слюдитов к эгирин-арфведсонитовым метасоматитам средние содержания оксидов TR и Y в цирконе постепенно уменьшаются (см. табл. 4). В том же направлении уменьшается в минерале и

иттрий-цериевое отношение, т.е. идет накопление цериевых земель относительно иттриевых аналогично тому, как это происходит и в пирохлоре, и в соответствии с геохимией процесса метасоматоза.

Из редкоземельных минералов, свойственных нескольким минеральным типам метасоматитов, в большем числе типов распространен редкоземельный флюорит.

Редкоземельный флюорит характерен для пород экзоконтакта метасоматитов и для аннитовых, аннит-рибекитовых их разновидностей. В эгирин-арфведсонитовых метасоматитах он встречается редко, преимущественно в виде реликтов внутри зерен гагаринита. В метасоматитах минерал образует тонкую (0,01—2 мм) неравномерную вкрапленность, а в их экзоконтактах, кроме того, линзы и короткие ветвящиеся прожилки. На таких участках его содержание достигает 15—20%.

Состав и содержание лантаноидов и содержание иттрия во флюорите непостоянны (табл. 5); максимальные содержания TR+Y более 45%, но преимущественным распространением пользуются разности, содержащие от 5 до 20% суммы этих элементов с церий-иттриевым отношением меньше единицы. Селективно цериевые флюориты в метасоматитах редки.

Физические свойства редкоземельного флюорита (плотность, показатель преломления, размер элементарной ячейки и др.) находятся в зависимости от содержания в нем лантаноидов и иттрия и поэтому сильно различаются у его разновидностей (табл. 6).

Редкоземельный флюорит обладает сложным многокомпонентным составом: кроме кальция, фтора, лантаноидов и иттрия в качестве главных минералообразующих компонентов он содержит изоморфную примесь тория и стронция (см. табл. 6). Соотношение и содержание главных элементов в минерале отвечают формуле  $Ca_{1-(x+2y)} Na_x TR_{x+y} F_{2+x}$ , отражающей изоморфизм между кальцием и редкими землями по двум схемам  $Ca^{2+} - TR^{3+} + F^{-1}$  и  $2Ca^{2+} - TR^{3+} + Na^{+1}$ . Обе схемы осуществляются параллельно, но вклад каждой варьирует.

В направлении от эндоконтакта метасоматитов к эгирин-арфведсонитовым их разновидностям во флюорите уменьшается содержание кальция, увеличиваются количества натрия, цериевых земель и уменьшается иттрий-цериевое отношение. Суммарное содержание TR+Y в нем увеличивается от аннитовых к эгирин-арфведсонитовым метасоматитам, в противовес пирохлору и циркону, в которых оно, наоборот, несколько уменьшается от передовой зоны развития процесса к тыловой (см. рис. 1; рис. 3). Аналогично поведению лантаноидов и иттрия в цирконе, флюорит из пород экзоконтакта метасоматитов обогащен иттриевыми землями, хотя абсолютное содержание TR+Y в нем не самое высокое и сильно варьирует.

Гагаринит свойствен рибекит-арфведсонитовым и эгирин-арфведсонитовым метасоматитам, в которых ассоциирует с пирохлором, криолитом, цирконом. Он образует в них вкрапленность мелких (0,01—0,5 мм) гексагонально-призматических кристалликов и слагает прожилки мощностью в несколько сантиметров и гнезда размером до  $2-4, \text{ см}^3$ . Вследствие развития в нем по трещинкам гематита

Таблица 4

Состав и содержание редких земель, содержание иттрия в редкоземельных тантало-ниобатах, монаците, гадолините, роуландите, цирконе (в %)

Номер п/п	Минералы	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Оксиды					
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
1	Пирохлор красный	13,91	1,59	6,14	0,56	2,77	0,79	0,017
2	Пирохлор медово-желтый	15,63	2,19	6,60	0,97	2,47	0,71	<0,01
3	Пирохлор желтый	16,83	2,10	8,22	1,45	2,35	0,97	0,015
4	Фергусонит	33,56	0,36	2,30	0,73	2,10	2,90	0,10
5	Эвксенит	28,24						
6	Гадолинит	27,90	0,26	1,81	—	0,40	—	—
7	Роуландит кристаллический	54,28	0,39	2,00	—	0,58	—	—
8	Монацит	63,19	18,25	29,10	4,30	8,62	1,11	0,004
9	Циркон из экзоконтакта	1,80	0,01	0,19	0,02	0,07	0,04	0,01
10	Циркон из антитовых метасоматитов	1,62	0,03	0,23	0,08	0,09	0,08	0,01
11	Циркон из амфиболовых метасоматитов	0,86	0,05	0,15	0,01	0,08	0,01	0,02
12	Циркон из эгирин-амфиболовых метасоматитов	0,45	0,03	0,10	0,02	0,04	0,02	—

Примечание. Анализы 10—12 производились количественно-спектральным, 1—9 — рентгеноспектральным и нейтронно-активационным методами. Аналитики В.А. Гостева,

Таблица 5

Состав и содержание РЗЭ в редкоземельных фторидах

Номер п/п	ΣTR + Y	Компоненты						
		Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu*
1	7,39	2,6	0,4	1,0	Н.о.	0,6	0,3	0,01
2	15,42	6,1	1,0	2,3	0,3	1,3	0,5	0,03
3	30,12	17,2	0,8	2,0	0,3	1,2	0,7	0,05
4	41,03	9,8	5,3	12,1	1,4	5,1	1,2	0,05
5	41,93	23,3	0,8	2,0	0,2	1,6	0,9	0,08
6	44,44	22,6	1,1	3,0	0,6	2,2	0,9	0,05
7	42,46	23,6	0,9	2,1	0,3	1,5	1,0	0,1
8	44,53	18,8	1,3	4,1	0,5	3,2	1,7	0,11
9	40,81	18,5	0,8	2,8	0,4	2,9	1,6	0,1
10	42,44	14,8	2,0	6,6	1,0	5,3	2,0	0,12
11	70,01	—	16,60	34,10	4,21	10,60	3,20	0,20
12	71,84	—	13,94	29,96	6,35	12,64	4,67	0,11

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторах "САМЕВАХ", ГСХА-733; отмеченные элементы проанализированы количественным спектральным анализом;

Оксиды								TR (Ce)	TR (Y)+Y
Gd	Tb+Y	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TR(Y)+Y	TR (Ce)
0,40	0,92	0,46	0,035	0,158	0,018	0,042	0,005	8,0	0,1
0,40	1,47	0,27	0,03	0,18	0,018	0,046	0,002	6,6	0,15
0,33	0,91	0,30	0,034	0,111	0,010	0,024	0,004	14,0	0,09
2,10	10,27	8,20	1,00	2,75	0,21	0,54	—	0,46	2,2
0,13	18,38	2,65	2,37	1,12	0,15	0,63	—	0,09	9,7
0,15	44,00	3,00	2,00	1,10	0,18	0,88	—	0,06	16,4
0,33	1,32	0,12	—	0,03	0,004	0,005	—	41,7	0,02
0,08	1,09	0,08	0,02	0,06	0,01	0,06	0,001	0,32	3,2
0,07	0,90	0,02	0,006	0,06	0,005	0,04	0,001	0,57	1,8
0,06	0,33	0,03	—	0,03	0,01	0,08	0,001	0,76	1,3
0,03	0,14	0,01	0,01	0,01	—	0,04	—	0,9	1,1

Р.Л. Баринский; анализы сумм оксидов редких земель и иттрия выполнены в ХАЛе ВИМСа Т.А. Ухиной, Л.М. Паниной.

Компоненты								
Gd	Tb*	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu*	$\frac{\Sigma TR_{ce}}{\Sigma TR_Y + Y}$
0,7	0,08	0,5	0,1	0,4	0,13	0,4	0,17	0,31
0,6	0,07	1,2	0,1	0,8	0,23	0,8	0,09	0,54
1,4	0,2	2,8	0,4	1,5	0,26	1,1	0,21	0,20
1,3	0,18	1,2	0,4	1,5	0,33	1,0	0,17	1,58
2,4	0,34	3,7	0,6	2,6	0,44	2,5	0,47	0,15
3,1	0,45	4,0	0,6	2,8	0,4	2,2	0,44	0,21
2,4	0,38	4,0	0,6	2,5	0,5	2,3	0,18	0,38
4,6	0,58	4,5	0,5	2,4	0,28	1,7	0,26	0,33
4,2	0,60	4,3	0,7	2,1	0,43	1,2	0,18	0,27
2,9	0,41	3,4	0,6	1,7	0,34	1,1	0,17	0,67
0,85	—	0,15	—	0,10	—	—	—	—
1,94	1,18	0,8	—	0,18	0,0007	0,007	0,0007	—

аналитик В.А. Гостева (ВИМС). 1—5 — редкоземельный флюорит, 6—10 — гагаринит, 11,12 — флюоцерит

Таблица 6  
Состав и свойства редкоземельных фторидов

Номер п/п	Элементы							Элементарная ячейка	Показатель преломления	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, $\chi \cdot 10^{-9}$ м <sup>3</sup> /кг
	Ca	TR + Y	Na	Sr	Th	F	$\Sigma$				
1	44,49	7,39	1,1	—	—	46,9	100,29	5,469	1,435	3,36	2,19
2	37,6	15,42	2,1	0,2	0,2	44,1	99,62	5,473	1,444	3,40	5,07
3	24,6	30,12	2,2	0,3	—	41,4	98,62	5,508	1,461	3,94	11,47
4	17,1	41,03	3,0	0,1	0,5	38,0	99,73	5,558	1,485	4,24	13,7
5	15,0	41,93	2,9	1,0	0,2	39,1	100,13	5,527		4,28	
6	10,2	44,44	7,5	—	0,08	38,2	100,54	6,008	1,472	4,25	26,5
								3,563	1,492		
7	10,6	42,46	7,5	0,4	0,1	38,6	99,46	6,018	1,474	4,30	
								3,524	1,493		
8	10,0	44,53	8,0	0,2	—	37,9	100,6	6,038	1,473	4,33	31,5
								3,551	1,494		
9	12,6	40,81	7,2	0,07	0,1	38,4	99,11	6,002	1,472	4,24	30,6
								3,581	1,492		
10	11,9	42,44	7,0	0,6	0,3	37,9	100,34	6,038	1,475	4,28	25,8
								3,588	1,493		
11	—	70,01	—	—	0,85	28,8	99,84		1,611	5,60	
									1,607		
12	—	71,84	—	—	1,78	26,24	99,96		1,610	5,80	
									1,609		

Примечание. 1—5 — редкоземельный флюорит; 6—10 — гагаринит; 11—12 — флюоцерит.

1. Анализы выполнены на микроанализаторах "САМЕВАХ", ГСХА-733; пропуск означает — определения не производились. 2. В графе "Элементарная ячейка" первая строка означает  $a_0$ , вторая —  $c_0$  (в Å); в графе "Показатель преломления" первая строка —  $n$  у флюорита и  $n_o$  — у гагаринита и флюоцерита, вторая —  $n_e$  у тех же двух минералов.

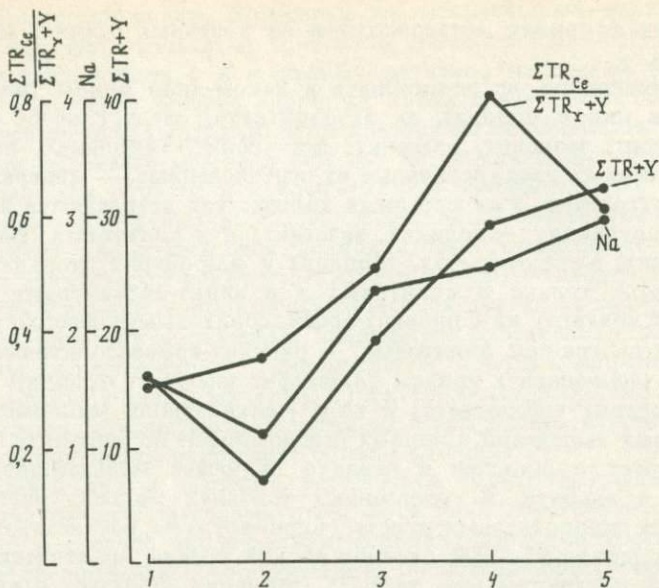


Рис. 3. Содержания натрия, лантаноидов и иттрия и церий-иттриевое отношение в редкоземельном флюорите метасоматитов

По оси абсцисс номерами 1—5 показаны те же породы, что и породы на рис. 1

минерал окрашен в красноватые тона; прозрачные и полупрозрачные его разновидности редки.

Гагаринит часто развивается по редкоземельному флюориту, а сам по трещинкам спайности нередко замещается бастнезитом.

Химический состав минерала не соответствует его формуле —  $\text{NaCaTRF}_6$ : в нем отмечаются дефицит кальция и избыток TR и Y. Изоморфные соотношения между этими элементами отвечают формуле:  $\text{Na}_x(\text{Ca}_x\text{TR}_{2-x})\text{F}_6$ , полученной ранее эмпирически. С учетом проявления в минерале двух схем изоморфизма между кальцием и редкими землями, что осуществляются и во флюорите, формула гагаринита представляется в виде  $(\text{Na}_x\text{Ca}_{1-x})^{(6)}\text{TR}_{1,0}^{(9)}(\text{Ca}, \text{TR}, \text{Na})_{1,0}^{(9)}\text{F}_6$ .

Состав лантаноидов в гагарините комплексный со значительными колебаниями содержаний отдельных элементов и их групп (см. табл. 5). Церий-иттриевое отношение в минерале меньше единицы — от 0,22 до 0,77. Состав лантаноидов характеризуется диспрозиевым максимумом, хотя в отдельных образцах устанавливается также и цериевый максимум. Увеличению среднего ионного радиуса входящих в состав минерала лантаноидов прямо пропорционально увеличению объема его элементарной ячейки.

Тенденция накопления цериевых земель относительно иттриевых в гагарините эгирин-арфведсонитовых метасоматитов по сравнению с рибекит-арфведсонитовыми отчетливо не проявляется. Однако сам факт появления в этих породах комплексного по составу редких земель гагаринита вместо существенно иттриевого редкоземельного флюорита свидетельствует о накоплении цериевых земель в редко-

земельных фторидах метасоматитов на конечных стадиях их формирования.

Из минералов, встречающихся в каком-либо одном типе метасоматитов или в породах их экзоконтакта, следует особо отметить флюоцерит, монацит, эвксенит, фергусонит, гадолинит, роуландит. Кроме первых двух, остальные из перечисленных — минералы селективно иттриевые, в аксессуарных количествах встречаются в экзоконтакте (роуландит, гадолинит, эвксенит) и в аннитовых (фергусонит, роуландит) метасоматитах. Монацит и флюоцерит спорадически наблюдаются только в аннитовых и в аннит-рибекитовых породах, ближе к контакту их с рибекит-арфведсонитовыми, нередко непосредственно на границе аннитовые — рибекит-арфведсонитовые метасоматиты (флюоцерит), причем флюоцерит замещает монацит.

Флюоцерит наблюдается в виде мелких (доли миллиметра) изометричных выделений и полных псевдоморфоз по монациту. Он тесно ассоциирует с аннитом и нередко включает мельчайшие вроски аннита и альбита. В гипергенных условиях минерал частично замещается гидроокислами железа, гидробиотитом, бастнезитом. Флюоцерит содержит 95—98% оксидов редких земель, практически только цериевой подгруппы (см. табл. 5). Монацит<sup>1</sup> образует в аннитовых метасоматитах тоже мелкие (доли миллиметра) неправильные уплощенные зерна оранжевого и красного цвета. Состав и содержание лантаноидов в минерале колеблются незначительно. Содержание оксидов лантаноидов в нем более 63%, представлены они почти исключительно цериевыми землями. На границе аннитовые — аннит-рибекитовые метасоматиты монацит полностью исчезает, замещаясь флюоцеритом.

Приуроченность селективно цериевых монацита и флюоцерита к очень узкому по мощности интервалу в метасоматитах была, вероятно, обусловлена резким недостатком иттриевых земель и иттрия при формировании пород этого интервала, что хорошо иллюстрируется графиками распределения лантаноидов и колебаний иттрий-цериевого отношения в метасоматитах (см. рис. 1, 2). Графики показывают, что минимальные значения как содержаний лантаноидов и иттрия, так и их отношения фиксируют границу аннитовые — рибекит-арфведсонитовые метасоматиты и обусловлены, очевидно, интенсивным выносом именно на данной границе иттрия и иттриевых земель в периферическую зону развития процесса и за фронт его проявления. Замещение же фосфата редких земель (монацита) трифторидом (флюоцеритом) на этой границе явилось результатом выноса в те же участки еще и фосфора.

Эвксенит и фергусонит — редкоземельные титано-тантало-ниобаты. Содержание лантаноидов и иттрия в них соответственно 28, 24 и 33,56% (см. табл. 3, 4).

Эвксенит встречен в трещиноватых зонах экзоконтакта метасоматитов в парагенезисе с метасоматическими кварцем, микроклином, альбитом, цирконом, образующими гнезда размером 0,1—2 см<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Кластический монацит вмещающих пород здесь не характеризуется.

и нитевидные прожилки, сложенные их мельчайшими индивидами. Минерал образует игольчатые кристаллы размером 0,01—0,03 мм.

Состав лантаноидов в нем преимущественно иттриевый (иттрий-цериевое отношение больше единицы), характеризуется неодимовым и в меньшей степени выраженным диспрозиевым максимумом. Так как содержание цериевых земель в нем все же сравнительно велико, его можно было бы отнести и к комплексным минералам, что и предлагается для аналогичных по составу лантаноидов эвксенитов [5].

Фергусонит характерен для лейкократовых существенно микроклиновых аннитовых и аннит-рибекитовых метасоматитов, но изредка встречается и в микроклиновых обособлениях других их минеральных типов. Он образует коричневые игольчатые кристаллики размером —0,5 мм, неравномерно-гнездообразно в породе распределенные.

Состав лантаноидов в минерале характеризуется резко выраженным диспрозиевым максимумом, содержание в нем оксида иттрия больше 10%, иттрий-цериевое отношение больше единицы.

Гадолинит, как и эвксенит, встречается только в трещиноватых зонах экзоконтакта метасоматитов, но в иной парагенетической ассоциации: в составе эпидот-альбит-флюорит-циркон-микроклиновых жил- и гнездообразных обособлений, представляющих собой генетически связанные с метасоматитами жильные их дериваты. Гадолинит образует в этих гнездах то массы неправильных зерен, тонко червеобразно прорастающих гастингситом, то более крупные (до 1 см) кристаллы призматического и таблитчатого облика, вытянутые по {001}, и скелетные зерна с многочисленными включениями альбита, микроклина, гастингсита. Крупные кристаллы располагаются в центральных участках гнезд и жил, мелкие и скелетные — по их периферии. Физические свойства и химический состав минерала близки составу и свойствам гадолинита из щелочных пегматитов. Гадолинит метасоматитов метамиктный со сложными изоморфными замещениями бериллия алюминием, магния железом, кальция редкими землями, калием и торием, кремния бериллием и т.д. В соответствии с этим формула минерала сложная и отличается от стехиометрической (см. табл. 2).

Содержание суммы оксидов иттрия и лантаноидов в минерале около 28% (табл. 7). Состав лантаноидов существенно иттриевый (церий-иттриевое отношение 0,12), характеризуется ярко выраженным диспрозиевым максимумом и отличается от состава лантаноидов гадолинита из щелочных пегматитов меньшими содержаниями церия и соответственно отсутствием цериевого максимума (см. табл. 4). Специфические особенности рассматриваемого гадолинита — высокие содержания тория, кальция, редких земель.

Роуландит — весьма редкий минерал; встречается в метасоматитах и в кристаллическом, и в полуметамиктном состоянии. Он наблюдается в аннитовых метасоматитах, где вместе с редкоземельным флюоритом и ильменитом образует редкие тонкоагрегатные скопления размером до 2 см<sup>3</sup>, в которых обильно прорастает кварцем, альбитом, микроклином. Кроме того, он встречается в виде мелких (доли миллиметра), спорадически распределенных зерен в кварц-

Таблица 7

## Химический состав гадолинита (1) и роуландита (2) (в мас. %)

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO <sub>2</sub>	30,17	22,04	K <sub>2</sub> O	0,79	0,68
TiO <sub>2</sub>	—	—	ΣTRCe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,90	7,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	1,20	ΣTRY <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	2,76	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		36,50
FeO	7,50	1,44	BeO	7,86	—
MnO	—	0,77	ThO <sub>2</sub>	9,80	1,36
MgO	1,02	2,24	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,10	—
CaO	6,54	2,02	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,30	1,28	F	1,22	12,66

Примечание. Анализировались в ХАЛе ВИМСа, Т.И. Столяровой; роуландит полуметамиктный.

альбит-микроклиновых прожилках с аксессуарными ильменитом и нейборитом, рассекающих аннитовые метасоматиты.

Химический состав рассматриваемого роуландита отличается от состава роуландита других районов более высокими содержаниями кальция, фтора, окисного железа, более низкими — закисного железа и сближается с составом кристаллического роуландита из Казахстана.

Содержание иттрия и лантаноидов и состав лантаноидов в кристаллической и полуметамиктной разностях минерала различаются (см. табл. 4 и 7). В кристаллической разности больше иттрия и соответственно выше иттрий-цериевое отношение, а сумма оксидов иттрия и лантаноидов несколько меньше (54,28% по сравнению с 56,20% — в полуметамиктной разности). В обеих разностях содержания иттрия и иттриевых земель (44,0 и 36,5% оксида иттрия и 7,16 и 12,3% оксидов иттриевых земель) намного выше количества лантаноидов цериевой подгруппы, т.е. роуландит — минерал селективно иттриевый.

Остальные редкоземельные минералы щелочных метасоматитов, такие, как бастнезит, итросинхизит, чухровит и другие, образовывались преимущественно в гипергенных условиях или на завершающих стадиях затухающего метасоматического процесса. Они детально пока не изучены.

В балансе распределения лантаноидов и иттрия по минералам-концентраторам в породах экзоконтакта метасоматитов на селективно иттриевые минералы, главным образом на редкоземельный флюорит, приходится более 80% от суммы лантаноидов и иттрия, остальное их количество рассеивается в породообразующих минералах, а также в апатите, кейльгауите, чевкините, ортите. В аннитовых метасоматитах пирохлор составляет около 30%, монацит — 4%, флюоцерит — около 12% от суммы иттрия и лантаноидов, а более 45% лантаноидов и практически весь иттрий сконцентрированы в редкоземельном флюорите. В рибекит-арфведсонитовых метасоматитах более 23% суммы лантаноидов и иттрия связано уже с гагаринитом, а в эгирин-арфведсонитовых — практически все лантаноиды и иттрий рас-

пределяются примерно поровну (по 44—46%) между пироксолом и гагаринитом, причем весь иттрий концентрируется в гагарините; незначительное количество редких земель и иттрия рассеивается в цирконе и в темноцветных минералах.

Таким образом, наибольшее количество минеральных форм лантаноидов и иттрия и максимальные содержания редкоземельных минералов присущи экзоконтактам метасоматических тел и аннитовым метасоматитам, где наблюдаются главным образом селективно иттриевые (редкоземельный флюорит, эвксенит, фергусонит, гадолинит, роуландит) и значительно реже селективно цериевые (монацит, флюоцерит, апатит) минералы. От экзоконтактов тел и аннитовых метасоматитов к эгирин-арфведсонитовым (к образованиям тыловой зоны метасоматической колонки) количество редкоземельных минералов сокращается, и в эгирин-арфведсонитовых метасоматитах их насчитывается практически всего два (пироксолом и гагаринит), причем это уже только комплексные или селективно цериевые минералы.

В сквозных редкоземельных и редкоземельносодержащих минералах от аннитовых метасоматитов к эгирин-арфведсонитовым суммарное содержание лантаноидов и иттрия несколько уменьшается, а состав лантаноидов постепенно изменяется в сторону увеличения содержания элементов цериевой подгруппы по сравнению с иттриевыми. Тенденция увеличения в этом направлении и содержаний цериевых земель по сравнению с содержанием иттриевых и иттрия прослеживается и в группе редкоземельных минералов, свойственных лишь одному-двум минеральным типам метасоматитов (в гагарините, редкоземельным флюорите), но суммарное содержание лантаноидов и иттрия, по крайней мере во флюорите, при этом увеличивается.

Редкоземельные и редкоземельносодержащие минералы в породах экзоконтакта и в аннитовых метасоматитах представлены силикатами (кейльгауит) и фторсиликатами (гадолинит, роуландит); кальциевыми фторидами (флюорит), фосфатами (apatит, монацит), титано-тантало-ниобатами (эвксенит, фергусонит, очень редко приорит) и пироксолом, в котором содержание кальция больше 3%. В породах тыловой зоны метасоматической колонки редкоземельные минералы представлены уже кальциево-натриевым фторидом — гагаринитом и пироксолом, в котором содержание кальция всего около 1,5%. Для гагаринита также характерен дефицит кальция при избытке натрия и редких земель.

Таким образом, в редкоземельных и редкоземельносодержащих минералах фронтальной зоны метасоматической колонки и ее внешнего ореола в более или менее значительных количествах присутствуют кальций, фосфор, кремний, а в редкоземельных минералах тыловой ее зоны эти элементы отсутствуют (P, Si) или содержатся в заметно меньших количествах.

Это свидетельствует о том, что эволюция редкоземельной минерализации в ходе метасоматического процесса и по площади его развития обуславливалась не только изменением концентраций лантаноидов и иттрия в производящих метасоматоз флюидах, но и в основном изменением содержаний петрогенных элементов, входящих в

состав редкоземельных минералов, и в первую очередь кальция, увлекающего их за собой при осаждении, а затем натрия.

Максимальное число сосуществующих редкоземельных и редкоземельносодержащих минералов (6—7 и более) наблюдается в экзо-контактах метасоматитов и в породах передовой зоны метасоматической колонки; в породах тыловой зоны оно сокращается до двух. Экзо- и эндоконтакты тел метасоматитов характеризуются наибольшим суммарным содержанием этих минералов, в породах передовой зоны оно падает, но затем неуклонно растет к породам тыловой зоны, где все-таки не достигает той же величины, что и в контактах тел.

Эти черты минералогии лантаноидов и иттрия обусловлены геохимическими особенностями процесса щелочного метасоматоза, когда имели место вынос иттрия и иттриевых земель за фронт его развития, накопление цериевых земель в тыловой зоне, выщелачивание Са и Р из замещаемого субстрата, наиболее полное в тыловой зоне, привнос натрия и фтора, причем содержание натрия было сравнительно велико во всех зонах развития процесса, максимальное в его тыловой зоне, и снижалось к передовой, а фтор мигрировал за фронт процесса, там его концентрация была примерно той же, что и в тыловой зоне.

По-видимому, именно высокая щелочность (натриевость) процесса и относительно высокая концентрация фтора и обусловили широкое распространение в метасоматитах редкоземельного флюорита и натриево-кальциевого фторида — гагаринита, так как натрий способствовал накоплению редких земель, а наличие фтора обусловило концентрацию редких земель главным образом во фторидах.

Минералогия лантаноидов и иттрия в процессе щелочного метасоматоза в общем сходна с минералогией этих элементов при формировании и последующей метасоматической переработке щелочных гранитов и граносиенитов. Но в рассматриваемых метасоматитах редкоземельные минералы разнообразнее; в минералах, одинаковых с редкоземельными минералами щелочных гранитов и сиенитов, содержание лантаноидов и иттрия выше, а распространенность их шире; эволюция редкоземельной минерализации иная, что обусловлено разными особенностями эволюции геохимии и различием в температурных режимах при формировании этих метасоматитов и щелочных гранитов и сиенитов.

Так, процесс кристаллизации и последующей метасоматической гидротермальной переработки щелочных гранитов и граносиенитов, как известно [7, 9], протекает с постепенным понижением щелочности и температуры, с возрастанием кислотности, при значительно более низкой концентрации натрия и постоянном внешнем давлении. В соответствии с этим и в противоположность рассматриваемым щелочным метасоматитам, формирующимся при неуклонном повышении температуры от передовых зон метасоматической колонки к тыловым и в условиях сравнительно более высокой щелочности, в процессе гидротермального изменения щелочных гранитов и сиенитов эгирин замещается щелочным амфиболом, амфибол — преимущественно литиевыми слюдами, гагаринит — флюоритом. Среди тантало-ниобатов в метасоматически-измененных щелочных гранитах и сие-

нитах преобладает колумбит, пирохлор имеет крайне незначительное распространение, содержание редких земель в нем меньше. В редкоземельном флюорите содержание лантаноидов и иттрия тоже не достигает тех величин, которые отмечаются в редкоземельном флюорите рассматриваемых щелочных метасоматитов. В экзоконтактах массивов метасоматически-измененных щелочных гранитов и сиенитов не встречается гадолинит, а в эндоконтактах — роуландит; вместо них развиваются такие не содержащие лантаноидов и иттрия бериллиевые минералы, как фенакит и берtrandит. На завершающих этапах процесса изменения щелочных гранитов и граносиенитов в заметных количествах появляются обыкновенный флюорит, сидерит, а также такие силикаты, как топаз и торит.

Таким образом, последовательность минералообразования, в том числе и последовательность выделения редкоземельных минералов в процессе преобразования щелочных гранитов и граносиенитов, обратная той, которая свойственна рассматриваемым щелочным метасоматитам; распространенность редкоземельных минералов менее широкая; содержание в них лантаноидов и иттрия ниже, что, вероятно, обусловлено более низкой концентрацией этих элементов в производящих переработку щелочных гранитов и сиенитов гидротермальных растворах. Лантаноиды и иттрий мигрируют за границы массивов метасоматически-измененных щелочных гранитов и сиенитов, концентрируясь в их апикальных частях; процесс изменения магматических пород этих массивов имеет более кислотный характер, нежели процесс щелочного метасоматоза, проявленный в зонах региональных разломов по породам, метаморфизованным в низкотемпературной субфации амфиболитовой фации метаморфизма.

Изучение минералогии лантаноидов и иттрия в процессе редкометального щелочного метасоматоза интересно не только в научном, но и в практическом отношении. Содержание редкоземельных минералов в экзоконтактах метасоматитов в отдельных случаях, как, например, в рассматриваемом, оказывается настолько высоким, что экзоконтактовые породы могут представить интерес в качестве возможно нового промышленно-генетического типа редкоземельных руд, в составе которых наиболее ценные элементы — иттрий и иттриевые земли — преобладают над цериевыми.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М.: Недра, 1967. 199 с.
2. *Архангельская В.В.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия в приразломных щелочных полевошпатовых метасоматитах // *Геохимия*. 1985. № 2. С. 194—200.
3. *Гамалея Ю.Н.* Улканская протерозойская гранитоидно-щелочная формация юго-восточной Сибири // *Вопросы региональной геологии Русской и Сибирской платформ и востока СССР*. М.: Недра, 1970. С. 57—59.
4. *Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Т.* Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых // *Разведка и охрана недр*. 1973. № 1. С. 11—16.
5. *Горжевская В.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И.* Титано-тантало-ниобаты. М.: Недра, 1974. 343 с.

6. *Еськова Е.М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Недра, 1976. 292 с.
7. Основы прогнозирования, поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия / Под ред. Н.А. Солодова. М.: Недра, 1983. 243 с.
8. *Рябенко С.В., Прокофьев В.Ю., Семенов Ю.В., Корытов Ф.Я.* Условия образования криолитсодержащих минеральных парагенезисов в гидротермальных процессах // *Геохимия*. 1987. N 6. С. 824—833.
9. *Семенов Е.И.* Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 411 с.
10. *Таусон Л.В., Собаченко В.Н., Плюснин Г.С.* и др. Рубидий-стронциевый возраст рапаквивоподобных гранитов и метасоматитов Катугино-Аянской зоны (Северо-Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, N 5. С. 1233—1236.

УДК 553.463.064.32.041:549

**В.С. Кудрин, М.А. Кудрина**

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА**

Значительный опыт, накопленный в нашей стране в области прогнозирования рудных месторождений, показывает, что наиболее достоверная количественная прогнозная оценка месторождений базируется на получении непосредственных данных (обоснованных прямыми или косвенными признаками) о параметрах оруденения, главными из которых, как и при промышленной оценке, являются масштабы оруденения, уровни содержаний полезных компонентов в рудах и технологическое качество руд.

Важными объективными показателями прогнозной оценки оруденения на ранних стадиях геологоразведочных работ являются также его рудноформационная принадлежность и морфогенетический и минеральный типы, с которыми закономерно (статистически) связаны не только предельные — наиболее высокие и обычные — рядовые средние содержания полезных компонентов и характерные особенности химического и минерального состава руд, но и максимальные и оптимальные масштабы оруденения.

Для скарновых месторождений вольфрама такая зависимость устанавливается довольно отчетливо на основе рудноформационной систематики вольфрамовых месторождений по Ф.Р. Апельцину [2]. Три рудноформационные группы, на которые подразделяются промышленные вольфрамовые месторождения, согласно этой классификации: молибден-вольфрамовая, олово-вольфрамовая и полиметаллически-вольфрамовая дополнены нами еще одной рудноформационной группой — медно-молибден-вольфрамовой (иногда с сопутствующим золотом). Последняя включает скарновые и "порфировые" месторождения, связанные с магматитами шошонит-латитовой серии (типа Кумбея, Кашкасу, Кенсу и др. в Киргизии, Чорух-Дайрона в Таджикистане, Быстринского в Забайкалье, Пайн-Крик в Калифорнии и др.). Эта рудная формация близка к медно-молибденовой формации, по В.Т. Покалову [4], но отличается ведущей, или существенной ролью, вольфрама в составе руд.

Параметры оруденения несколько отличаются в разных формациях. Высокое содержание вольфрама в рудах (1—3%  $WO_3$ ) и крупные масштабы отличают месторождения полиметаллически-вольфрамовой формации; средними масштабами и невысокими содержаниями (0,3—0,7%  $WO_3$ ) характеризуются месторождения олово-вольфрамовой и медно-молибден-вольфрамовой рудных формаций. Среди месторождений молибден-вольфрамовой формации встречаются уникальные как с бедными (0,2—0,6%  $WO_3$ ), так и с богатыми рудами (до 2%  $WO_3$ ).

Минералогические признаки наряду с особенностями геологоструктурной позиции, спецификой состава пород и формационным типом рудопродуктивных интрузивов, геохимической эволюцией рудного процесса, морфогенетическими особенностями оруденения занимают важное место в ряду отличительных диагностических черт каждой рудной формации.

Исследование тонких особенностей состава известковых скарнов и слагающих их минералов показало существование определенных связей последних с рудноформационной принадлежностью месторождений, оптимальными уровнями накопления в скарнах вольфрама и вероятными масштабами локализованного в них оруденения. Эта зависимость обусловлена тем, что как скарны, так и апоскарновые рудные ассоциации представляют продукты деятельности одних и тех же постмагматических растворов, имеющих единую направленность эволюции при несколько различающихся физико-химических параметрах в месторождениях разных рудных формаций.

Установлены также минералогические критерии масштабов развития оруденения, уровней концентрации вольфрама в рудах и важнейших технологических свойств руд скарновых месторождений (табл. 1).

В числе индикаторных минералогических признаков наиболее значимыми являются: а) минеральные ассоциации, специфичные в месторождениях различных рудных формаций; б) типоморфные черты шеелита; в) типоморфные особенности минералов-спутников шеелита.

Рудноформационная принадлежность объекта. Основные минералогические отличия скарнов в месторождениях разных рудных формаций выражены в изменении количественных соотношений двух главных минералов — пироксена и граната (табл. 2).

Для месторождений медно-молибден-вольфрамовой и олово-вольфрамовой рудных формаций показательно также сохранение среди минеральных ассоциаций известково-скарнового этапа таких минералов, как шпинель, фассаит, форстерит, указывающих на апомагнезиальную природу известковых скарнов (Кенсу, Майхура, Пайн-Крик и др.). Среди скарновых месторождений молибден-вольфрамовой формации апомагнезиальные известково-скарновые ассоциации встречаются значительно реже (Кинг-Айленд) и они практически отсутствуют в ряде месторождений полиметаллически-вольфрамовой рудной формации.

Отмечена также тенденция более широкого участия в продуктивных образованиях (наряду с гранатом) скаполита и волластонита — в месторождениях медно-молибден-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций (Чорух-Дайрон, Кенсу, Тырныуз, Кинг-Айленд и др.); диопсида и везувиана — в месторождениях молибден- и олово-

Таблица 1

## Минералогические критерии оценки скарново-шеелитовых проявлений

Минералогические признаки — критерии оценки	Параметры оценки месторождений					
	Рудноформационная принадлежность				Вероятные максимальные масштабы оруденения	
	Cu—Mo—W формация	Mo—W формация	Sn—W формация	полиметаллически-вольфрамовая формация	крупные	средние
1	2	3	4	5	6	7

## I. Продуктивные минеральные ассоциации

I. 1. Интенсивность и объемы					Объемы развития позволяют оценивать пространственные параметры рудных тел
I. 2. Совокупности парагенезисов разных стадий	<i>Kв—КПШ, Кв—Акт, Кв—Анк</i>	<i>Кв—КПШ, Кв—Сер, Кв—Мус</i> или <i>Кв—Акт, Кв—Анк</i>	<i>Кв—КПШ, Кв—Сер, Кв—Мус</i>	<i>Кв—Акт, Кв—КПШ, Кв—Анк</i>	Совмещение ассоциаций 2—3 стадий: <i>Кв—КПШ, Кв—Акт, Кв—Мус, Кв—Анк, Кв—Сер</i>
I. 3. Минералы летучих компонентов	<i>Кар, Ск, Су</i>	<i>Фл, Сл, Кар, Су, Ск</i>	<i>Ту, Сл</i>	<i>Ап, Кар, Су, Сл</i>	Существенное участие: <i>Сл, Кар, Ск, Ап, Фл, Су</i> или других минералов F, Cl, B, S, P, CO <sub>2</sub>
I. 4. Типоморфные парагенезисы шеелита	<i>Мо, Ха, Пир, Зл, Мг</i>	<i>Мо, Зл, Мт</i>	<i>Ка, Ст</i>	<i>Ха, Зл, Ар</i>	Минералы Sn, Mo, Bi, Be, летучих компонентов
I. 5. Ассоциации и содержания сульфидов	<i>Пир, Ха, Гл, Сф, Бр</i> (много)	<i>Пир и Ха</i> (много)	<i>Пирр и Ха</i> (мало)	<i>Пирр и Ха</i> (очень много)	Присутствуют, часто в значительном количестве
I. 6. Структурные соотношения минералов					Неоднородность структур и текстур; зональные зерна, агрегаты

## II. Типоморфизм минералов

II. 1. Шеелит					
II. 1.1. Генерации, формы выделений					Две-три; крупные зональные зерна, агрегаты
II. 1.2. Состав	MoO <sub>3</sub> = 0,00 и до 3—5% TR - 0,0л	MoO <sub>3</sub> = 0,0л - 12%; TR ≥ 0,05%; SO <sub>ср</sub> <sup>18</sup> = +4,5%	MoO <sub>3</sub> = 0,00л — 0,л; SO <sub>ср</sub> <sup>18</sup> = +3%	TR ≤ 0,03% SO <sub>ср</sub> <sup>18</sup> = +6,3%	Присутствие разностей с низким содержанием Мо

Параметры оценки месторождений						
Вероятные максимальные масштабы оруденения		Ожидаемые уровни средних содержаний WO <sub>3</sub>			Качество руд	
мелкие	непромышленные	высокие (0,8—1% и более)	рядовые (0,5—0,7%)	низкие (0,2—0,4%)	монометаллические руды простого состава	комплексные руды сложного состава
8	9	10	11	12	13	14

### I. Продуктивные минеральные ассоциации

Объемы развития позволяют оценивать пространственные параметры рудных тел

Интенсивность развития каждой ассоциации коррелируется с уровнями содержаний вольфрама

Ассоциация  
*Кв—КПШ*

Совмещение ассоциаций 2—3 стадий: *Кв—КПШ, Кв—Акт, Кв—Мус, Кв—Анк, Кв—Сер*

Ассоциация  
*Кв—КПШ*

Ассоциация  
*Кв—КПШ*

Совмещение ассоциаций разных стадий

Отсутствуют или органично развиты

Присутствуют в значительных количествах

Отсутствуют или мало

Практически отсутствуют

Много *Кар, Су, Ап* или др.

*Гр, Пи, Эп, Ам, ПШ, Кв*

Минералы Sn, Mo, Cu, Bi, Be, летучих компонентов

*Гр, Пи, Эп, Ам, ПШ, Кв*

*Гр, Пи, Эп, Ам, ПШ, Кв*

Минералы Mo, Sn, Cu, Bi, F, Cl, S, P, CO<sub>2</sub>

Мало или нет

Присутствуют, часто в значительном количестве

Мало или нет

Мало или нет

Много

Однородное мелкозернистое строение

Неоднородность структур и текстур, изменчивость состава

Однородное строение

Однородное строение

Неоднородное строение

### II. Типоморфизм минералов

Одна; однородные мелкие зерна

Две-три; крупные зерна, агрегаты

Одна; однородные мелкие зерна

Одна; однородные мелкие зерна

Две-три; зональные зерна, агрегаты

Относительно высокие содержания Mo

Присутствие разностей с низким содержанием Mo

Относительно высокое содержание Mo

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
II. 2. Гранат	Главный минерал Sn < 0,0n%	Характерен Sn < 0,0n%	Обычен Sn ≈ 0,n%	Не характерен	Гроссуляр-андрадит с повышенными Mn <sup>+2</sup> , Fe <sup>+2</sup> ; зональные кристаллы; WO <sub>3</sub> = 0,0n%	
II. 3. Пироксен	Не характерен	Второстепенный, глиноземистый до 3,5	Главный, глиноземистый до 5,5	Главный, глиноземистый до 1,5	Салит-геденбергит с f > 50; WO <sub>3</sub> = 0,0n—0,n%	
II. 4. Амфибол					Характерный минерал	
II. 5. Эпидот					Характерный минерал; WO <sub>3</sub> , Sn, Be, до 0,0n%	
II. 6. Слюды					Характерные минералы; WO <sub>3</sub> = 0,00n—0,n%	
II. 7. Флюорит	Встречается	Характерен	Встречается	Не типичен	Характерен	
II. 8. Апатит	Встречается		Не характерен	Типичен	WO <sub>3</sub> = 0,00n—0,0n%	
II. 9. Кальцит					Поздняя генерация, люминесцирует красным цветом	
II. 10. Пирротин	Не характерен	Не характерен	Обычен, но немного	Типичен, много	Гексагональная слабо магнитная модификация	
II. 11. Пирит	Типичен	Типичен	Обычен, но немного	Не характерен	Несколько генераций; WO <sub>3</sub> = 0,00n—0,0n% Mo = 0,00n—0,0n%	
II. 12. Халькопирит	Типичен	Характерен	Встречается	Типичен, много	Несколько генераций; WO <sub>3</sub> = 0,00n—0,0n%	
II. 13. Арсениопирит	Не характерен	Не характерен	Обычен, немного	Характерен		

Принятые сокращения: Ам — амфибол, Ап — апатит, Ар — арсениопирит, Бр — блеклая руда, Гл — галенит, Гр — гранат, Зл — золото, Ка — касситерит, Кар — карбонаты, Кв — кварц, Мо — молибденит, Мт — магнетит, Пир — пирит; Пирр — пирротин, Пп — пироксен, ПШ — полевые шпаты, Ск — скаполит, Сл — слюды, Ст — станнин,

8	9	10	11	12	13	14
---	---	----	----	----	----	----

Гроссулярь	Гроссулярь, сливной агрегат светлых тонов	Не характерен	Зональный ромбододекаэдрический	Одни из главных минералов	Второстепенный
------------	---	---------------	---------------------------------	---------------------------	----------------

Салит-геденбергит с  $f < 50$ ;  $f > 50$ ;  $WO_3 = 0,0n - 0,1n\%$

$f < 50$ ;  $WO_3 = 0,00n\%$

### Характерный минерал

См. графу 6, 7

То же

См. графу 6, 7

$WO_3 = n \cdot 10^{-3-4}$

Не характерен

Отсутствует

Характерен;  $TR = n \cdot 10^{2-3}$

Не характерен;  $TR = n \cdot 10^{-4}$

Не характерен

Обычен

Неоднородный, зональный

Поздняя генерация, люминесцирует красным цветом

Моноклинный, магнитный

Не характерен

Гексагональная слабомагнитная модификация

Моноклинный магнитный

Не характерен

Содержания существенно варьируют

Несколько генераций;  $WO_3 = 0,00n - 0,0n\%$   
 $Mo = 0,00n - 0,0n\%$

То же

Не характерен

Несколько генераций;  $WO_3 = 0,00n - 0,0n\%$

Не характерен

”

Не характерен

То же

”

*Su* — сульфиды, *Sф* — сфалерит, *Ty* — турмалин, *Фл* — флюорит, *Ха* — халькопирит, *Эп* — эпидот; *Кв-Анк* — березиты, *Кв-Мус* — грейзены, *Кв-КПШ* — кварц-полевошпатовые метасоматиты, *Кв-Сер* — кварц-серицитовые метасоматиты, *Кв-Акт* — пропилиты.

Таблица 2

Минералогические показатели различий физико-химических условий образования вольфрамоносных скарнов в месторождениях разных формаций

Рудная формация	Значения показателя кислотности, $K_p$	Относительная кислотность	Показатели окисленности		Окисленность-восстановленность	Примеры месторождений
			Минеральный тип скарнов	Ассоциации рудных минералов железа		
Медно-молибден-вольфрамовая	0,3—1,3	Низкая	Гранатовый (> 70% граната)	Магнетит, (гематит), пирит	Окисленные	Кенсу, Кумбель, Чорух-Дайрон, Пайн-Крик и др.
Молибден-вольфрамовая	0,5—9,0	Низкая до повышенной	Пироксен-гранатовый (20—70% граната)	Пирит, магнетит	Умеренно окисленные	Тырныауз, Северный Катпар, Плитнинское, Кинг-Айленд и др.
Олово-вольфрамовая	4—40	Повышенная и высокая	Гранат-пироксеновый и пироксеновый (< 30% граната)	Пирит, пирротин (иногда магнетит)	Умеренно восстановленные	Майхура, Ингичке, Яхтон, Койташ и др.
Полиметаллически-вольфрамовая	10—20	Повышенная и высокая	Пироксеновый (< 5% граната)	Пирротин, арсенипирит	Восстановленные	Восток-2, Лермонтовское, Агылки, Светлое и др.

Примечание.  $K_p$  — коэффициент распределения железа между сосуществующими гранатом и пироксеном.

вольфрамовой формаций (Плитнинское, Тырныауз, Северный Катпар, Кара-Тюбе, Кинг-Айленд и др.) и преимущественно салита-геденбергита — в месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации (Агылки, Восток-2, Лермонтовское и др.).

Особенности минерального состава скарнов, как и слагающих их минералов, находятся в связи с физико-химическими условиями минералообразования. Различие физико-химических условий минералообразования в известковых скарнах разных формационных групп выражено главным образом в их разной относительной кислотности и окисленности—восстановленности (см. табл. 2). В.А. Жариковым в 1968 г. было показано отличие вольфрамоносных скарнов от железорудных и полиметаллических по их более высокой относительной кислотности. В качестве меры кислотности им был использован коэффициент распределения железа между сосуществующими пироксенном и гранатом скарнов, выраженный через соотношение

$$K_p = N_{Fe}^{Pu} / (1 - N_{Fe}^{Pu}) : N_{Fe}^{Pr} / (1 - N_{Fe}^{Pr}).$$

В вольфрамоносных скарнах всех формаций  $K_p$  варьирует от 0,3 до 40, причем скарнам из месторождений каждой рудной формации присущи свои пределы его значений [3].

Минимальное значение  $K_p$  (0,3—1,3) свойственно скарнам из месторождений вновь выделенной медно-молибден-вольфрамовой формации; в ряду месторождений молибден-вольфрамовой формации  $K_p$  варьирует от 0,5 до 9,0; в олово-вольфрамовой формации — от 4 до 40; в полиметаллически-вольфрамовой формации — от 10 до 20.

Существенно отличаются скарны в месторождениях разных рудных формаций и по их относительной окисленности—восстановленности. В них от месторождений медно-молибден-вольфрамовой формации через молибден-вольфрамовую и олово-вольфрамовую к полиметаллически-вольфрамовой формации закономерно возрастает степень восстановленности, что находит отражение в типоморфных ассоциациях рудных минералов (см. табл. 2).

Рудноформационная принадлежность месторождений проявляется также и в составе апоскарновых минеральных ассоциаций. В месторождениях медно-молибден-вольфрамовой формации характерными спутниками шеелита являются обогащенные марганцем и двухвалентным железом розовые кальциты и особенно гистерогенные красные гранаты, имеющие высокую примесь спессартин-альмандиновых минералов (до 13—45 мол.%) (Кенсу, Пайн-Крик и др.).

В месторождениях молибден-вольфрамовой формации шеелит часто ассоциирует с флюоритом (Тырныауз, Плитнинское и др.), иногда с апофиллитом (Северный Катпар).

Для месторождений олово-вольфрамовой формации типична ассоциация шеелита с полихромным турмалином, флюоритом (Майхура, Кара-Тюбе и др.).

В месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации для парагенезиса шеелита показательны апатит, богатые магнием биотиты и хлориты (Восток-2, Лермонтовское, Агылки и др.).

Еще более контрастно рудноформационные отличия выражены

в ассоциациях рудных минералов, парагенных шеелиту. Для апоскарновых продуктивных ассоциаций медно-молибден-вольфрамовой формации характерен парагенезис шеелита с молибденитом, магнетитом, обогащенным марганцем, золото- и серебросодержащими пиритом и халькопиритом. В месторождениях молибден-вольфрамовой формации шеелит ассоциирует с молибденитом, пиритом, минералами висмута. В месторождениях олово-вольфрамовой формации показателями рудноформационной принадлежности оруденения выступает ассоциация шеелита с касситеритом, станнином и другими сложными соединениями олова. В месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации шеелит ассоциирует с количественно преобладающими сульфидами железа, меди, висмута, мышьяка и др.

Типоморфные особенности шеелита скарновых месторождений вольфрама разных рудных формаций наиболее четко проявлены в содержаниях молибдена. Относительное накопление молибдена (до 3—8% повеллитовой составляющей) в ранних высокотемпературных генерациях шеелита установлено в месторождениях медно-молибден-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой рудных формаций. Этот шеелит люминесцирует желтым светом в ультрафиолетовых лучах. Его же отличает и более высокая диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$  такого шеелита равна 10,2 против 9,7 и 10,0 в месторождениях олово-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой рудных формаций).

В месторождениях олово-вольфрамовой формации чаще представлены среднетемпературные генерации шеелитов с невысокой примесью молибдена (сотые-десятые доли процента  $\text{MoO}_3$ ). В ультрафиолетовом свете они люминесцируют бледно-желтым, белым и светло-голубым цветом (в зависимости от содержания молибдена).

В месторождениях полиметаллически-вольфрамовой формации основную ценность руд создают низкотемпературные генерации шеелита, практически лишенные примеси молибдена (тысячные доли процента  $\text{MoO}_3$ ) с ярко-голубыми цветами люминесценции.

Уровни содержаний полезного компонента в рудах находят непосредственное отражение в минералогических особенностях рудоносных пород, связанных с проявлением стадийности скарново-рудного процесса. Продуктивные минеральные ассоциации образовались в скарнах при развитии регрессивного процесса кислотного выщелачивания, в котором по парагенезисам выделяются стадии кварц-полевошпатового метасоматоза, грейзенизации, пропилизации, кварц-серицитового метасоматоза, березитизации.

В связи со спецификой эволюции апоскарнового процесса в месторождениях разных формаций средние уровни содержаний вольфрама в рудах месторождений этих формаций также заметно различаются (табл. 3). При проявлении в скарнах только высокотемпературных ассоциаций кварц-полевошпатовой стадии (550—400°С) образуются относительно бедные руды ( $\text{WO}_3$  менее 0,5%); при наложении более низкотемпературных (380—190°С) процессов грейзенизации, пропилизации, березитизации и др. образуются руды с более высокими содержаниями вольфрама (обычно выше 0,5%, нередко 1,5—3%  $\text{WO}_3$ ).

Таблица 3

**Ведущие рудно-метасоматические процессы и их относительная роль  
в образовании промышленных вольфрамовых руд  
в скарновых месторождениях разных рудных формаций**

Рудная формація	Метасоматические процессы					Содержание WO <sub>3</sub> , мас. %	Примеры месторождений
	кварц-полевошпатовый	пропилитизация	грейзенизация	березитизация	кварцсеричитовый		
Медно-молибденово-вольфрамовая	+++	+		+		0,3—0,7; редко более	Кенсу, Кашкасу, Кумбель, Чорух-Дайрон и др.
Молибденово-вольфрамовая	+++		++		++	0,5—2	Тырныауз, Северный Катпар, Плитнинское, Сангдонг и др.
Олово-вольфрамовая	++		++		++	0,5—1	Майхура, Ингичке, Кара-Тюбе, Улудаг и др.
Полиметаллически-вольфрамовая	+	++			+++	1—3	Агылки, Лермонтовское, Восток-2 и др.

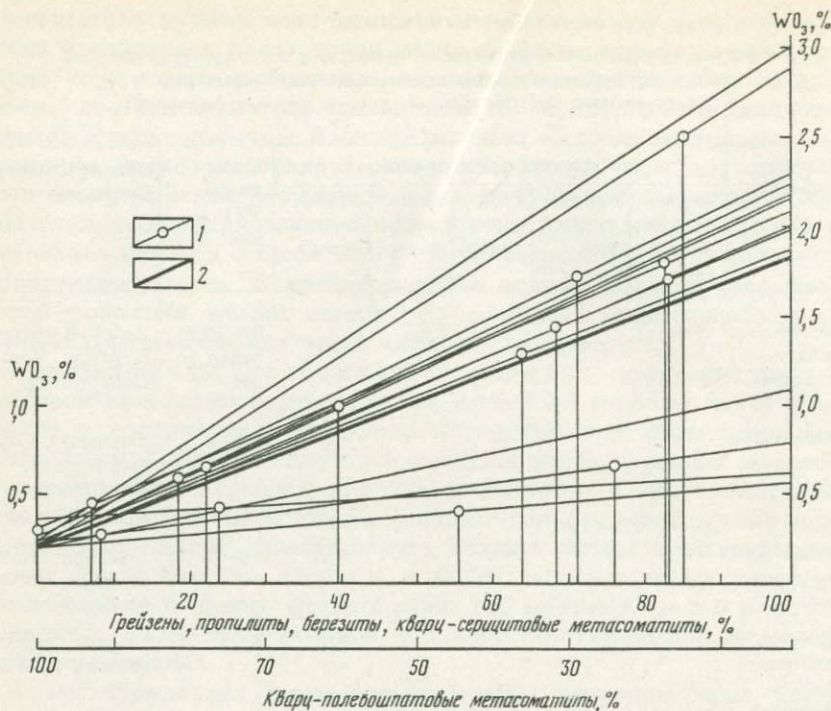
Примечание. +++ — ведущая роль, ++ — второстепенная, + — незначительная.

Характерным признаком богатых руд является широкое развитие минералов, насыщенных летучими компонентами, таких, как флюорит, апатит, сульфиды, слюды и др.

Практическое использование установленной зависимости возможно при: а) прогнозировании оруденения в новых районах, где используются средние уровни содержаний, характерные для ожидаемой рудной формации и б) оценке прогнозных ресурсов конкретных объектов — набор тех или иных минеральных ассоциаций может служить основой для определения вероятных уровней содержаний вольфрама в рудах (см. рисунок).

**Масштаб оруденения.** Установлено, что образование крупных скарновых месторождений вольфрама происходит, как правило, при наиболее полном сочетании и максимальном проявлении разных стадий скарново-рудного процесса, в наиболее широком температурном интервале рудоотложения, в то время как для небольших рудопроявлений характерна угнетенность развития стадий кислотного выщелачивания и обычно фрагментарные проявления низкотемпературных минеральных ассоциаций более поздних кислотных стадий метасоматического процесса.

Соответствующие минералогические признаки масштабности оруденения перечислены в табл. 1. Однако указанных признаков недоста-



Зависимость средних содержаний  $WO_3$  в рудах скарновых месторождений от количественных соотношений объемов ранних и поздних апоскарновых метасоматитов

1 — в известных месторождениях СССР и зарубежных стран; 2 — номограмма для определения содержаний  $WO_3$  в новых месторождениях

точно для достоверного количественного прогноза на конкретных объектах без привлечения других критериев.

Технологические свойства и типы руд. Скарновые месторождения  $W$  вне зависимости от их рудноформационной принадлежности, отличает неравномерность в распределении гнездово-вкрапленной рудной минерализации и изменчивость состава рудоносных пород, что, естественно, отражается на технологических показателях руд. При этом при отмеченных выше специфических чертах месторождений разных формаций в целом шеелитовые руды этих месторождений укладываются в три главных минеральных типа.

1. Скарновые руды, иногда с молибденитом. Среднее содержание триоксида вольфрама в них обычно не превышает 0,5%. Руды отличаются рассеянной вкрапленностью мелких (от десятых долей до 1—2 мм) зерен шеелита в участках гистерогенно-преобразованных скарнов, где с шеелитом ассоциируют перекристаллизованные гранат, пироксен, иногда волластонит, эпидот и новообразованные актинолит, эпидот, кальцит, кварц и другие минералы.

2. Сульфидные руды, часто с минералами меди, молибдена, висмута, серебра, золота и др., нередко существенно кварцевые. Содержание триоксида вольфрама обычно около 1,0% и выше. Шеелит в суль-

фидных рудах образует более крупную вкрапленность (от первых миллиметров до 0,5 мм, иногда до 10—15 мм в диаметре). В зависимости от соотношений и распределения в них сульфидов, кварца и шеелита такие руды имеют ленточные, массивные или прожилково-вкрапленные текстуры.

3. Кварцевые руды, нередко высокослюдистые (с флогопитом, мусковитом, серицитом), иногда с кальцитом, апатитом, флюоритом, апофиллитом, турмалином и др. Содержание в них триоксида вольфрама обычно выше 1,0—3,0%. Руды нередко комплексные (с Mo, Sn, Cu, Bi и др.). Шеелит крупновкрапленный и гнездовый; в участках, обогащенных слюдами, находится с ними в тесном прорастании. Этот тип руд в скарновых телах образуется в участках сгущения и слияния кварц-шеелитовых прожилков и жил, иногда ослюденелых в зальбандах, а также в гнездовых обособлениях или неравномерно минерализованных зонах.

Данная минералогическая типизация скарновых руд вольфрама отражает и их технологические свойства, так как учитывает такие важные для обогащения особенности руды, как ее качественный и количественный минеральный состав, уровень содержания вольфрама, распределение и размерность шеелита, комплексность оруденения, а также изменение поведения шеелита в процессе флотации, обусловленное содержанием в нем молибдена [1], которое направленно убывает от ранних высокотемпературных его генераций, представленных в бедных скарновых рудах, к поздним низкотемпературным, преобладающим в сульфидных и особенно в кварцевых и слюдисто-кварцевых рудах.

Заканчивая рассмотрение минералогических критериев оценки скарновых месторождений вольфрама, следует обратить внимание, что по многим минералогическим признакам, имеющим количественное выражение (как значения  $K_p$ , показатели окислительно-восстановительных условий, содержание типоморфных минералов, относительная распространенность минеральных ассоциаций и др.), все четыре рудные формации скарново-шеелитовых месторождений выстраиваются в единый ряд от месторождений медно-молибден-вольфрамовой к молибден-вольфрамовой, далее к олово-вольфрамовой и полиметаллически-вольфрамовой формации.

В этом ряду каждой формации свойственны определенные интервалы количественного выражения того или иного признака, которые перекрываются с соответствующими интервалами соседних формаций, т.е. характер изменчивости признаков бывает дискретен лишь для формаций, отстоящих в этом ряду друг от друга.

Выделенный ряд рудных формаций отражает естественную изменчивость условий минералообразования, обусловленную, очевидно, направленной эволюцией вещества земной коры в пространстве и времени. Эта эволюция, по-видимому, имеет адекватное выражение в подобной направленной изменчивости и геологических особенностей скарновых месторождений вольфрама того же ряда рудных формаций, например, в их геотектонической позиции, в рудопродуктивном магматизме и пр.

Методические приемы использования минералогических критериев несколько меняются в зависимости от изменения задач прогноза на разных стадиях геологоразведочных работ.

При прогнозировании скарново-шеелитовых месторождений в новых районах и провинциях прогнозные оценки опираются на критерии их рудно-формационной принадлежности, т.е. основываются на усредненных для каждой формации количественных параметрах оруденения. Ведущим методом минералогических исследований при этом является площадная шлиховая съемка. При анализе шлихов необходимо уделять внимание не только наличию в пробах весовых содержаний шеелита и его типоморфным признакам, но и присутствию минералов-спутников с характерными свойствами, указывающими на продуктивность пород (см. табл. 1).

При прогнозной оценке месторождений и рудопроявлений по мере возрастания степени их изученности все большее значение приобретают критерии, позволяющие непосредственно оценивать параметры оруденения (масштабы, уровни содержаний полезных компонентов, качество руд и др.). В этих случаях минералогические методы исследования базируются на точечном минералогическом опробовании поверхности, составлении опорных минералогических разрезов, площадном минералогическом и минералого-технологическом картировании.

Достаточно полную и достоверную информацию минералогические критерии дают об оценке содержаний полезных компонентов и качестве руд. Оценка масштабов оруденения на сравнительно слабо изученных объектах (в новых рудных провинциях и районах) на основании одних минералогических критериев, как уже подчеркивалось ранее, не надежна.

При работе в рудных полях хорошо изученных месторождений количественный прогноз новых рудных тел возможен, когда на эталонных объектах получена подробная минералогическая информация по многим минералогическим критериям — типоморфным минеральным ассоциациям, характеру их зональности, типоморфизму шеелита и его минералов-спутников и др. Расчет прогнозных ресурсов в этом случае базируется на методе аналогий и основан на выявлении количественных связей между мерой проявления того или иного критерия и масштабами оруденения по эталонным объектам данного рудного поля.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барский Л.А., Кононов О.В., Ратмирова Л.И. Селективная флотация кальций-содержащих минералов. М.: Недра, 1979. 232 с.
2. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р. Апельцина. М.: Недра, 1980. 255 с.
3. Кудрина М.А., Бороданов В.М. Использование минералогических особенностей известковых скарнов при оценке перспектив вольфрамового оруденения // Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Комплексное использование вольфрамовых месторождений СССР", раздел II. Л.: ЛГУ. 1986. С. 53—55.
4. Покалов В.Т. Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена. ВИМС. М.: Недра, 1983. 176 с.

Т.И. Гетманская, Б.С. Чернов

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Разработка научных основ локального прогнозирования месторождений предопределяет необходимость создания геолого-генетических моделей. Их разработка сопряжена с большими трудностями и должна базироваться на современных достижениях в изучении геологии и генезиса месторождений. Для этих целей весьма благоприятным объектом изучения представляются грейзеновые вольфрамовые месторождения, характеризующиеся разнообразными условиями образования. Различные геологические, петрологические, геохимические и физико-химические аспекты образования этих месторождений рассмотрены в работах Ф.Р. Апельцина, В.Ф. Барabanова, В.Г. Боголепова, О.В. Брызгалова, В.К. Денисенко, Г.Ф. Ивановой, Г.Р. Колониной, Е.П. Малиновского, В.Б. Наумова, М.М. Повилайтис, Д.О. Онтоева, И.Г. Павловой, В.Т. Покалова, Д.В. Рундквиста, Ф.В. Чухрова, Г.Н. Щербы и многих других. Обобщение литературных данных и результатов собственных многолетних исследований вольфрамовых месторождений Забайкалья и некоторых других районов, направленных на разработку критериев локального прогнозирования, позволили авторам на основе анализа взаимосвязей между геотектонической обстановкой образования месторождений, особенностями рудоносного магматизма и характером постмагматического процесса выделить две геолого-генетические модели грейзеновых вольфрамовых месторождений — эволюционную и пульсационную. Выделенные модели не охватывают всей совокупности факторов и процессов, приводящих к образованию месторождений, акцент при их построении сделан на рассмотрении факторов, определяющих масштабность оруденения. Правомерность выделения моделей подтверждается теоретическими и экспериментальными данными И.Д. Рябчикова, Л.Н. Когарко, Н.И. Хитарова, А.А. Кадика и других о существовании двух механизмов отделения флюида от магматического расплава — в результате ретроградного вскипания магмы или эволюционного перехода от расплава к флюиду.

На территории Забайкалья грейзеновые вольфрамовые месторождения относятся к олово-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формациям [17, 26, 6]. Они формировались в связи с тектоно-магматическими процессами этапа мезозойской активизации, в условиях зрелой континентальной коры и высокой жесткости структур блокового строения. Месторождения представлены метасоматическими зонами с прожилково-вкрапленным оруденением, штокверками и жилами. Их формирование происходило в различной геотектонической обстановке, в связи с различными магматическими комплексами и характеризовалось своеобразием постмагматического процесса. Образование месторождений можно рассматривать с позиций эволю-

ционной и пульсационной моделей. При этом необходимо отметить, что характер постмагматического процесса, с одной стороны, отражает режим эволюции магматического очага, а с другой — находит свое выражение в минералого-геохимических особенностях руд, изучение которых дает необходимую информацию для определения типа модели и на ее основе позволяет осуществлять прогноз масштабов оруденения.

К эволюционной модели относятся грейзеновые вольфрамитовые месторождения типа "минерализованных куполов" [21]. Основная промышленная минерализация этих месторождений сосредоточена в грейзеновых зонах в виде вкрапленности и реже прожилков, жильные образования имеют подчиненное распространение. Месторождения формируются в относительно спокойной тектонической обстановке, в условиях средних глубин и сравнительно закрытой системы. Они локализованы в пределах крупных консолидированных блоков земной коры длительного устойчивого воздымания, сложенных сравнительно слабо метаморфизованными терригенными толщами и ограниченными зонами региональных глубинных разломов. Месторождения расположены во внутренних, удаленных от зон глубинных разломов, частях блоков и контролируются узлами пересечения зон повышенной трещиноватости пород второго и третьего порядка. Оруденение генетически связано с дифференцированными гранитоидными сериями завершеного типа (по С.М. Бескину): щелочноземельные биотитовые граниты—алюскиты—субщелочные, в том числе и литий-фтористые, граниты. Поздние дифференциаты серий характеризуются высоким уровнем накопления редких щелочей, летучих, особенно фтора, и рудных элементов олова, вольфрама, тантала, ниобия. По экспериментальным данным в гранитных системах такого типа температуры солидуса расплава понижаются до 650—550°С [24, 10]. Грейзеновый процесс, развивающийся в апикальных зонах алюскитовых и субщелочных гранитов, максимально приближен к этапу кристаллизации гранитов и является его логическим продолжением. Спокойная тектоническая обстановка и существенно галоидный (с преобладанием фтора) состав летучих обуславливает эволюционный режим отделения флюида от расплава и высокотемпературный характер формирования грейзеновых продуктивных ассоциаций (500—300°С) [15, 22]. Эволюционное развитие грейзенового процесса в условиях сравнительно закрытой системы определяет одностадийное минералообразование, проявление контрастной зональности отложения, небольшой вертикальный размах оруденения (100—250 м), развитие регрессивных рядов минералов переменного состава: протолитионит—литиевый фенгит—фенгит; ди-три-железо-литиевая слюда—железо-магниевого мусковит—мусковит; висмутин—галеновисмутит—козалит—гунгарит—беегерит—висмутсодержащий галенит. Характерно также относительно широкое распространение структурных дефектов в минералах (флюорит, кварц, топаз).

Необходимыми факторами образования промышленных руд месторождений эволюционной модели являются накопление летучих в остаточном расплаве и существование слабопроницаемых экранов.

Грейзеновые месторождения, формирующиеся в соответствии с пульсационной генетической моделью в динамично развивающихся сравнительно открытых системах, локализованы в пределах зон длительной тектонической и магматической активности [2], что обеспечивало хорошую структурную подготовленность участков рудоотложения. Наиболее ярко это проявляется в случае приуроченности месторождений к зонам региональных глубинных разломов, нередко разделяющих блоки с различным режимом геотектонического развития и трассируемых на поверхности мощными зонами расщеливания и диафтореза, цепочками интрузий гипербазитов, многократно проявленных гранитов, поясами даек кислых и основных пород. Повышенная проницаемость высокометаморфизованного субстрата обуславливает приуроченность к этим районам вулканических поясов.

Особенностью прерудного магматизма является внедрение обширной серии близких по составу высококремнистых субщелочных пород, представленных небольшими штоками и дайками гранитов, гранит-порфиоров, аплитов и фельзитов. Широко развиты дорудные дайки основного состава, а также внутрирудные аплиты и сиениты. Кристаллизация субщелочных гранитов происходила в интервале температур 800—1000°С [19, 22].

В условиях динамичной системы постмагматический процесс развивался многостадийно с широким проявлением телескопирования оруденения. Образование продуктивных минеральных ассоциаций происходило при температурах 400—320°С [25, 22], т.е. значительно более низких, чем поздних гранитных образований. Отделение рудоносных флюидов, в составе которых помимо галогенидов, вероятно, присутствовала углекислота, происходило при ретроградном вскипании магмы, в результате периодического резкого падения давления в магматическом очаге, вследствие вскрытия его трещинами. Формирование оруденения в малоглубинных условиях при значительной удаленности рудогенерирующего очага от области рудоотложения обеспечило значительную вертикальную протяженность основного оруденения. Среди особенностей таких месторождений необходимо отметить отсутствие или слабое проявление вертикальной зональности, стабильность состава, свойств и концентрации примесей в минералах одной стадии. Изменения состава и свойств минералов различных стадий носят дискретный характер. По сравнению с месторождениями эволюционной модели в рудах резко возрастает количество сульфидов. Количество и сочетание генераций минералов является признаком интенсивности рудного процесса, масштабности оруденения и одним из критериев оценки эрозионного среза.

Определение типа геолого-генетической модели при поисках и поисково-оценочных работах дает возможность обоснованно подойти к локальному прогнозу. При этом масштабы оруденения оцениваются на основе принципа соответствия типа генетической модели месторождения геотектонической обстановке его формирования. Геологические, магматические и структурные черты, свойственные каждой модели, являются важными информативными критериями прогнозирования. Нами рассмотрен минералогический подход к локальному

прогнозу на основе определения генетической модели и в первую очередь зональности и стадийности грейзенового оруденения, отражающихся в динамике изменения состава и свойств минералов.

Критериями масштабности оруденения эволюционной модели являются: 1) уровень накопления фтора, редких щелочей в остаточных расплавах, фиксируемых составом слюд и геохимическими особенностями гранитов и 2) существование слабопроницаемых экранов. Характерной особенностью месторождений является отсутствие постмагматической фельдшпатизации, предшествующей грейзенизации. Раннещелочные парагенезисы представлены ассоциацией литиево-железистых триоктаэдрических слюд с кварцем и топазом, кислотные — кварцем, топазом, позднщелочные — кварцем в ассоциации с флюоритом и малолитиевыми диоктаэдрическими слюдами. Эволюция кислотности — основности растворов по мере понижения температуры в условиях закрытой системы приводит к проявлению обратной зональности отложения, носящей контрастный характер. Контрастность последней проявляется как в интенсивности, длительности и масштабности грейзенового процесса, так и в вертикальном градиенте изменения состава и свойств минералов, детально рассмотренных нами на примере флюорита, слюд, вольфрамитов, висмутовой минерализации из объектов разной масштабности.

В грейзеновых месторождениях эволюционной модели по составу и структурным особенностям выделяются три группы слюд: 1) триоктаэдрические литиево-железистые серии сидерофиллит-циннвальдит; 2) высокоглиноземистые диоктаэдрические мусковиты и 3) промежуточные по составу и структуре разновидности рядов протолитионит-литиевый фенгит и биотит-мусковит. Состав литиево-железистых слюд определяется уровнем накопления лития и фтора в остаточных гранитных расплавах и является одним из критериев оценки масштабности грейзеновых месторождений, генетически связанных с литий-фтористыми гранитами (таблица).

Общей тенденцией изменения состава слюд в последовательных регрессивных ассоциациях является закономерное уменьшение их железистости, а в триоктаэдрических слюдах — также лития, рубидия и фтора [8]. Эволюция состава сопровождается уменьшением параметра  $b$  кристаллической решетки, степенью заполнения октаэдрических позиций и сменой их политипных модификаций, при этом происходит перестройка структуры слюд с образованием промежуточных ди-триоктаэдрических разновидностей [11, 8]. Изменение железистости слюд наблюдается от внешних зон к внутренним в пределах одной метасоматической колонки и сверху вниз в вертикальном разрезе месторождения, отражая обратный характер зональности отложения. Так, на Шумиловском месторождении наиболее железистые и однородные триоктаэдрические протолитиониты по мере увеличения кислотности растворов и интенсивности метасоматической проработки замещаются менее железистыми ди-триоктаэдрическими литиевыми фенгитами [7]. Для зон с промышленными содержаниями вольфрама и олова устанавливается максимальный градиент состава слюд.

**Минералого-геохимические признаки масштабности  
грейзеновых месторождений эволюционной модели**

Масштаб месторождения	Содержание в рудогенерирующих гранитах, %			Состав слюд в гранитах и грейзенах
	Li	Rb	F	
Мелкое	0,01—0,015	0,03—0,035	0,2—0,3	литиевый биотит (Li <sub>2</sub> O—0,5—1%)
Среднее	0,04—0,06	0,07—0,08	0,6—0,8	протолитионит (Li <sub>2</sub> O—1,5—2,5%)
Крупное	0,06	0,08	0,8	циннвальдит (Li <sub>2</sub> O—3—4%)

Масштаб месторождения	Содержание в вольфрамите, %		Средний градиент изменения содержания во флюорите РЗЭ и Mn <sup>2+</sup> на 10 м вертикального интервала	
	Ta	Nb	РЗЭ	Mn <sup>2+</sup> усл. ед.
Мелкое	0,0n—0,0n	0,0n—0,0n	1,3—1,7	0,04—0,3
Среднее	0,0n—0,0n	0,0n	20—68	1,2—45
Крупное	0,0n	0,0n—0,0n		

Флюорит — один из основных минералов позднещелочных ассоциаций грейзеновых месторождений. Его свойства отражают характер и интенсивность процесса после инверсии растворов по мере увеличения их щелочности. Изучение флюорита проведено совместно с Н.Н. Васильковой и О.А. Кукушкиной. Общей особенностью типоморфных свойств флюоритов грейзеновых зон является накопление парамагнитного иона Mn<sup>2+</sup> (определение проводилось методом ЭПР) и редких земель в рудных высокотемпературных ассоциациях и постепенное уменьшение их концентрации по мере понижения температуры и увеличения щелочности растворов [4, 5]. Для месторождений с небольшой вертикальной протяженностью оруденения (100—200 м) устанавливается высокий градиент изменения концентраций Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup> содержаний и состава редких земель. Для подрудных и фланговых зон характерно накопление Mn<sup>3+</sup>, низкое содержание суммы редких земель с преобладанием в их составе легких лантаноидов. Максимальные содержания Mn<sup>2+</sup>, суммы РЗЭ и тяжелых РЗЭ характерны для наиболее минерализованных прикровлевых апикальных зон или экра-

нируемых зон минерализации во внешних гранитах куполов сложного строения. Вертикальный градиент изменения суммы  $R3Э$  и  $Mn^{2+}$  характеризует интенсивность грейзенового процесса и обнаруживает прямую зависимость от масштабов оруденения (см. таблицу).

Характер распределения редких земель во флюоритах позволяет судить об условиях генерации растворов, физико-химических и термодинамических параметрах рудного процесса [30]. Из графиков распределения  $R3Э$ , нормированных по хондритам, выявляется интенсивное фракционирование редких земель с накоплением тяжелых лантаноидов и четко выраженная отрицательная европиевая аномалия (рис. 1). Устанавливается связь интенсивности фракционирования и накопления тяжелых лантаноидов во флюоритах наиболее богатых рудных зон, что объясняется составом и концентрацией комплексобразующих лигандов, в данном случае преобладанием фтора [30]. Четко выраженная отрицательная европиевая аномалия свидетельствует о генетической связи оруденения с гранитами высокого уровня дифференциации. Обеднение растворов европием обусловлено концентрацией его в полевых шпатах при дифференциации гранитоидной магмы [1].

Эволюционный характер развития процесса подтверждается широкими колебаниями состава вольфрамитов с преобладанием разновидностей с равным содержанием марганца и железа и концентрацией тантала и ниобия [6, 7]; развитием гомологических рядов сульфосолей в системе висмутин—галенит, как это было показано на примере Шумиловского месторождения [9]. Следует отметить широкое развитие минеральных индивидов зонального строения и структур распада: спинодальный распад вольфрамитов установлен для разновидностей промежуточного состава [13]; структуры распада гунггарита с образованием галенит-козалитовых сростаний [9]; развитие слюды и хлоритов с промежуточными ди-триоктаэдрическими структурами [7, 11]. Все это свидетельствует о незначительных колебаниях физико-химических параметров рудоносных растворов и позволяет связывать рудоотложение с диффузионным метасоматическим процессом и инверсией кислотно-основных свойств растворов при понижении температуры.

Формирование месторождений пульсационной модели в условиях мобильной относительно открытой системы обуславливает формирование оруденения в связи с трещинообразованием в результате периодических перепадов давления, приводящих к вскипанию растворов, локальному повышению их щелочности и осаждению рудных элементов [14]. Тектонические подвижки и сопровождающее их рудоотложение носят дискретный характер и проявляются неоднократно на фоне постепенной температурной и кислотно-основной эволюции растворов, обуславливая многостадийность рудного процесса. Масштабность месторождений этой модели обнаруживает прямую зависимость от длительности, полноты проявления и степени дискретности постагматического процесса, которые выражаются в обязательном проявлении предрудного щелочного метасоматоза, в количестве стадий минерализации, проявлении внутрирудных даек, зна-

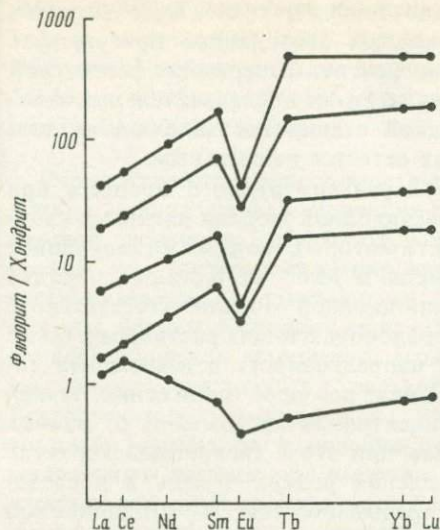


Рис. 1. Распределение РЗЭ, нормированных к хондритам, во флюоритах регрессивных ассоциаций месторождений эволюционной модели

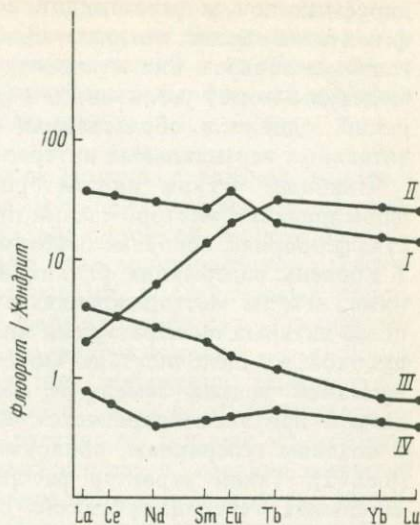


Рис. 2. Распределение РЗЭ, нормированных к хондритам, в различных генерациях флюорита (I—IV) месторождений пульсационной модели

чительной вертикальной протяженности рудных тел [16, 27]. Последняя, кроме структурных факторов, как полагают, также связана с концентрацией и составом летучих. По данным термобарогеохимии в минералах месторождений пульсационной модели широко развиты водно-углекислые включения [25, 19]. Рудоотложение происходит в результате изменения рН растворов при их вскипании и переходе в пар летучих компонентов. Концентрация  $\text{CO}_2$  в растворах определяет интенсивность кипения и размах оруденения по вертикали [28].

Жильно-прожилковое оруденение сопровождается широким развитием кварц-мусковитовых, флюорит-мусковитовых, полевошпат-флюорит-мусковитовых метасоматических образований грейзеновой формации, при этом площадные метасоматические изменения пород, как правило, низкотемпературные и принадлежат к формации пропилитов.

Особенности месторождений пульсационной модели фиксируются отсутствием или слабо проявленной растянутой зональностью отложения в образованиях одной стадии, стабильным составом и свойствами минералов одной генерации. Дискретность изменения состава и свойств минералов последовательных стадий отражает прерывистый характер рудного процесса.

Слюды месторождений пульсационной модели относятся к двум группам: диоктаэдрической мусковитовой и триоктаэдрической магнезиально-железистой. Состав их не обнаруживает постепенных изменений, а носит дискретный характер. Для ранних стадий минерализации характерно присутствие триоктаэдрических биотита, си-

дерофиллита или циннвальдита и диоктаэдрических — мусковита или фенгита. В более поздних минеральных ассоциациях присутствует главным образом или мусковит, или фенгит. Содержание фенгитовой молекулы может увеличиваться в мусковитах последовательных генераций, однако в образованиях одной стадии состав слюд на значительных вертикальных интервалах остается неизменным.

Наиболее чутким индикатором характера рудного процесса при формировании месторождений пульсационной модели являются свойства флюорита, основные особенности которых сводятся к следующим: 1. Уровень содержания редких земель и  $Mn^{2+}$  на один-два порядка ниже, чем на месторождениях эволюционной модели, что связано с более низкими температурами минералообразующих растворов и более высокой их щелочностью. Общая направленность в изменениях содержаний редких земель и марганца по мере понижения температуры при этом сохраняется. Концентрации их убывают от ранних к поздним генерациям, обнаруживая при этом дискретный характер (рис. 2). Такой характер распределения редких земель в последовательных генерациях связан с прерывистостью — стадийностью рудного процесса. 2. Дорудные генерации, связанные с процессом фельдшпатизации, максимально обогащены европием при отсутствии фракционирования легких и тяжелых лантаноидов. На графиках РЗЭ, нормированных к хондритам, проявлена положительная европиевая аномалия. 3. Для рудных генераций характерен высокий уровень накопления европия и интенсивное фракционирование РЗЭ с накоплением тяжелых лантаноидов. 4. Концентрация и характер распределения редких земель в пострудных генерациях флюорита близок к хондритам, иногда наблюдается незначительное накопление легких РЗЭ.

Степень дискретности распределения редких земель в последовательных генерациях флюорита отражает интенсивность рудного процесса. Высокий уровень накопления европия по экспериментальным данным связан с высоким давлением в минералообразующей системе [29, 3]. По данным Н.Н. Васильковой и результатам исследования редких земель в минералах бора [12], это результат глубинного источника растворов.

Вертикальная и горизонтальная зональность в изменении свойств флюорита рудных тел прямая растянутая, намечается тенденция к смещению поздних генераций к верхним горизонтам рудных тел.

Состав вольфрамитов этих месторождений обнаруживает незначительные колебания и приближается к крайним членам ряда — гюбнериту или фербериту. Для него не характерна примесь тантала, ниобий присутствует в небольших количествах. При телескопировании образований последовательных стадий вольфрамит интенсивно замещается шеелитом.

Состав висмутовой минерализации значительно усложняется: сульфиды висмута встречаются очень редко, а свинцово-висмутовые сульфосоли сменяются медными и серебряными сульфовисмутитами свинца [18, 20, 23]. Колебание их состава является тонким индикатором скрытой минералогической зональности и степени открытости

минералообразующей системы. Широкие изменения состава сульфосолей и контрастная зональность в размещении последовательных ассоциаций характерны для мелких месторождений, в то время как на более масштабных объектах состав висмутовых сульфосолей стабилен или обнаруживает незначительные колебания.

Рассмотренные геолого-генетические модели отражают два различных механизма формирования вольфрамовых месторождений грейзеновой формации. Месторождения эволюционной модели формируются из высококонцентрированных растворов-рассолов, генетически связанных с остаточными расплавами, обогащенными водой, фтором, литием. Основным механизмом формирования руд — диффузное метасоматическое замещение. Причина рудоотложения — эволюция кислотности—щелочности растворов при понижении температуры. Гетерогенизация растворов не проявлена, а если и существовала, то слабо влияла на изменение рН растворов, так как по экспериментальным данным при высоких температурах в условиях закрытой системы концентрация протонов в минералообразующих средах уменьшается сравнительно медленно [28]. Признаками интенсивности метасоматического процесса и масштабности оруденения является значительный диапазон состава, примесей и свойств рудных и сопутствующих минералов.

Месторождения пульсационной модели и сопровождающие их магматические образования — производные глубинных очагов, формируются в динамичных открытых системах. В составе рудоносных флюидов наряду с галогенидами присутствует углекислота. Основным механизмом рудоотложения — выполнение открытых трещин, причина рудоотложения — повышение щелочности растворов вследствие падения давления при тектонических подвижках и гетерогенизации растворов. Наиболее значительные изменения химизма растворов, способствующие рудоотложению, вызывает отделение углекислоты. Поэтому, чем выше ее концентрация в растворах, тем интенсивнее идет процесс рудоотложения. Степень дискретности состава, свойств рудных и сопутствующих минералов отражает интенсивность кипения растворов и, как следствие, интенсивность рудоотложения и является функцией градиента давления, температуры, состава и концентрации растворов. Эти параметры наиболее тонко фиксируются особенностями распределения редких земель и марганца во флюоритах.

Роль различных механизмов рудоотложения в образовании того или иного месторождения тесно связана с формированием оруденения разного масштаба: среди месторождений эволюционной модели преобладают мелкие и средние, в соответствии с пульсационной моделью могут формироваться крупные месторождения. Увеличение степени дискретности процесса минералообразования в условиях закрытой системы увеличивает масштабность оруденения, но при этом сохраняется обратная зональность в размещении образований последовательных стадий, а вертикальный диапазон распространения оруденения увеличивается, но не превышает 200—250 м. Проявление отчетливой зональности отложения в некоторых типах рудных тел на

месторождениях пульсационной модели свидетельствует о небольшой вертикальной протяженности оруденения и соответственно их меньших масштабах. Такой подход дает возможность осуществлять локальный прогноз на ранних стадиях изучения месторождений. При этом оценка масштабов оруденения должна проводиться на основе принципа необходимого соответствия типа геолого-генетической модели месторождения геотектоническим условиям его формирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. *Баскина В.А., Фаворская М.А., Курчавов А.М., Шилин Н.А.* Эволюция магматизма орогенных рудоносных структур // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тезисы. 1984. Т. 6. С. 26—27.
3. *Бэрнэм К.В.* Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40—73.
4. *Василькова Н.Н., Гетманская Т.И.* Флюорит грейзеново-вольфрамитовых месторождений Забайкалья // Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья. М.: ВИМС. 1980. С. 89—109.
5. *Василькова Н.Н., Кукушкина О.А., Петропавлов М.В.* и др. Типоморфные признаки флюорита и их значение для исследования зональности и оценки глубинности месторождений // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 130—145.
6. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки / Под ред. Ф.Р. Апельцина. М.: Недра, 1980. 255 с.
7. *Гетманская Т.И., Чернов Б.С.* Оловянно-вольфрамовая формация // Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС, 1976. С. 68—131.
8. *Гетманская Т.И., Куприянова И.И., Добровольская Н.В.* и др. Типоморфное значение железистости слюд грейзеновых месторождений вольфрама и бериллия, магнетохимический метод ее определения // Новые данные о минералах СССР. 1985. Вып. 32. С. 48—63.
9. *Гетманская Т.И., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н.* и др. Висмутовая минерализация Шумиловского грейзенового месторождения (Центральное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 1986. N 3. С. 36—46.
10. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А.* Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // Докл. XVII МГК. 1984. Т. 9. С. 94—103.
11. *Куприянова И.И., Звягин Б.Б., Гетманская Т.И.* и др. Особенности состава и структуры слюд редкометалльных грейзеновых месторождений // Новые данные о минералах СССР. 1978. Вып. 26. С. 77—93.
12. *Лисицын А.Е., Малинко С.В.* К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 91—99.
13. *Максимюк И.Е., Урусов В.С., Хисина Н.Р.* Электронно-микроскопическое исследование структур спинодального распада вольфрамитов // Геохимия. 1972. N 5. С. 623—628.
14. *Наумов Г.Б., Наумов В.Б.* Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования // Геология руд. месторождений. 1977. N 1. С. 13—23.
15. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф., Моторина З.М.* Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. 2. С. 53—62.
16. *Покалов В.Т.* Формирование рудно-магматических систем гидротермальных месторождений // Сов. геология. 1986. N 3. С. 33—41.
17. *Покалов В.Т.* Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 271 с.
18. *Онтюев Д.О., Тронева Н.В., Цепин А.И.* и др. Особенности висмутовой мине-

- рализации Бом-Горхонского вольфрамитового месторождения (Западное Забайкалье) // Геология руд месторождений. 1971. N 5. С. 55—63.
19. Полянский Е.В. История формирования Бом-Горхонского гранитоидного интрузива и ассоциированного с ним оруденения // Там же. 1973. N 3. С. 29—37.
  20. Повилайтис М.М., Мозгова Н.Н., Сендерова В.И. Минералы висмута в Джидинском молибдено-вольфрамовом месторождении Западное Забайкалье // Зап. Весоюз. минерал. о-ва. 1969. Ч. 98. С. 655—664.
  21. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.
  22. Рейф Ф.Г., Бажеев В.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. М.: Наука, 1982. 158 с.
  23. Тимофеева В.С. О закономерностях распределения висмутовой минерализации на Бом-Горхонском вольфрамовом месторождении (Западное Забайкалье) // Геология руд месторождений. 1975. N 3. С. 78—85.
  24. Тамтл С.Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 647—653.
  25. Шапенко В.В. Генетические особенности вольфрамовой минерализации Джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье) // Геология руд месторождений. 1982. N 5. С. 18—29.
  26. Чернов Б.С. Типы промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС. 1976. С. 15—20.
  27. Чернов Б.С., Могилевкин С.Б., Скоробогатова Н.В. Молибден-вольфрамовая формация // Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: ВИМС, 1976. С. 21—67.
  28. Drummond S.E., Ohmoto H. Chemical Evolution and mineral Deposition in Boiling Hydrothermal Systems // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 126—147.
  29. Flynn R.T., Burnham C.W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. Vol. 42. P. 685—701.
  30. Taylor R.P., Fryer B.I. Rare earth element litho geochemistry of granitoid mineral deposits. Rare earth geochemistry. CIM Bulletin. Dec. 1983. Vol. 76, N 860. P. 74—84.

УДК 553.410:549.7

## М.И. Новгородова, Е.И. Успенский ВОЛЬФРАМ В ЗОЛОТЫХ РУДАХ

Общей геохимической особенностью золота и вольфрама является способность их к образованию собственных минеральных фаз в процессах минералообразования самых разнообразных генетических типов. Золото и вольфрам являются попутными нередко промышленными компонентами руд меди, молибдена, олова, серебра, свинца, цинка, ртути и сурьмы. Минералы вольфрама хорошо известны в составе золотых руд, а самородное золото и его соединения находят в собственно вольфрамовых месторождениях.

Промышленные содержания этих металлов отвечают примерно одинаковым (~100) уровням их накопления в рудах относительно кларков в земной коре. С развитием геологической истории Земли отмечается тенденция увеличения количества известных месторождений как золота, так и вольфрама. Соответствующие диаграммы частот встречаемости разновременных месторождений имеют для золота и вольфрама синхронный характер, по крайней мере за время от кон-

ца протерозоя до середины мезозоя [13]. Вместе с тем интенсивность накопления этих металлов на различных этапах развития земной коры, оцениваемая по их суммарным запасам, различна. По данным Д.И. Горжевского и В.Н. Козеренко [3], основные запасы золота сосредоточены в докембрийских месторождениях золотоносных конгломератов и малосульфидных рудах формации больших глубин, тогда как для вольфрама, по заключению Ф.Р. Апельцина и др. [1], максимум концентрации приходится на месторождения верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. В связи с этим наибольший промышленный интерес представляют комплексные золото-вольфрамовые или вольфрамово-золотые руды фанерозойских месторождений, если не будут в будущем внесены коррективы в оценку запасов вольфрама в минерализованных породах архея.

Минералы вольфрама, главным образом вольфрамит и шеелит, в разных количествах установлены в золоторудных месторождениях всех трех формационных типов, выделяемых, согласно Н.В. Петровской [8], по фактору глубинности рудоотложения. Они относятся к числу редких и спорадически встречающихся минералов в малоглубинных убогосульфидных рудах, локализованных в вулканогенных поясах. В качестве постоянно встречающегося примесного компонента минералы вольфрама известны в жильных и штокверковых рудах золото-сульфидно-кварцевого типа (формация средних глубин), пространственно и генетически связанных с гранодиоритами базальтоидных линий развития (складчатые области). Промышленных концентраций примесь вольфрама достигает в золотых рудах формации больших глубин, локализованных в терригенных толщах миогеосинклиналей.

Фиксация вольфрама в виде вольфрамита и(или) шеелита в золотых рудах во многом определяется составом вмещающих пород и жильного выполнения, обогащенных железом-магнезиальными либо кальцийсодержащим карбонатами. Поскольку для подавляющего большинства золоторудных месторождений характерно развитие продуктивных карбонат (анкерит)-кварцевых, кварц-карбонатных, сульфидно-карбонат-кварцевых жил и прожилков, секущих метасоматически измененные (в том числе и карбонатизированные) породы, частота встречаемости шеелита на много порядков выше, чем встречаемость вольфрамита. Вольфрамит в заметных количествах появляется в сложных по составу полиформационных золото- и вольфрамсодержащих рудах, обнаруживающих генетические связи с гранитоидным магматизмом.

Шеелит и вольфрамит являются ранними минералами золотых руд. Оба минерала входят в состав ранних кварцевых прожилков, содержащих переменные количества карбонатов и ранних сульфидов (пирита, арсенопирита).

Рассмотрим наиболее общие типоморфные особенности шеелита и его минеральных ассоциаций, позволяющие их отличать от выделений из собственно вольфрамовых, молибден-вольфрамовых и иных незолоторудных месторождений.

Шеелит в составе ранних минеральных ассоциаций, помимо анкерита и доломита, сульфидов железа (пирит, пирротин), арсенопирита, часто сопровождается полевыми шпатами, железом-магнезиальными,

реже хромсодержащими и калиевыми слюдами, амфиболами, турмалином, минералами титана (ильменит, сфен, рутил). Количественные соотношения (и само присутствие) указанных минералов зависят от минерального типа золотых руд и во многом определяются локальными факторами рудоотложения. То же касается и молибденита, касситерита, висмутина, отмечаемых вместе с минералами вольфрама. Отметим при этом, что молибденит и касситерит по статистической оценке частоты их встречаемости являются взаимоисключающими минералами, а ранний висмутин редок и с достоверностью описан в ассоциации с вольфрамитом и шеелитом лишь для золотоносных жильных тел района Фихтельгебирге (Саксоно-Тюрингская зона, Западная Европа) [21]. Большая часть висмута в вольфрам-золотых месторождениях концентрируется в поздних парагенезисах вместе с теллуридами и сульфосолями.

Наибольшее разнообразие состава ранних ассоциаций свойственно среднеглубинным золото-сульфидно кварцевым рудам, связанным со среднекислыми интрузивными породами складчатых областей, развивающихся по типу эвгеосинклиналей. На примере Южно-Тянь-Шаньской и Уральской горнорудных провинций установленным фактом является несомненная связь вольфрамово-золотой минерализации с гранодиоритами, относящимися к раннему плутоническому габбро-диорит-гранодиоритовому комплексу (Южный Тянь-Шань) или раннегеосинклинальной габбро-диорит-плагиогранитной и позднегеосинклинальной габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-сиенитовой формациям Урала [6]. Минерализация в рудных зонах Южного Тянь-Шаня была сформирована до завершения становления позднеорогенных гранитных батолитов и по времени наиболее близка к дайкам "пестрого" состава [12]. С нацело измененными дайками — березитами и табашками — пространственно связано золотое оруденение известных уральских месторождений. Сопряженность золото-шеелитового оруденения с добатолитовыми интрузиями среднего состава характерна также для складчатых областей Монголо-Охотского пояса Дальнего Востока [12].

В месторождениях этого типа главная масса шеелита относится к ранней генерации; сообщения о более поздних его выделениях в составе продуктивных ассоциаций не строго аргументированы и основаны главным образом на наличии сростков шеелита с золотом и сопутствующими ему теллуридами. Однако на примере южноуральских месторождений ясно видно, что золото во всех случаях является более поздним минералом и локализуется в секущих шеелит тонких трещинах и просечках. С этим же согласуются результаты минералогического картирования рудных полей, показывающие не полное совпадение контуров промышленного золотого оруденения и распространения шеелита в рудах. Максимумы проявления последнего тяготеют к нижним частям жильных и штокверково-жильных зон, либо к их периферии, подчеркивая зональный характер распределения разновременных минеральных ассоциаций в рудах.

Для раннего шеелита характерны крупнозернистые скопления и относительно крупные монокристалльные выделения (размер зерен до

нескольких сантиметров). Кристаллы бесцветны или окрашены в буровато-желтый цвет; интенсивность окраски коррелируется с количеством сульфидов, находящихся в ассоциации с шеелитом. Типоморфным для шеелита является состав элементов-примесей в нем. По данным Г.Н. Гамянина и Н.А. Горячева [2], в шеелитах из месторождений висмутового типа малосульфидной золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР присутствует примесь Sr; содержания  $SrO > 0,5\%$ , что заметно выше, чем в шеелите из оловянно-полиметаллических месторождений Северо-Востока СССР. Аналогичное обогащение стронцием отмечено для шеелита из золоторудного месторождения Воль-Топпа (Альпы) в отличие от шеелита из собственно вольфрамового месторождения Траверселла, а также месторождения Миттерзиль того же региона [14].

Характерной особенностью состава шеелита из золото-сульфидно-кварцевых руд среднеглубинных месторождений является обогащенность их примесями редких земель, содержания которых (по их сумме с Y), по данным нейтронно-активационного анализа, достигают десятых долей процента. По концентрациям редких земель такой шеелит сходен с шеелитом оловянных, вольфрамовых и других месторождений, отличаясь характером их распределения. Поскольку редкие земли, помимо изоморфного вхождения в структуру шеелита, могут образовывать в последнем мельчайшие включения собственных минеральных фаз (например, монацита, редкоземельного апатита, бастнезита и др.), характер их распределения наиболее надежно может быть выявлен по спектроскопическим характеристикам. Проведенными исследованиями ранее [10] было установлено, что шеелит золоторудных месторождений в отличие от всех прочих мест его нахождения характеризуется отчетливо выраженной положительной европиевой аномалией. На спектрах рентгенолюминесценции последняя фиксируется по высокой интенсивности характеристической линии  $Eu^{3+}$  (616 нм), а на спектрах электронного парамагнитного резонанса — по сигналу от  $Eu^{2+}$  в области  $g \sim 2$ .

Спектры рентгенолюминесценции шеелита из среднеглубинных золото-сульфидно-кварцевых руд отличаются тем, что интенсивность свечения  $TR^{3+}$  превышает интенсивность полосы собственной люминесценции шеелита. Уменьшение интенсивности собственной люминесценции этого минерала возможно вследствие частичного гашения ее за счет изоморфного вхождения примесей гасителей типа  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  и др. Поскольку в спектрах ЭПР сигнал от  $Eu^{2+}$  также достаточно отчетлив, можно полагать, что в шеелите рассматриваемого типа концентрируется как трех-, так и двухвалентный европий, количественные соотношения между которыми остаются неопределенными.

Помимо среднеглубинных золоторудных месторождений, шеелит распространен в прожилково-вкрапленных и штокверковых золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых рудах, локализованных в фанерозойских терригенных толщах миогеосинклиналей (формация больших глубин). Вольфрамово-золотые руды подобного типа, помимо известных месторождений в СССР (Западный Узбекистан, Казахстан,

Сибирь), известны в Европе, на Американском континенте, в Новой Зеландии и других регионах. Среди слюдястых сланцев и лептинитов массива Бельдонн (Сен-поль-сюр-Изер, Савойя, Франции [19]) обнаружен шеелит, ассоциирующий с золотоносным арсенопиритом. Кроме арсенопирита, в кварцевых прожилках, секущих сланцы, а также в виде вкрапленности в них, присутствуют пирротин, пирит и халькопирит. Висмутовые минералы находят во включениях в арсенопирите. Шеелит образует сильно трещиноватые зерна (от нескольких миллиметров до 2 см), реже небольшие прожилки. Характерен ильменит в виде мелких таблитчатых кристаллов в ассоциации со сфеном и рутилом. Масс-спектрометрическими анализами в шеелите установлены примеси Si, S, Fe, As, Sr, TR и Y. Отношение  $YTR/CeTR = 0,5$  [19]. Самородное золото присутствует в вольфрамоносных стратиформных залежах, открытых в последние годы в юго-западной части Испании в пределах синклинальной структуры, сложенной терригенно-карбонатной толщей  $D_2$ . Оруденелыми являются горизонты брекчий, выделяющиеся в выдержанных по мощности (30—150 м) пачках черных слоистых известняков и черных известковистых сланцев, подвергшихся окварцеванию и кальцитизации. Характерно обилие разноориентированных прожилков белого кальцита и послойные скопления седиментогенного пирита. Главные рудные минералы — шеелит, антимонит, самородное золото и сурьма тяготеют к зонам окварцевания. А. Аррибас и П. Гумиль [15] полагают, что формирование стратиформных залежей происходило в условиях морского шельфа при участии поствулканических эманаций.

Еще одним примером золото-вольфрамовой минерализации стратиформного типа в палеозойских терригенных толщах может служить рудное поле Гленорчи (Южный остров, Новая Зеландия), расположенное в пределах пояса, сложенного слабометаморфизованными (до зеленосланцевых фаций) сланцами серии Отаго [29]. Вмещающие породы представлены кварцево-полевошпатовыми псаммитовыми и пелитовыми сланцами, переслаивающимися с тонкими прослоями зеленокаменных пород. Прожилково-вкрапленное оруденение развито на площади около 60 км<sup>2</sup>. Мощность отдельных прожилков и жил колеблется от первых сантиметров до 2,5 м. Сопровождающие их зоны околорудного изменения имеют мощность до 6 м. Для них характерны проявления процессов альбитизации, серицитизации, актинолитизации, эпидотизации, пумпелиитизации, хлоритизации и кальцитизации. Рудные минералы — шеелит, пирит, арсенопирит, самородное золото, антимонит.

Высокая степень метасоматической проработки пород при отсутствии проявлений магматизма в пределах рудных полей характерна для многих месторождений рассматриваемого типа, особенно — штокверковых руд. Таковы штокверковые и прожилково-вкрапленные руды месторождений Западного Узбекистана, локализованные в терригенных толщах нижнего палеозоя. Метасоматические изменения пород выразились в начальный этап рудообразования в биотитизации и микроклинизации, сопровождавшихся формированием сегрегационных скоплений кварца; в прожилках кварца концентрировались золото

и шеелит. Более поздняя минерализация, связанная с формированием новых кварцевых прожилков и унаследованием ранних, представлена кварц-хлорит-арсенопирит-пиритовой, кварц-альбит-турмалин-пиритовой, золото-полиметаллической и серебро-полисульфидными ассоциациями [11]. Содержания золота в рудных зонах связаны прямой корреляционной связью с вольфрамом. Вольфрам концентрируется в виде шеелита, который, как и в среднеглубинных золотых рудах, входит в состав ранних минеральных ассоциаций. Наиболее крупные скопления шеелита устанавливаются в составе золотоносных кварц-ортоклазовых прожилков с актинолитом, турмалином и хлоритом, секущих слюдисто-кварцевые сланцы.

Шеелит редок в золото-сульфидных прожилково-вкрапленных рудах, локализованных в углеродистых фациях терригенных пород. Заметное количество этого минерала появляется в тех участках битуминозных пород, которые несут признаки окварцевания и карбонатизации, так же как и более поздних гидротермально-метасоматических преобразований.

В месторождениях рассматриваемого типа шеелит образует во вкрапленности в золотосодержащих кварцевых жилах мелкие (0,5—1 мм) изометричные зерна без какой бы то ни было окраски. В участках метасоматического окварцевания с повышенным количеством сульфидов, главным образом раннего арсенопирита, шеелит более крупный (до 2 см) и имеет светло-буроватый цвет. Шеелит в составе золотосодержащих ассоциаций содержит переменные количества примесей редких земель, распределение которых характеризуется положительной европиевой аномалией, особенно яркой для шеелита из участков с повышенной золотоносностью.

Минеральные типы вольфрам- и золотосодержащих прожилково-вкрапленных и штокверковых руд в фанерозойских терригенных толщах во многом сходны с минеральными типами древнего оруденения, известного в архейских зеленокаменных поясах. На Африканском континенте на территории Зимбабве золоторудное поле Гатума с тремя месторождениями: Дални, представленном сложным штокверком кварц-карбонатно-сульфидных прожилков в зоне расщепления, Венайс — зона сульфидной вкрапленности, содержащей золотоносные пирит, арсенопирит и шеелит, Голден-Валли — массивная кварцевая жила, содержащая небольшие количества пирита, галенита и шеелита располагается в антиклинальной структуре, сложенной переслаивающейся толщей кислых и основных вулканитов и метаосадочных пород. Наибольшая концентрация оруденения отмечена для участков, приуроченных к основным вулканитам [23]. Как и для фанерозойских месторождений, характерна ассоциация золота и шеелита с минералами мышьяка. Крупные кварцево-вольфрамово-золотые месторождения известны в пределах Дхарварского геосинклинального пояса (Южная Индия) и зеленосланцевого пояса Велигаллу (шт. Андхра-Прадеш, Индия), сложенных переслаивающимися метавулканическими и метаосадочными породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев и прорванных древними гранитоидами [20, 25]. На месторождении Колар скопления шеелита

в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах формируются раньше, чем агрегаты золотоносных ранних сульфидов и следующих за ними золото-теллуридно-сульфидных и кварц-карбонатных ассоциаций [30].

Подобные месторождения жильного типа нередко пространственно связаны не только с древними метавулканитами и метаосадками, но и с архейскими интрузивными породами средне-кислого состава. Золоторудные жилы месторождений Норсмен (зеленокаменный пояс Йилгарнского блока, Западная Австралия [31]) залегают в метаморфических породах, относительно богатых железом и бедных калием, субстратом которых явились толеитовые вулканиты и гипабиссальные интрузивы основного состава. Оруденение ассоциировано с натриевыми фельзитовыми дайками и силлами, переходящими на глубине в массив гранодиоритов. Кварцевые жилы, локализованные в зонах рассланцевания указанных зеленокаменно-измененных пород, представлены брекчированным плитчатым кварцем с примесью серицита, зеленой гидрослюдой, анкерита, доломита, турмалина; рудные минералы — самородное золото и серебро, шеелит, разнообразные сульфиды и теллуриды.

Шеелит в архейских золоторудных месторождениях жильного типа образует крупные (до 1—2 см) слабоокрашенные агрегаты зерен. Как и для прожилково-вкрапленных руд, в фанерозойских терригенных толщах содержания примесей редких земель не постоянны и обнаруживают зависимость от типа минеральных ассоциаций шеелита. Для продуктивных ассоциаций с золотом по спектроскопическим данным устанавливается обогащение шеелита как двух-, так и трехвалентным европием.

Древние прожилково-вкрапленные золото-вольфрамовые руды в отличие от жильных представляют собой оруденение стратиформного типа. Открытые в последние десятилетия, эти месторождения имеют значительный промышленный интерес. Для многих из них устойчивая связь золота и вольфрама дополняется связью этих элементов с сурьмой и ртутью.

Продуктивная ассоциация шеелита с самородным золотом, киноварью и сурьмяными минералами распространена в докембрийских отложениях Бразилии; многочисленные проявления вольфрамовой минерализации стратиформного типа располагаются в древних метаморфизованных породах различных осадочных, вулканогенных и магматических формаций. Среди них известна древняя серия Рио-дас-Велхас (шт. Минас-Жерайс) формирующая архейские зеленосланцевые пояса; к ее образованиям приурочены проявления вольфрамит-шеелитовой минерализации (с золотом и киноварью) прожилково-вкрапленного типа, локализованные в горизонтах биотит-хлоритовых сланцев с линзами амфиболитов. Оруденелыми оказываются также горизонты кварц-карбонатного состава, в которых повышены содержания шеелита и магнетита.

Большинство золото-вольфрамовых стратиформных проявлений Бразилии приурочено к метаморфизованным ортоамфиболитам. Последние послужили субстратом для образования куммингтонитовых и флогопитовых сланцев, часто милонитизированных (месторождение

Карнаубинья) либо пород, обогащенных кальцием и кремнием, получившим название „тактиты”. Рудовмещающие тактиты месторождения Мальяда-Лимпа обнаруживают следы диабазовой структуры. Шеелит и самородное золото тяготеют к окварцованным и карбонатизированным участкам метаморфизованных амфиболитов и сопровождаются стратиформного типа не связана с гранитоидными интрузиями [17, 28].

Новый тип минерализации представляют прожилково-вкрапленные руды золота с сопутствующим шеелитом в минерализованных архейских полосчатых железистых кварцитах. Последние в районе месторождения Нова Лима (Восточная Бразилия) относятся к карбонатной фации руд и представлены доломитисто-анкеритистыми породами с значительной силикатной составляющей. На руднике Морро Велхо [16] породы этой формации состоят преимущественно из богатых железом доломита и сидерита с малыми примесями кальцита, серицита, фуксита, хлорита, альбита, эпидота, рутила, ильменита, апатита. Помимо самородного золота и шеелита, во вкрапленных рудах присутствуют пирит, пирротин и магнетит.

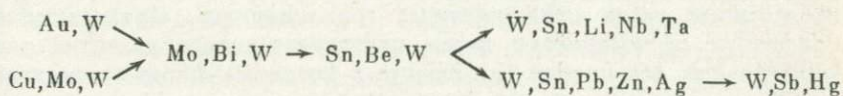
На примере древних золото-шеелитовых проявлений Гренландии установлено, что, помимо повышенной кальциевости и железистости вмещающих пород, рудолокализирующее значение имеет степень обогащения их турмалином. Супракристалльный пояс Малене архейского возраста (Западная Гренландия) [32] сложен амфиболитами и метасадочными породами с незначительными выходами ультрамафических пород. Сильно расслоенные амфиболиты содержат  $>2\%$   $WO_3$  и 0,16 г/т Au. Вольфрам концентрируется только в виде шеелита, вкрапленность которого тяготеет к слоям амфиболитов, обогащенных турмалином, вплоть до турмалинитов, либо к породам железорудной формации. Шеелит образует в амфиболитах порфиробласты сантиметрового размера и зернистые агрегаты, выполняющие прожилки.

Из приведенного рассмотрения условий нахождения шеелита в золоторудных месторождениях вытекает следующее наиболее общее для всех рассмотренных минеральных типов руд положение. Оно заключается в том, что в заметных количествах вольфрам появляется в тех золотых рудах, которые пространственно тяготеют к проявлениям базитовых магматических пород или к их более кислым дифференциатам. Подобная пространственная сопряженность с несомненностью имеет место в среднеглубинных месторождениях золота и, как свидетельствуют приведенные выше литературные данные, свойственна прожилково-вкрапленной золото-вольфрамовой минерализации в метаморфизованных породах архейских зеленокаменных поясов. Амагматогенные штокверковые и прожилково-вкрапленные руды в фанерозойских терригенных толщах миогеосинклиналей не обнаруживают видимых связей подобного рода. Вместе с тем выявленная спектроскопическими методами аномалия распределения примесей редких земель в шеелите золоторудных месторождений с обогащением этого минерала европием свойственна всем минеральным типам золоторудных месторождений независимо от их формационных типов. Подобная универсальность позволяет отличать шеелит из

золоторудных месторождений от шелита из иных вольфрамсодержащих и собственно вольфрамовых месторождений.

Поведение европия — члена средней группы редких земель, так же как и в целом эволюция состава редких земель в природных процессах, во многом определяется основностью среды. Известно [18, 22, 24, 26, 27], что положительной европиевой аномалией отличаются метасоматически-измененные ультраосновные породы, чарнокиты с дефицитом литофильных элементов, амфиболиты, полевошпатовые гранулиты и другие породы повышенной основности. Отрицательная европиевая аномалия характерна для гранитоидов (с возрастанием дефицита этого элемента от более основных разностей к кислым), парагнейсов, фанерозойских глин и кварцитов. Положительная европиевая аномалия в шелитах золоторудных месторождений может служить одним из признаков генетической связи золотообразующих гидротермальных систем с источниками базитового геохимического профиля. Поскольку шеллит является закономерным членом ранних золотоносных ассоциаций золотых руд в подавляющем большинстве различных их минеральных типов, можно полагать, что золото и вольфрам поступали в рудогенерирующие системы из единого источника рудного вещества.

Этот вывод не исключает и другой причины совмещения золота и вольфрама в рудах, связанной, по мнению Н.В. Петровской [8], с совпадением путей движения растворов из различных рудогенерирующих очагов. Совмещение в пределах единых рудоконцентрирующих структур разнотипной минерализации приводит к образованию сложных по составу полиформационных месторождений. Подобное совмещение возможно на границах металлогенических районов с ведущими золотыми, вольфрамовыми или иного типа рудами. Ф.Р. Апельциным и др. [1] отмечается обычно смежное положение районов вольфрамовой и золоторудной минерализации, устанавливаемое при анализе особенностей региональной металлогении. Для комплексного редкометалльного оруденения в целом намечен горизонтальный ряд зональности со сменой ведущих рудных элементов месторождений эвгеосинклинальных структурно-формационных зон таковыми для миогеосинклинальных зон [5]:



Начинающая этот ряд ассоциация золота, вольфрама, меди и молибдена свойственна медно-молибденовым месторождениям порфиrowого типа. Значительные содержания золота устанавливаются в существенно медных членах семейства порфиrowых руд с индикаторным отношением  $\text{Cu/Mo} > 250$ . Месторождения тяготеют к базальтоидным вулканоплутоническим поясам, эквивалентным барьерным зонам островодужных структур [4]. Высокая золотоносность сохраняется и для месторождений эпизевгеосинклинального типа, распространенных в рудных районах, заложенных на базальтоидном

вулканогенном субстрате. Небольшие содержания золота, ценные лишь как попутный компонент, свойственны молибден-вольфрамовым месторождениям, локализованным в линейных структурах активизации древних консолидированных областей с вулкано-плутоническими комплексами гранитоидов повышенной (калиевой) щелочности [1].

Минералогические критерии распознавания полиформационных золоторудных месторождений на примере одного из малоглубинных месторождений Средней Азии были рассмотрены ранее [9]. К ним относится появление в рудах скоплений минералов, по составу и структуре минеральных агрегатов, характеру и степени их деформированности, типоморфному набору элементов-примесей в минералах, изотопному составу серы сульфидов и другим характеристикам, отличающихся от продуктивных золотосодержащих минеральных ассоциаций, свойственных данному формационному типу. Одним из частных случаев усложнения состава и структурно-текстурных особенностей полиформационных золотых руд является присутствие в них обломковидных скоплений "чуждых" минеральных агрегатов, вынесенных из глубоких горизонтов тектоническими процессами. Наряду с относительно крупными (до 1—2 см, редко более) обломками кристаллов и их сростков распространены тонкодиспергированные частицы рудной пыли, явно перемещенные от участков дробления рудного вещества [9]. Наиболее отчетливо такое заимствование "чуждого" минерального вещества прослеживается для минерализованных трубчатых тел рудных брекчий, распространенных в ряде районов Средней Азии, Дальнего Востока и других регионах.

Признаки полиформационности кварцево-жильных и штокверковых вольфрам-золотых месторождений устанавливаются также при анализе распределения минеральных ассоциаций в пространстве, выявляемого в процессе минералогического картирования. Подобные исследования были выполнены авторами для одного из золоторудных месторождений Средней Азии, локализованного в монзонитоидных гранодиоритах герцинского возраста [7]. Вольфрамсодержащие золото-кварцевые убогосульфидные руды месторождения представлены штокверком маломощных кварцевых прожилков, невыдержанных по простиранию и падению, различно ориентированных и неравномерно распределенных среди окварцованных гранодиоритов. Промышленное оруденение сформировано путем последовательного развития ряда минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): пирит-арсенопиритовой с шеелитом, первой продуктивной золото-пирротин-халькопиритовой; второй продуктивной золото-халькопирит-сфалеритовой с марказитом, галенитом, блеклой рудой; третьей продуктивной золото-висмут-теллуридной с висмутином и сульфотеллуридами висмута; поздней непродуктивной кварц-карбонатной с цеолитами. Этот комплекс минеральных ассоциаций типичен для месторождений, относящихся к среднеглубинной формации.

В результате минералогического картирования установлено, что в штокверке кварцевых прожилков продуктивная минерализация распространена преимущественно в участках трещинных структур

северо-западного направления и концентрируется в виде протяженных "лент". Выявлены элементы вертикальной и горизонтальной зональности, выражающиеся в увеличении с глубиной количества минералов ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, так же как и более широкое ее распространение на флангах "стволовых" трещинных зон, в пределах которых концентрируются более поздние продуктивные ассоциации. Зональность такого типа может быть охарактеризована как прямая вертикальная в сочетании со сходящейся горизонтальной зональностью, что свойственно большинству среднеглубинных золоторудных месторождений.

На фоне прямой вертикальной зональности, определяемой размещением продуктивных золотосодержащих минеральных ассоциаций, выявляются признаки обратной вертикальной зональности. На глубоких горизонтах обнаруживаются локальные участки с низкопробным золотом. Их детальное исследование позволило установить, что здесь проявлена медно-вольфрам-молибденовая минерализация со своим отличным от золоторудного рядом минеральных ассоциаций: ранней кварц-молибденитовой, молибденит-халькопиритовой, борнит-халькозиновой с галенитом и золото-висмут-теллуридной. Эта минерализация локализована в трещинных структурах сколового, реже разрывного типа с генеральными направлениями, меняющимися с глубиной. До средних горизонтов преобладают трещины северо-восточного направления, на более глубоких горизонтах — сопряженные с ними субширотные системы более ранних сколов. Кварцевые прожилки, фиксирующие указанные системы трещин, содержат гнезда и вкрапленность молибденита, халькопирита и молибденосодержащего шеелита.

Установлено, что в участках максимального развития золотосодержащих ассоциаций концентрируется шеелит. Вместе с тем между содержаниями Au и W в руде не обнаруживается корреляционной связи. Выяснить причину этого расхождения помогло использование такого типоморфного признака, как состав и количество примесей в шеелите. Для шеелита из прожилково-вкрапленных медно-вольфрам-молибденовых руд типоморфным признаком оказалось повышенное содержание примесей Mo, не свойственное шеелиту из золото-кварцевых руд. Используя известное свойство шеелита менять цвет люминесценции в зависимости от содержания Mo, оказалось возможным оценить количественные соотношения шеелита и молибдошеелита в каждой пробе. При математической обработке полученных данных выявлена положительная связь между содержаниями золота и шеелита. Содержание молибдошеелита либо корреляционно не связаны с содержанием золота, либо (для отдельных горизонтов) обнаруживают отрицательную корреляционную связь. Эти закономерности являются дополнительными аргументами в пользу представлений о существовании ассоциаций молибдена и вольфрама, независимых от основного золотого оруденения.

Признаки двух линий развития рудной минерализации четко прослеживаются при изучении ранних минеральных ассоциаций, относящихся к разным типам оруденения. Они, как правило, простран-

ственно разобщены и локализованы в различных трещинных структурах, что особенно ярко видно на флангах рудных зон. В центральной части рудного поля продукты деятельности разнотипных процессов совмещены, что приводит к образованию сложных по составу гибридных ассоциаций: кварц-шеелит-молибденит-арсенопиритовой, золото-висмут-молибденитовой и др.

Шеелиты двух указанных линий развития оруденения (Cu—W—Mo и Au—W) отличаются не только по содержаниям примесей Mo, но и по другим признакам. Первые из них образуют крупные (до 1,0 см) выделения, окрашенные в желто-коричневые тона, часто срastaющиеся с кварцем, молибденитом, халькопиритом, в то время как второй представлен мелкой вкрапленностью (0,01 — 1,0 мм) в мало-сульфидных золотосодержащих жилах и не окрашен. Шеелит Cu—W—Mo ассоциаций характеризуется резко выраженной отрицательной европиевой аномалией на фоне среднепроявленных линий свечения других редких земель (при рентгеновском возбуждении люминесценции), а шеелит золотосодержащих ассоциаций обладает существенно европиевым спектром рентгенолюминесценции, где линии других редких земель фактически не проявлены.

Итак можно сформулировать следующие основные выводы.

1. Приведенный материал показывает, что присутствие вольфрама в золотых рудах является не случайностью, а следствием, по крайней мере, двух причин. Одна из них связана с вероятной общностью рудогенерирующего источника для золота и вольфрама. Есть основания полагать, что такой источник характеризовался базитовым геохимическим профилем даже для тех типов месторождений, которые не обнаруживают пространственной связи с проявлениями магматизма. Вторая причина — совмещение разнотипной минерализации при формировании полиформационных месторождений золота и вольфрама.

2. Шеелит в золоторудных месторождениях характеризуется отчетливо выраженным типоморфным признаком. При всех вариациях в абсолютных содержаниях редких земель в этом минерале, для шеелита из золотосодержащих парагенезисов спектроскопическими и другими методами устанавливается положительная европиевая аномалия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 255 с.
2. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Типоморфные особенности минералов вольфрама золото-кварцевых месторождений Северо-Востока СССР // Типоморфизм и геохим. особенности минералов эндоген. образования Якутии. Якутск; Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1985. С. 51—60.
3. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
4. Кривоцов А.И. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: ВИНТИ, 1981. 133 с.
5. Ларичкин В.А. Промышленные типы месторождений редких металлов. М.: Недра, 1985. 175 с.
6. Левитан Г.М., Ершова Н.А., Рапопорт М.С. и др. Гранитоидные формации

7. *Новгородова М.И., Веретенников В.М., Успенский Е.И., Анохина Е.С.* Использование типоморфизма минералов и минеральных ассоциаций при минералогическом картировании полиформационных месторождений // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1986. С. 88—95.
8. *Петровская Н.В.* О формациях золотых руд Узбекистана // Геология руд. месторождений. 1968. N 3. С. 10—18.
9. *Петровская Н.В., Новгородова М.И., Носик Л.П.* "Чуждые" минеральные ассоциации как показатели полигенности некоторых малоглубинных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 10. С. 69—85.
10. *Успенский Е.И., Новгородова М.И., Минеева Р.М.* и др. О европиевой аномалии в шеелите из золоторудных месторождений // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, N 6. С. 1455—1459.
11. *Чеботарев Г.М., Саттаров Г., Куст А.А.* Распределение золота и сопутствующих элементов в гидротермалитах Мурунтау // Узб. геол. журн. 1983. N 3. С. 70—76.
12. Четвертая конференция по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. 61 с.
13. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
14. *Annick R., Dabrowski H., Michel R.* Contribution a l'etude des elements en traces de quelques scheelites des Alpes // Geol. alp. 1981. Vol. 57. P. 109—114.
15. *Arribas A., Gumiel P.* First occurrence of a strata-bound Sb-W-Hg deposit in the Spanish Hercynian massif // Syngeneses and epigenesis forming Mineral. deposits. Spec. Ref. B. etc., 1984. P. 468—481.
16. *Bernaseoni A.* Archaean gold mineralization in Central Eastern Brazil: a review // Miner. deposita. 1985. Vol. 20. P. 277—283.
17. *Beurlen H.* Scheelite bearing "tactites" formed by Ca-Al-enrichment on amphibolites in the Serido tungsten province—NE-Brazil // XXVII Междунар. геол. конгр., Москва. Тез. докл. Секция 04—05. М.: Наука, 1984. Т. 2. P. 96—98.
18. *Condie Kent C., Bowling G.P., Allen Phill.* Missing Eu anomaly and Archaean high-grade granites // Geology. 1985. Vol. 13, N 9. P. 633—636.
19. *Dabrowski H., Marie R., Michel R.* Presence de scheelite dans les micaschistes du massif de Belledonne (Saint-Paul-sur—Isere, Savoie) // Bull. minér. 1973. Vol. 101, N 5/6.3. 579—580.
20. *De Smeth J.B., Rao K.S.P., Schuiling R.D.* Gold-scheelite mineralization in the Veligallu schist belt, Andhra Pradesh, India // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 7. P. 1996—2000.
21. *Dill H.* Antimoniferous mineralization from the Mid-European Saxothuringian Zone: mineralogy, geology, geochemistry and ensialic origin // Geol. Rdsch. 1985. Vol. 74, N 3. P. 447—466.
22. *Field D., Drury S.A., Cooper D.C.* Rare-earth and LIL element fractionation in high-grade charnockitic gneisses, south Norway // Lithos. 1980. Vol. 13, N 3. P. 281—289.
23. *Foster R.P., Mann A.G., Miller R.G., Smith P.J.R.* Genesis of Archaean gold mineralisation with reference to three deposits in the Gatooma area, Rhodesia // Symp. Miner. Deposits and Transp. and Deposit. Metals. Salisbury, 1976. P. 25—38.
24. *Fowler M.W., Williams C.T., Henderson P.* Rare earth element distribution in a metasomatic zoned ultramafic pod from Fiskenaasset, West Greenland // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 345. P. 547—553.
25. *Karunakaran C., Murthy N.G.K.* Metallogenesis in southern peninsular India // Geol. Surv. Ind. Misc. Publ. 1979. N 34, pt 2. P. 31—42.
26. *Kempton P.D., Weaver B.L., Harmon R.S.* et al. Granulite xenoliths from the Geronimo Volcanic Field, Se Arizona: Evidence for a heterogeneous proterozoic lower crust beneath the Southwestern V.S. // Abstr. Pap. XVI Conf. Lunar and Planet. Sci. Houston (Tex.), 1985. Pt 1. P. 426—427.
27. *Naqvi S.M., Condie K.C., Allen Phil.* Geochemistry of some unusual early Archaean sediments from Dharwar Craton, India // Precamb. Res. 1983. Vol. 22, N 1/2. P. 125—147.
28. *Pereira R.M., Santos R.A. dos.* A ocorrencia de scheelita estratiforma de Caete, MG: base de uma nova interpretacao metalogenetica para os indices de W, Sb, Hg do Quadrilatero Ferrifero // Miner. Met. 1983/1984. Vol. 47, N 450. P. 38—41.

29. Paterson Colin J. Oxygen isotopic evidence for the origin and evolution of a scheelite ore-forming "fluid", Glenorchy, New Zealand // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 7. P. 1672—1687.
30. Safonov Yy.G., Genkin A.D., Vasudev V.N. et al. Genetic features of gold ore deposit at Kolar, Dharwar craton, India // *J. Geol. Soc. Ind.* 1984. Vol. 25, N 3. P. 145—154.
31. Spray John G. Geological setting of Archaean veintype gold deposits within the Norseman greenstone sequence, Western Australia // *Metallogeny Basic and Ultrabasic Rocks: Proc. Conf.*, Edinburgh, Apr. 9—12, 1985. Vol. L., 1986. P. 133—150.
32. Uitterdijk Appel P.W. Strata bound scheelite in the Archaean Malene supracrustal belt, West Greenland // *Miner. Deposita.* 1986. Vol. 21, N 3. P. 207—215.

УДК 549.1.553.44/446

**М.Г. Добровольская**

## **ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ**

А.И. Гинзбург неоднократно подчеркивал значение поисковой минералогии, фундаментом которой является типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Накопленный фактический материал по составу и закономерностям распределения элементов-примесей в сфалерите и галените свинцово-цинковых месторождений показал, что различные факторы (температура, давление, среда минералообразования) влияют на химический состав и свойства этих минералов и определяют их типоморфные особенности [3, 10, 11]. Типоморфизм же минеральных ассоциаций в свинцово-цинковых месторождениях еще слабо освещен в литературе. Как свидетельствуют литературные данные, типоморфные минеральные ассоциации, характерные для определенного типа месторождений и отражающие особенности рудоотложения в них, используются в классификационных и прогнозных целях.

На основе известного подхода к изучению типоморфизма минеральных ассоциаций [1, 6, 7, 8] и с учетом выводов, полученных при исследовании золоторудных, колчеданно-полиметаллических месторождений, в настоящей статье рассмотрены типоморфные минеральные ассоциации в разных рудных формациях собственно свинцово-цинковых и некоторых месторождений с наложенной свинцово-цинковой минерализацией. Сравнительный анализ позволил выделить группы типоморфных ассоциаций, свойственных как свинцово-цинковому оруденению в целом, так и отдельным его типам, показать значение этой группировки для решения генетических и поисковых задач.

Систематика свинцово-цинковых месторождений на формационной основе была предложена ранее [9]. Минеральные ассоциации изучались на материале большого числа свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к скарнам (Дальнегорский и Карамазарский рудные районы),

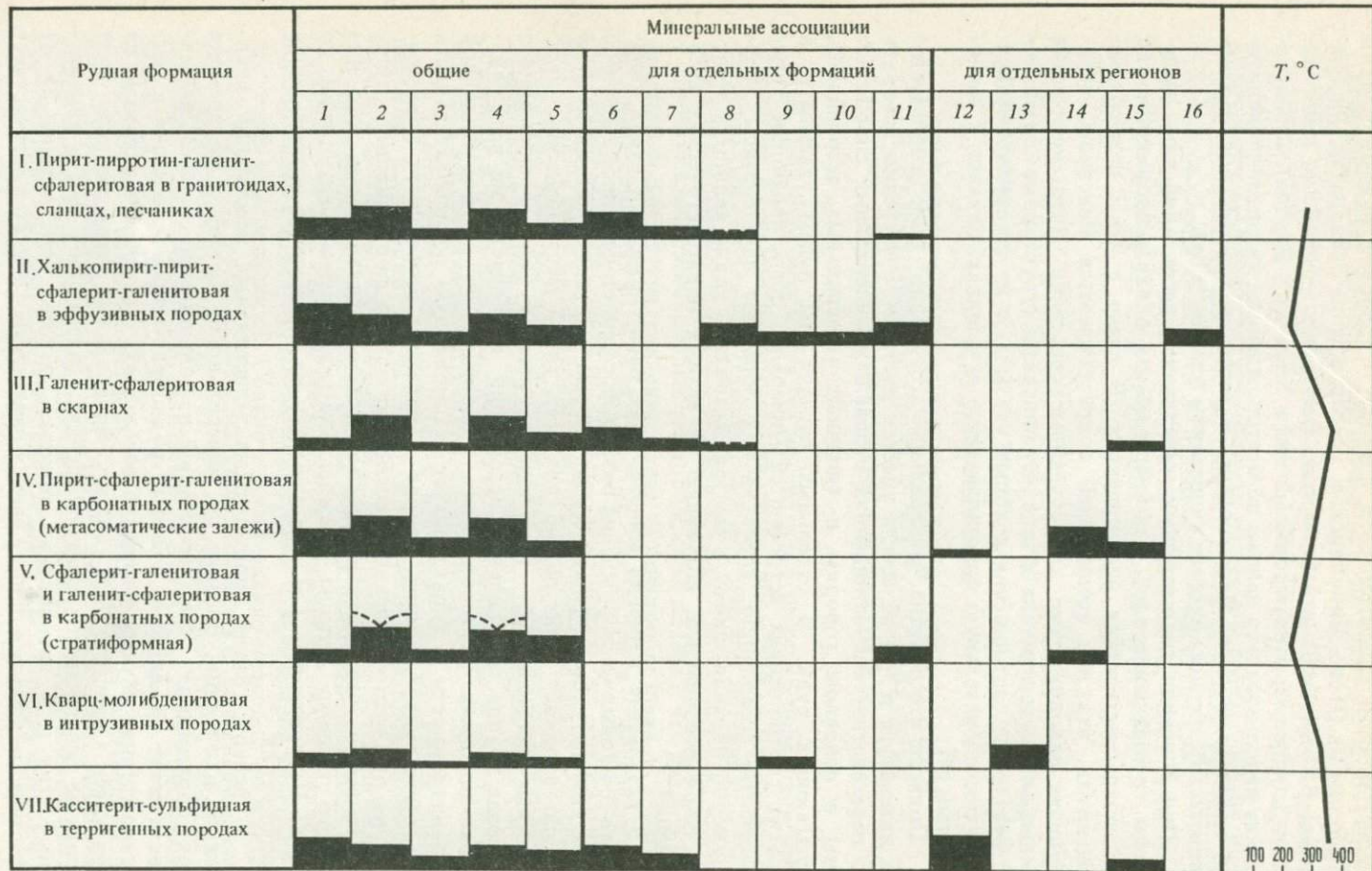
залегающих в гранитоидах и сланцах (Садонский рудный район), эффузивных (Ново-Широкинский, месторождения Закарпатье, Маджарово, НРБ) и карбонатных породах (метасоматический тип в Восточном Забайкалье, стратиформный тип в Каратау и Якутии). Для сравнения использовались данные по месторождениям кварц-молибденитовой (Шахтаминское, Парыгинское) и касситерит-сульфидной (Смирновское, Встречное) рудным формациям (см. рисунок).

При описании типоморфных минеральных ассоциаций нами выделены группы минералов, находящихся как в парагенетических, так и непарагенетических соотношениях. В связи с этим необходимо отметить, что под ассоциацией подразумеваются минералы, образующие закономерные или случайные сростания. Парагенетическая минеральная ассоциация объединяет минералы, структурные или микроструктурные соотношения которых указывают на их одновременную или последовательную кристаллизацию в условиях, близких к равновесным [4].

Полагая, что понятие "минеральные ассоциации" чаще используется в литературе и что не всегда удастся достаточно уверенно говорить о парагенетических отношениях отдельных минеральных сообществ, мы в основном говорим о типичных минеральных ассоциациях, слагающих руды. В отдельных случаях мы будем указывать, в каких соотношениях встречаются минералы, представляющие типоморфную ассоциацию, какие из них образуют парагенезисы, закономерно проявляющиеся в месторождениях и какие являются минеральной ассоциацией, состоящей из разных парагенетических ассоциаций.

В результате изучения минеральных парагенезисов в рудах свинцово-цинковых месторождений разных формационных типов выделены три группы типоморфных ассоциаций (см. рисунок). Каждая из этих групп отражает либо общие для всех типов месторождений, либо частные особенности, присущие изученным рудным формациям. Первая группа минеральных ассоциаций наблюдается на всех свинцово-цинковых месторождениях независимо от их формационной принадлежности и характеризует закономерную последовательность процесса рудоотложения. Вторая — отражает особенности формирования руд месторождений какого-либо одного формационного типа, а третья — указывает на геохимическую специализацию того или иного рудного региона (регионально-типоморфные ассоциации по Н.В. Петровской и Т.Н. Шадлун) или на совмещение разных типов оруденения.

К первой группе типоморфных минеральных ассоциаций относятся ассоциации, близкие по минеральному составу и по времени их образования. Эти ассоциации в большинстве случаев парагенетические. Количества главных рудообразующих минералов в месторождениях разных формаций варьируют, что условно отражено на рисунке. Сравнительный анализ минеральных парагенезисов этой группы ассоциаций в месторождениях, залегающих как в силикатных, так и в карбонатных породах, показал, что независимо от состава вмещающих пород в раннем парагенезисе обязательно участвует



100 200 300 400

кварц. В жильном типе оруденения (в гранитоидах, эффузивных породах, сланцах, песчаниках, алевролитах и др.) кварц ранней генерации отлагался раньше сульфидов, им сложены самостоятельные жилы и прожилки. В метасоматических рудах (в скарнах, карбонатных породах) он находится в тесной ассоциации с ранними сульфидами и замещает породообразующие минералы (геденбергит, гранат, доломит). Этот вывод согласуется с данными и по месторождениям других рудных формаций [4, 7]. Кварц ранней генерации наблюдается в рудах в виде реликтов среди сульфидов (жильные месторождения) или образует тесные сростания с ними (метасоматические залежи). В последнем случае структурные взаимоотношения кварца с ранними сульфидами позволяют выделить раннюю типоморфную ассоциацию, в состав которой кроме кварца входят пирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, иногда касситерит, молибденит. Пирит является главным типоморфным минералом в этой ассоциации. В некоторых скарновых и жильных месторождениях (Верхний Рудник, Садон, Смирновское, Шахтаминское, Красногорское) в парагенезисе с пиритом могут находиться арсенопирит, молибденит, касситерит, пирротин, а в месторождениях в карбонатных породах (Северо-Акатуевское, Благодатское и др.) — также и сфалерит. В рудах отдельных месторождений в эффузивных породах и сланцах, реже гранитоидах, ранняя типоморфная ассоциация представлена только кварцем и пиритом.

К типоморфной ассоциации первой группы относится галенит-сфалеритовая, широко развитая во всех типах месторождений и являющаяся одной из продуктивных ассоциаций свинцово-цинковых месторождений. Эта ассоциация имеет ряд особенностей. В рудах месторождений (жильные тела в гранитоидах, метасоматические рудные тела в скарнах или в карбонатных породах), в которых сфалерит образует парагенетическую ассоциацию с пирротинном, реже халькопиритом, основная масса галенита, как правило, кристаллизовалась позже сфалерита. В этом случае сфалерит — высокожелезистый, содержание железа в нем более 10 мас.%. В месторождениях, залегающих в эффузивных и карбонатных породах (стратиформный тип), сфалерит находится в одном парагенезисе с галенитом, преобладая над ним. Как показали химические и спектральные анализы, содержание железа в сфалерите, образующем парагенетическую ассоциацию с галенитом, варьирует от 0,05 до 5—6 мас.%.</p></div><div data-bbox="35 774 944 807" data-label="Text"><p>←<br>Типоморфные минеральные ассоциации в свинцово-цинковых месторождениях разных рудных формаций</p></div><div data-bbox="35 806 944 931" data-label="Text"><p>1 — ранняя кварц-пиритовая (с арсенопиритом); 2 — галенит-сфалеритовая; 3 — поздняя кварц-пиритовая; 4 — кварц-кальцит-галенитовая; 5 — кварц-карбонатная; 6 — халькопирит-пирротин-сфалеритовая; 7 — карбонат-магнетит-марказит-пиритовая; 8 — кварц-гематитовая; 9 — блеклорудно-халькопирит-сфалеритовая; 10 — теллуридно-висмутиновая; 11 — кварц-карбонат-баритовая; 12 — кварц-касситерит-пирит-арсенопиритовая; 13 — кварц-халькопирит-пирит-молибденитовая; 14 — джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовая; 15 — станнин-сфалеритовая; 16 — кварц-халькопирит-пиритовая (с самородным золотом)</p></div><div data-bbox="39 943 149 960" data-label="Page-Footer"><p>10. Зап. 26</p></div><div data-bbox="905 944 947 960" data-label="Page-Footer"><p>145</p></div>

Во всех месторождениях, в которых сфалерит и галенит отлагались в разные стадии минерализации, образуя одновременные парагенетические ассоциации, выделяется поздняя кварц-пиритовая ассоциация (кварц+пирит+арсенопирит+марказит), близкая по составу к ранней и являющаяся типичной для многостадийного процесса рудоотложения. Образование этой ассоциации связано обычно со второй, иногда с третьей стадией минерализации. Появление указанных минералов характеризует не только периодичность в отложении минеральных парагенезисов близкого состава, но и разновременность в образовании двух главных рудообразующих минералов — сфалерита и галенита [2—4]. Свидетельством того, что кварц, пирит, арсенопирит представляют собой новообразования или переротложенные минералы, являются формы их выделений. Поздние генерации этих минералов встречаются в виде тонких прожилков, метакристаллов, кайм обрастания. Эта типоморфная ассоциация отмечается в месторождениях, сформированных на разных глубинах и во всех изученных формациях. Характер и масштабы ее проявления различные. Так, в рудах месторождений жильного и прожилково-вкрапленного типа в силикатных породах ассоциация проявлена в меньших масштабах, чем в метасоматических рудных телах в карбонатных породах. Отнесение к этой ассоциации пирит-марказитовых агрегатов, наблюдаемых в стратиформных месторождениях, обусловлено тем, что по времени выделения они близки с кварц-пиритовой, наблюдаемой в других месторождениях. В отличие от кварц-пирит-арсенопиритовой, пирит-марказитовая ассоциация характерна для руд, сформированных в близповерхностных условиях. Поздняя кварц-пиритовая ассоциация отражает реакционные взаимодействия между ранними ассоциациями и поступающими растворами и может быть индикатором изменения физико-химических условий в свинцово-цинковых месторождениях, принадлежащих к разным рудным формациям.

Кварц-кальцит-галенитовая ассоциация также является типоморфной для месторождений всех рудных формаций и относится ко второй главной продуктивной ассоциации. В одних месторождениях в ее состав входит в небольшом количестве сфалерит (жилы в гранитоидах, эффузивных породах, метасоматические залежи в скарнах, в карбонатных породах, месторождения стратиформного типа). Иногда сфалерит наблюдается в виде колломорфных образований (метасоматические рудные тела в карбонатных породах) и представляет собой переротложенные разности. Галенит этой ассоциации является более поздним по отношению к основной массе сфалерита, а иногда также и к ранней генерации галенита. Поздняя генерация галенита типоморфна и для руд месторождений стратиформного типа.

Масштабы проявления кварц-кальцит-галенитовой ассоциации в рудах различных месторождений неодинаковы. В месторождениях, залегающих в карбонатных породах, скарнах, гранитоидах, она развита чрезвычайно широко и представляет основную промышленную ценность руд. В месторождениях, сформированных в эффузивных породах, эта ассоциация имеет локальное развитие и характеризует поздние про-

цессы рудообразования. В ряде месторождений в парагенезисе с поздним галенитом находятся сульфосоли свинца, меди, серебра, висмута.

Поздние, обычно завершающие процесс рудообразования кварц-карбонатные прожилки, безрудные или с небольшим количеством перетолженных сульфидов и секущие породы и руды типичны для свинцово-цинковых месторождений всех рудных формаций.

Вторая группа типоморфных ассоциаций включает ассоциации, характерные для месторождений отдельных рудных формаций (см. рисунок). В зависимости от месторождений в ассоциациях наблюдаются различные количества главных и второстепенных рудных минералов. Так, халькопирит-пирротин-сфалеритовая ассоциация развита в рудах месторождений, залегающих в гранитоидах, сланцах и песчаниках, а также приуроченных к скарнам. При этом даже в месторождениях, принадлежащих к одной формации и находящихся в одном рудном районе, роль халькопирита и пирротина различна. В Холстинском месторождении (Садонский рудный район) в ассоциации преобладает халькопирит, в Архонском — пирротин. В рудах Садового месторождения (Дальнегорский рудный район) халькопирит значительно преобладает над пирротин, который доминирует в рудах месторождений Николаевское и Верхний Рудник. Одной из причин разных количественных соотношений халькопирита и пирротина, по-видимому, является глубина формирования руд. Как показали исследования [4, 5], в месторождениях, сформированных на большей глубине, пирротин распространен шире, чем халькопирит.

В месторождениях упомянутых двух рудных формаций типоморфной является также карбонат-магнетит-марказит-пиритовая ассоциация, образующаяся вследствие дисульфидизации пирротина. Карбонат-магнетит-марказит-пиритовая ассоциация имеет важное значение не только, как было отмечено выше, для суждения о временных соотношениях ранних парагенезисов, содержащих сфалерит и пирротин, и поздних, обогащенных галенитом, но и для выяснения условий формирования руд. Появление этой ассоциации обычно объясняется повышением активности серы и изменением окислительно-восстановительных условий при отложении последующих минеральных ассоциаций [12 и др.].

Кварц-гематитовая ассоциация является типоморфной для руд, локализованных в эффузивных породах (Маджаровское, Нсво-Широкинское, Замбаракское, Кан-и-Мансурское и другие месторождения). В некоторых месторождениях в ней участвует пирит. По-видимому, эта ассоциация в ряде случаев (так же, как и поздняя кварц-пиритовая первой группы) формировалась в разные периоды рудообразования. В рудах месторождений в гранитоидах, сформированных ближе к древней поверхности оруденения (Верхний Згид), а также в некоторых скарновых месторождениях (Алтын-Топкан, рудопроявление Террасное) наблюдаются признаки, указывающие на образование гематита в ранние стадии, впоследствии замещенного магнетитом. Поэтому считать кварц-гематитовую ассоциацию типоморфной для месторождений в скарнах вряд ли целесообразно. Для мес-

торождений в эффузивных породах типоморфными являются блекло-рудно-халькопирит-сфалеритовая и теллуридно-висмутиновая ассоциации (Замбаракское, Шаумяновское и другие месторождения). Блекло-рудно-халькопирит-сфалеритовый парагенезис наблюдается также в рудах Шахтаминского месторождения (кварц-молибденитовая рудная формация). Ассоциация минералов висмута, серебра, золота и теллура, несмотря на то, что количество перечисленных минералов в некоторых объектах невелико, может служить индикатором на ценные попутные компоненты в рудах. Эта ассоциация незначительно представлена и в скарновом типе (Алтын-Топканское, Николаевское месторождения).

Кварц-карбонат-баритовая ассоциация типоморфна для месторождений в эффузивных породах, гранитоидах, иногда карбонатных породах (стратиформный тип). Нахождение баритовых проявлений может указывать не только на существование самостоятельных баритовых месторождений или рудопроявлений, но и на присутствие свинцового или свинцово-цинкового орудения в районах развития минерализации, представленной данной ассоциацией.

Третья группа ассоциаций относится к регионально-типоморфным, отражает специфические минералогические и геохимические особенности рудных регионов и наблюдается в отдельных месторождениях определенной рудной формации или в формации в целом. В эту группу входят также ассоциации совмещенных типов оруденения.

Кварц-касситерит-пирит-арсенопиритовая ассоциация типична для месторождений касситерит-сульфидной рудной формации. В небольшом количестве касситерит отмечается в ранней сульфидной ассоциации в рудах месторождений Восточного Забайкалья, залегающих в карбонатных породах. Не исключено, что эта ассоциация может проявиться и в скарновом типе месторождений (Дальнегорский рудный район), для которых отмечается повышенная оловоносность руд.

Кварц-халькопирит-пирит-молибденитовая ассоциация обнаружена лишь в месторождениях кварц-молибденитовой рудной формации.

Джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовая парагенетическая ассоциация типична для месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). Она развита также в рудах месторождений других формаций, но количественная роль, в частности, джемсонита, буланжерита, геокронита, бурнонита и других сульфосолей в ней существенно меньше. Наиболее богаты сульфосолями свинца разного состава руды Благодатского, Михайловского, Центрального, Спасского месторождений Восточного Забайкалья; в рудах Северо-Акатуевского, Воздвиженского и Кадаинского месторождений в этой ассоциации преобладает галенит.

В рудах месторождений в скарнах, гранитоидах и эффузивных породах отмечаються в небольших количествах сульфосоли свинца, меди и серебра. Эти минералы концентрируются главным образом в верхних частях месторождений. В стратиформных свинцово-цинковых месторождениях встречаются иорданит (Верхняя Силезия), се-

ребросодержащие блеклые руды (Миргалимсай, Седмочисленицы, НРБ).

Станнин-сфалеритовая ассоциация типоморфна для руд в карбонатных породах (Благodatское, Екатерино-Благodatское) и в скарнах (Николаевское месторождение), а также для месторождений касситерит-сульфидной формаций (Смирновское, Встречное, Южное Приморье). Эта ассоциация указывает на присутствие в рудах касситерита, образование которого происходило в раннюю стадию рудоотложения. Обнаружение в рудах минералов олова, связанного с повышенной концентрацией этого элемента в гидротермальных растворах, может привести к формированию собственно оловянных месторождений и свинцово-цинковых месторождений, руды которых обогащены оловом. Станнин-сфалеритовая ассоциация характерна для месторождений Восточной Сибири и Дальнего Востока и, по-видимому, отражает металлогеническую специализацию этих рудных провинций.

Кварц-халькопирит-пиритовая ассоциация, иногда с золотом самородным, наблюдается в рудах золоторудных месторождений, в том числе и с наложенной свинцово-цинковой минерализацией (Ново-Широкинское месторождение и месторождения Закарпатья). Эта ассоциация, а также ассоциации третьей группы, описанные выше, в состав которых входят молибденит, вольфрамит, шеелит, касситерит, обнаруженные в месторождениях с разнотипной минерализацией, могут служить индикаторами на редкометальное и золотое оруденение.

Таким образом, сравнительный анализ минеральных ассоциаций, в том числе и парагенетических, в свинцово-цинковых месторождениях разных рудных формаций позволил выявить типоморфные ассоциации, свойственные либо всем указанным выше рудным формациям, либо отдельным формационным типам. Результаты исследований дополнили и детализировали ранее высказанные Н.В. Петровской и Т.Н. Шадлун представления о закономерно повторяющихся "наборах" минеральных ассоциаций при однотипной последовательности их формирования не только в геохимически родственных, но и различных рудных формациях.

Типоморфные ассоциации первой группы, являющиеся "сквозными" для свинцово-цинковых месторождений рассматриваемых рудных формаций, отражают последовательность рудообразования, характеризуют закономерные временные соотношения главных рудообразующих минералов, указывают на периодичность в отложении сходных по составу ассоциаций. Эти ассоциации отражают общие черты процесса рудообразования и имеют важное значение для выяснения генезиса свинцово-цинковых месторождений.

Типоморфные ассоциации второй и третьей групп указывают на особенности формирования руд месторождений отдельных рудных формаций, геохимическую специализацию рудной провинции или района. Состав их зависит от ярусности и глубины формирования оруденения, температурного режима, активности серы и кислорода в процессе рудообразования. Эти ассоциации наряду с типоморфными

особенностями рудообразующих минералов являются индикаторами скрытого оруденения, позволяют прогнозировать оруденение на глубину, говорить о его перспективах и выявить полезные попутные компоненты в рудах. В целом рассмотренные типоморфные ассоциации имеют большое значение для рудно-формационной и генетической систематики свинцово-цинковых месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А.И., Матиас В.В. Использование типоморфизма минералов в поисковых целях // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 26—30.
2. Добровольская М.Г. Генетические особенности свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах (на примере месторождений Сибири и Дальнего Востока) // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 141—152.
3. Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974. 274 с.
4. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд. М.: Наука, 1985. 200 с.
5. Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980. 255 с.
6. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Развитие идей А.Е. Ферсмана в учении о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1986. С. 5—13.
7. Петровская Н.В., Шадлун Т.Н. Типоморфизм парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 223—227.
8. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Носик Л.П. "Чуждые" минеральные ассоциации как показатели полигенности некоторых малоглубинных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 10. С. 69—85.
9. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г. Рудные формации свинцово-цинковых месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. Т. 2. С. 149—296.
10. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г. Новые данные о типоморфизме сульфидов свинцово-цинковых месторождений различных рудных формаций // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1986. С. 69—78.
11. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г., Лебедева С.И., Рябева Е.Г. Типоморфные особенности сфалеритов из месторождений различных рудных формаций // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 86—92.
12. Oen I.S., Fernandes J.C., Manteca J.I. The Lead—Zinc and Associated Ores of La Union Sierra de Cartagena, Spain // Economic Geology. 1975. Vol. 70, N 7. P. 1259—1278.

## О ТИПИЗАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Содержание и активность главных и характерных (в том числе, редких) элементов в гранитных, кварц-полевошпатовых пегматитах (как и в других типах месторождений) наиболее четко сказываются на составе породообразующих биопириболов: амфиболов, слюд, пироксенов. Поэтому после обычного разделения пегматитов по характеру породообразующих полевых шпатов (микроклина, альбита, основного плагиоклаза) будем называть минеральные типы гранитных пегматитов именно по биопириболам (см. таблицу). Пегматиты существенно разделяются на два типа: с пироксен-амфиболами (преимущественно, Na, Fe) и без них (преимущественно, K, Al). По содержанию этих элементов и по парагенезисам биопириболы могут быть расположены в следующий ряд: пироксены—амфиболы—биотит—мусковит. Так, биотит может встречаться и с амфиболами, и с мусковитом. Приоритет при выборе названия типа пегматитов в этих случаях отдается экстремальным минералам — пироксенам и мусковиту.

Многочисленные существующие классификации гранитных пегматитов обычно рассматривают лишь промышленные (мусковитовые, лепидолитовые) типы (Be, Li, Ta и т.д.). Здесь же указан более широкий спектр типов пегматитов (равно как и соответствующих им гранитов). Следует, однако, иметь в виду большую перспективность указанных нетрадиционных типов пегматитов. Так, в последние годы выявлены оригинальные месторождения (особенно, драгоценных и поделочных камней) в пироксен-амфиболовых и биотитовых пегматитах.

Основной состав биопириболов отражает концентрации и активности главных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca). Однако содержание редких элементов и минералов в пегматитах обычно пропорционально содержанию в "реперных" биопириболах редких щелочей (Rb, Cs, Li). Такие пегматиты, богатые редкими, щелочными и летучими элементами, обычно называют сложными (по аналогии с нефелиновыми сиенитами и пегматитами, их можно назвать и агпаитными). Наилучшими индикаторами "сложности" являются редкие щелочи, особенно рубидий. Наиболее характерно низкое K/Rb отношение в микроклине, слюдах (и амфиболах). Во многих случаях сложные пегматиты содержат литиевую слюду — лепидолит и т.д. Тем не менее известны пегматиты, богатые Rb, Cs, K, Na, F, B, Be, Ta, но не содержащие литиевых минералов (сподумена, лепидолита и т.д.). Такие безлитиевые сложные пегматиты известны, например, в Неллоре (Индия), на Урале, а граниты — в Египте. Мусковит в таких гранитах и пегматитах, как обычно, богат рубидием (низкое K/Rb отношение). Сподуменовые литиевые пегматиты в зависимости от K/Rb отношения в слюдах также могут быть простыми и сложными. Эти пегматиты могут быть рассмотрены как среди слюдяных, так и среди пироксенсодержащих (сподумен принадлежит к группе пироксенов).

Минеральные типы (1—9) сложных гранит-пегматитов\*

Характерные биопириболы и "реперные" элементы	Прочие минералы	Характерные элементы	Родственная порода	Примеры
<i>Слюдяные</i>				
1. Лепидолит — AlLi	Сподумен, петалит, амблигонит, эльбаит, поллуцит, берилл, танталит, касситерит, спессартин	Na, K, Rb, Cs, Be, Ta, W, Ti, Sn, Bi, Mn, B, P, F,	Двуслюдяный гранит	Берник Лейк (Канада), Забайкалье
2. Мусковит — AlK	Берилл, колумбит, самарскит, спессартин	Na, Rb, Be, Nb, Ta, U, Mn, F	То же	Мама (Забайкалье)
3. Биотит — FeK	Цинвальдит, берилл, гадолинит, фергусонит, ортит, бастнезит, циртолит, флюорит, топаз	Li, Na, Rb, Be, Mn, Sc, TR, Th, U, Nb, Ta, F	Рапакиви	Вольнь (Украина), Барингер Хилл (США)
<i>Пироксен-амфиболовые</i>				
4. Жадент — AlNa Парагонит Глаукофан	Омфацит, экерманит, пектолит, санборнит, непунит, джоакиннит, бенитонт, кварц	Li, K, Ca, Ba, Ce, Ti, Hg	Эклогит	Сан-Бенито (Калифорния), Урал
5. Бланфордит — MnNa Манганофиллит, тиролит	Браунит, родонит, гельвин, Мп-шерл, арденнит, тилазит, спессартин, сугилит	K, Li, Rb, Be, Zn, B, As, F	Гондит	Тироди (Индия), Калахари (Южная Африка)
6. Эгирин — Fe <sup>3+</sup> Na Арфведсонит Полилитионит	Рибекит, Сс-куплетскит, хинганит, стилвелит, согдианит, эвдиалит, мизерит, бетафит, эканит, кальцит, флюорит	Li, Rb, K, Cs, Be, TR, Zr, Ti, Nb, Th, U, Mo, B, C, F	Эгирин-гранит	Дарапиоз (Таджикистан)
7. Геденбергит — Fe <sup>2+</sup> MgCa Диоксид Биотит	Флогопит, сфен, апатит, ортит, циркон, кальцит, флюорит, Мо-шеелит, бетафит, спенсит, торит	K, Rb, TR, Ti, Zr, Th, U, Nb, Mo, W, B, C, P, F	Аляскит	Бенкрофт (Канада), Слюдянка (Прибайкалье)
8. Гиперстен — AlFe <sup>2+</sup> Mg Биотит Жадент	Альмандин, кордиерит, сапфирин, суринамит, корнерупин, тафент, хризоберилл, чералит, колумбит	Rb, Be, Nb, TR, Th, Ti, Zr, B	Чарнокит	Недумандур (Индия)
9. Авгит — AlFe <sup>2+</sup> Ca Гастингсит Биотит	Магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит	Ti, Zr, Ce	Гранофир	Норильск (Северная Сибирь), Оленегорск (Кольский полуостров)

\* Выделены промышленные и перспективные минералы

Бедны литием, по-видимому, и некоторые сложные биотит-пироксеновые пегматиты. Так, в чарнокитовых  $AlFe^{2+}$  гиперстеновых пегматитах, богатых  $Be-V$  (хризоберилл, тафеит, сапфирин), литий до сих пор не указывался. Вероятно, показателями сложности, кроме редких щелочей (особенно, Rb) и элементов 7-й группы (галоиды, Mn), могут быть легкие дефицитные (по кларку)  $Be$  и  $V$ , соседствующие с  $Li$ , и образующие в периодической системе изолированный блок (возможно, простирающийся от  $He$  до  $F$ ). Из переходных 3d-элементов наиболее индикаторны противоположные по своему влиянию на "сложность" нечетный  $Mn$  и четный  $Ti$ . Высокое  $Mn/Ti$  отношение является одним из индикаторов сложности, хотя известны сложные породы и пегматиты, богатые одновременно и  $Ti$  и  $Mn$  (Кент в Казахстане). Японские авторы считают ильменитовые граниты ( $Fe^{2+}$ ) перспективными на  $Sn$ ,  $Be$ ,  $F$ , а магнетитовые ( $Fe^{3+}$ ) — на шеелитсульфидное оруденение. Тем не менее индикаторная роль титана (в ильмените) и марганца может быть важнее, чем роль железа.

Наиболее важными "реперными" биопириболами гранитных пегматитов являются слюды и пироксены.

Если первые богаты щелочами (находящимися в высокой координации) и обладают рыхлой структурой, то пироксены типа гиперстена содержат преимущественно плотноупакованные ионы малого радиуса ( $Mg$ ,  $Fe$ ,  $Al$ ), низкой координации (в авгите даже  $Al^{IV}$ ). Вероятно, подбор "малоразмерных" редких элементов в гиперстеновых пегматитах и привел к их обогащению именно  $Be$ ,  $V$ , но не  $Cs$ ,  $Rb$ . По характеру биопириболов лейкократовыми, глиноземистыми являются маложелезистые пегматиты: лепидолитовые, мусковитовые, и жадеитовые. К железу ( $Fe^{2+}$ ,  $3+$ , соответственно замещающему  $Mg$  и  $Al$ ) особое сродство проявляют переходные элементы и их аналоги ( $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $TR$ ,  $Th$ ). Амфотеры  $Al$ ,  $Fe$  (и  $Mg$ ) соответственно сочетаются (кроме случая гиперстена) с сильными основаниями —  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ , что и дает классификационные группы элементов ( $AlK$  и т.д. — см. выше). Марганцевый (бланфордитовый) тип пегматитов является в отличие от  $Al-Fe$  типов весьма специфическим, слишком зависящим от состава вмещающих пород. В типе 7 (и 8, 9) достаточно четко выделяются подтипы магниевый (флогопит-диопсидовый) и железистый (биотит-геденбергитовый). В пегматитах щелочных гранитов основными биопириболами являются не слюды, а пироксены (не содержащие редких щелочей и калия) и амфиболы. В последних содержание  $K$  (и  $Rb$ ) обычно невелико, и лучшими индикаторами агпаитности могут быть  $Li$ ,  $Mn$ ,  $F$ . Тем не менее расчленение по  $Na/K$ ,  $Na/Ca$  отношениям в амфиболах (калиевый арфведсонит и др.) вполне правомерно. Часто оно не соответствует активности  $K$ ,  $Na$  и  $Ca$  в ассоциирующих полевых шпатах (микроклин, альбит, плагиоклаз), так что состав полевых шпатов должен указываться особо. Кальциевые пироксены (авгит, диопсид, геденбергит) обычно не сопровождаются редкометальной минерализацией. Титан часто концентрируется в  $Fe$ -пегматитах с биотитом и пириболами. Появление сфена, ильменита, рутила (бедных  $Nb$ ,  $Ta$ ) в мусковитовых пегматитах является отрицательным индикатором на  $Li$ ,  $Cs$ ,  $Be$ ,  $Ta$ ,  $Sn$ . Обогащение титаном

сказывается прежде всего на составе биотита (и пириболов). Поэтому породы и пегматиты с Ti-биотитом резко отличаются от аналогичных образований с обычным биотитом. Так, последний появляется (вместе с магнетитом, также богатым Sn, Ta) в пегматитах, поздние Rb-мусковитовые фации которых содержат собственную богатую минерализацию этих элементов.

На примере сложных безлитиевых гранитных пегматитов, пироклоровых и редкоземельных карбонатитов, некоторых нефелиновых сиенитов можно видеть, что рубидий является преимущественно индикатором более высокотемпературной, ранней многовалентной редкометальной минерализации (Zr, Nb, Ta, TR), а литий низкотемпературной — поздней преимущественно низковалентной (Be, Cs, B, сульфиды). При концентрации Li и Rb можно предполагать максимальную комплексность редкометального оруденения. Судьба редких элементов, изоморфных с главными (Ga—Al и т.д.), во многом зависит от них. Пути неизоморфных редких (типа Sn, W, Bi), особенно принадлежащих к иной, халькофильной группе, менее предсказуемы. Для сложных пегматитов характерны высокое содержание тяжелых редких (обычно, нечетных) и низкое отношение к ним легких породообразующих изоморфных элементов (Al/Ga, Si/Ge, K/Rb).

Во вмещающих породах неподалеку от сложных пегматитов часто встречаются гидротермальные жилы, состав которых имеет много общего с составом пегматитов. Так, около алтайских пегматитов, богатых Sn и W, известны кварцевые жилы с касситеритом, шеелитом, вольфрамитом. Характерно слабое развитие в сложных пегматитах (без Fe, Ti) высокотемпературных обычных сульфидов Fe, Cu и обогащение их низкотемпературными сульфидами дефицитных Ag, Cd, Bi.

Изучение отмеченных в статье специфических, хотя часто и непромышленных типов пегматитов может дать много нового для построения моделей самых разнообразных эндогенных месторождений.

УДК [552.322.2:553.493.5.041]:552.12

**Г.П. Луговской** , Н.Б. Недумов, И.Н. Тимофеев

**МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ  
И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ  
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ  
КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
НА РАННИХ СТАДИЯХ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ**

В процессе поисковых, поисково-оценочных и в значительной мере разведочных работ в пределах редкометально-пегматитовых полей и месторождений наиболее доступными для наблюдений объектами являются свалы и отдельные выходы — коренные, вскрытые легкими горными выработками и буровыми скважинами. Их взаимосвязанное изучение составляет основу последующих выводов о перспективах освоения данного поля, жильной серии или жилы, оформления соответствующей документации и планов дальнейших исследований.

Однако для успешного выполнения всех этих работ на практике необходимы достаточно надежные знания закономерностей взаимоотношений возникновений и пространственного распределения безрудных и рудных минеральных комплексов, ассоциаций и минералов. При значительной сложности и разнообразии вариаций состава и строения пегматитов вообще и редкометалльных в особенности указанные закономерности неизбежно требуют, во-первых, определенной формализации и стандартизации с разработкой соответствующей номенклатуры и классификации объектов наблюдения и, во-вторых, единой модели (схемы) формирования редкометалльных пегматитов различных типов и рудной специализации.

Изо всех известных в литературе определений пегматитов — петрологических, минералогических, геохимических, структурно-текстурных, морфологических и генетических — наиболее универсальным, применимым ко всем перечисленным аспектам, нам представляется определение, данное А.Н. Заварицким: пегматиты — образования, промежуточные между магматическими породами и рудными жилами. В этом аспекте представляется возможным отнесение пегматитов любых гранитных и негранитных формаций к классу "позднемагматических" образований. Рассмотрим это подробнее, имея в виду преимущественно гранитные пегматиты.

По набору и количественным соотношениям петрогенных минералов пегматиты близки к гранитам (особенно не отдельные жилы, а их совокупности в пределах данного пегматитового поля или единой жильной серии в его составе), но нередко значительно отличаются от гранитов, обогащенностью минералами, содержащими редкие и рудные элементы, а также компоненты летучих соединений, что сближает пегматиты с постмагматическими ("гидротермальными") рудными жилами. То же самое можно сказать относительно элементного состава пегматитов. Но здесь наиболее заметным и важнейшим, как мы полагаем, отличием пегматитов является широкое присутствие в них "гостевых", по определению Н.В. Белова [3], катионов-комплексобразователей (В, Ве, Р), способных к изоморфному замещению алюминия, а затем алюминия и кремния в сиботаксических группах силикатных расплавов пропорционально степени неупорядоченности их структуры. Занимая определенные позиции в радикале и "разрыхляя" (флюидизируя) молекулярную структуру расплава, эти комплексобразователи значительно повышают его изоморфную емкость к компонентам летучих соединений, а следовательно, к редким, рудным и иным некогерентным элементам [3, 4, 7, 8 и др.]. Как мы полагаем, именно этим обеспечивается и определяется основная суть пегматитового процесса: во-первых, обогащенность расплава "летучими" и некогерентными элементами, не свойственная обычным гранитным расплавам и, во-вторых, сохранение силикатной структуры, не свойственной гидротермальным и иным постмагматическим производным гранитов. Особенности формирования гранитных пегматитов, именуемых редкометалльными, видимо, не противоречат указанным представлениям. Вместе с тем комплекс конкретных условий генерации и эволюции редкометалльно-пегматитовых расплавов обладает рядом спе-

цифических особенностей, достаточно четко выделяющих редкометаллическую формацию из остальных пегматитовых формаций.

Всем нередкометаллическим гранитогенным пегматитовым формациям и непродуктивным жилам редкометаллических полей и жильных серий свойственны: одни и те же минеральные комплексы (зоны) и петрогенные минералы при общем числе минералов не более 40—50; единая последовательность их образования и сходные структурные и текстурные особенности строения пегматитовых жил [11]. Общая ситуация резко усложняется с появлением в составе пегматитов минеральных комплексов с петрогенными литиевыми минералами (сподумен, петалит, лепидолит, отчасти амблигонит-монтебразит), не встречающихся в таком качестве ни в каких иных эндогенных формациях. При этом литий, согласно специальным исследованиям [1, 3, 15 и др.], занимая преимущественно позиции катиона-модификатора в силикатных соединениях при определенных условиях, способен функционировать в них и в качестве комплексообразователя, особенно в сиботаксических группах расплавов. Значительно снижая температуру кристаллизации и в еще большей степени разрыхляя и разупорядочивая структуру алюмосиликатного расплава, литий значительно повышает и его изоморфную емкость к анионам летучих соединений. Естественно, это, как указывал А.И. Гинзбург, "должно резко сократить разрыв между магматической и гидротермальной стадиями процесса" [5, с. 107], а следовательно повысить обогащенность пегматитового расплава некогерентными редкими элементами (в том числе с большими радиусами ионов), изоморфными с его петрогенными элементами и тяготеющими к химическим связям с анионами летучих. Действительно, заметные количества редких элементов, исключая бериллий, свойственны лишь жильным сериям литиеносных пегматитов, где общее число минералов достигает 200 и более.

Все это дает основания усматривать одну из основных причин общей специфики формации редкометаллических пегматитов в их литиеносности и классифицировать их в зависимости от наличия в составе пегматитов данного поля или жильной серии тех или иных литиевых минералов, в первую очередь раннего и позднего сподумена, лепидолита и раннего петалита [9]. Ранний сподумен в виде равновеликих кристаллов равномерно распределен в массе кварца и альбита в составе сподуменового комплекса, неизменно слагая ~25% его объема, при переменных соотношениях кварца и альбита и отсутствии или незначительных количествах иных минералов. Поздний сподумен образует разновеликие кристаллы, неравномерно распределенные в кварце совместно с поздними полевыми шпатами, слюдами, поллуцитом, амблигонитом-монтебразитом, поздним петалитом, минералами бериллия, бора, фосфора, тантала, олова и иными минералами полиминерально-кварцевого комплекса, в котором количество кварца превышает 50% объема. Лепидолит, помимо скоплений и гнезд в полиминерально-кварцевом, образует самостоятельный кварц-альбит-лепидолитовый минеральный комплекс.

Доминанта одного из трех перечисленных минеральных комплексов характеризует генеральные группы редкометаллических пегматитов в

классификационной схеме (см. рисунок, вторая строка сверху): "совмещенные" — с обоими сподуменами, петалитами и литиевыми слюдами, "сподуменовые" — с ранним сподуменом, "полиминеральные" — с поздним сподуменом, "литиево-слюдистые" — с лепидолитом и иными литиевыми слюдами.

Группа "совмещенных" [10] пегматитов, именуемая также "петалит-воджинит-танталитовой" [5], проявлена весьма ограничено. Целесообразность ее выделения обусловлена существованием единичных, но крупных месторождений, объединяющих основные особенности трех остальных групп редкометалльных пегматитов. Индикаторная литиевая минерализация в них представлена ранним петалитом, нередко частично или полностью замещенным кварц-сподуменовым агрегатом в ассоциации с фарфоровидным кварц-альбитовым при широком наборе литиевых слюд и фосфатов. Месторождения пегматитов совмещенной группы преимущественно связаны с позднеархейским (2600—2000 млн лет) гранитогенезом при практически полном отсутствии в указанном временном интервале каких-либо иных продуктивных производных гранитоидов, если не считать "керамических" пегматитов. Остальные три группы в основном свойственны эпохам от среднего протерозоя до мезозоя, но с последовательным возрастанием относительных ролей групп полиминеральных и литиево-слюдистых пегматитов [10]. Иными словами, общая последовательность расположения четырех генеральных групп редкометалльных пегматитов в классификационной схеме соответствует возрастанию их относительных ролей от позднего архея до мезозоя.

В каждой генеральной группе выделяются крайние типы пегматитов, обозначаемые римскими цифрами (третья строка схемы). При этом, в свою очередь, в каждой группе особенности крайних типов пегматитов, обозначенных четными цифрами, преобладают в более ранних, а нечетными — в более поздних эпохах. Между крайними типами пегматитов возможны любые промежуточные варианты, тогда как генеральные группы обособлены сравнительно более четко.

Ранние и поздние сподумены в составе соответствующих четко выраженных минеральных комплексов VI—X типов пегматитов если не взаимоисключающие, то, во всяком случае, в заметных количествах — мало совместимые образования в пределах единого пегматитового поля и особенно жильной серии. Первые свойственны полям и жильным сериям резко вытянутой формы, с крутыми (до вертикальных) углами падения, локализованным преимущественно в расланцованных толщах; вторые — полям изометричной формы с пологим залеганием жил, особенно часто в трещинах массивных пород. Первые зачастую сопровождаются обширными и интенсивными экзоконтактовыми ореолами, включающими редкие элементы, вторые — ограниченными. В целом же интенсивность экзоконтактовых ореолов обратно пропорциональна продуктивности редкометалльных пегматитов.

Особый петалит-микроклиновый тип пегматитов (с ранним петалитом) [13] — явление исключительно редкое. Выделяемые в некоторых классификациях различные альбитовые и касситеритовые, а также берилловые и мусковитовые типы редкометалльных пегматитов, по-

видимому, в большинстве случаев могут рассматриваться как крайние типы или подтипы соответственно сподуменовой и литиево-слюдистой генеральных групп.

Группа сподуменовых пегматитов — источник почти исключительно литиевого сырья, в крайних альбитовых подтипах — так же оловянного. Группа полиминеральных пегматитов — комплексная (Li, Cs, Ta, Be, Sn, Nb и др.). Группа литиево-слюдистых пегматитов — обычно мелкие объекты, не имеющие самостоятельного значения, но нередко с высокими концентрациями Ta, Be отчасти Li и Cs (в лепидолите). Группа совмещенных пегматитов — суперкомплексная и наиболее богатая.

На ранних стадиях исследования пегматитов, особенно в условиях плохой обнаженности, для их оценки и определения дальнейших путей и методов изучения особое значение приобретает знание специфических для каждой группы минеральных комплексов, соотношений минералов в их составе, структурных и текстурных особенностей, а также закономерностей различных видов зональности жильных серий и жил типичных для той или иной генеральной группы пегматитов.

Структура пегматитов — характеристика, отражающая размеры, форму и способы сочетания минеральных индивидов. Особо важное значение в пегматитах приобретает характеристика структур минеральных комплексов ("устойчивых минеральных ассоциаций") с определенным набором и количественными соотношениями петрогенных минералов, имеющих относительно широкое распространение и тенденцию к четкому обособлению в определенных участках зональных пегматитовых жил и жильных серий. В связи с этим они рассматриваются как "структурно-парагенетические" минеральные комплексы (ассоциации), отражающие последовательные стадии и этапы пегматитового процесса.

Текстура пегматитов отражает характер распределения (способ сочетания) минеральных комплексов и отдельных, слагающих их минеральных агрегатов и может быть установлена в основном при рассмотрении сравнительно крупных объектов (свалов, обнажений, расчисток и т.п.).

Наиболее ранние минеральные комплексы по составу и текстурно-структурным особенностям зачастую почти не отличаются от гранитов, а наиболее поздние — от постмагматических образований. И те и другие встречаются как в пределах единых многозональных пегматитовых тел в качестве их краевых и внутренних зон, так и в сериях мало-зональных жил, доминируя соответственно в начальных (наиболее близких к материнским гранитам) и конечных жилах единых серий. По этим, а также по ряду других показателей любая зональность пегматитов — следствие последовательных стадий и этапов дифференциации единого исходного расплава в процессе его внедрения ("пространственная" зональность жильных серий и протяженных жил с вертикальной и горизонтальной составляющими) или становления ("внутренняя" зональность — от периферии к оси отдельных жил). Рассматриваемая некоторыми исследователями "поперечная" зональность

(вкрест простираения жильных серий) связана с условиями эрозионного среза, с различной степенью проницаемости соседних зон внедрения или с дренированием пологими пегматитолокализующими трещинами различных гипсометрических уровней крутопадающих гранит(аплит)-пегматитовых тел материнских для пегматитов. Такая зональность, естественно, не является строго закономерной. Предложенное Н.А. Солодовым [14] объяснение продольной и поперечной зональности жильных серий ("пучков") многократным поступлением расплавов различного состава из единого эволюционирующего "пегматитового очага" не находит, на наш взгляд, убедительных подтверждений ни в фактических данных, ни в теоретическом обосновании такого механизма и не способствует поискам и оценке пегматитовых месторождений.

Доминанта пространственной зональности наиболее свойственна условиям формирования сподуменовый группы, доминанта внутренней зональности — условиям формирования наиболее богатых комплексных разновидностей пегматитов полиминеральной и совмещенной групп. В обоих случаях каждому минеральному комплексу — этапу дифференциации пегматитового расплава — свойственны свои минеральные и текстурно-структурные особенности, а их вариации несут дополнительные сведения о локальных условиях формирования, а следовательно, и о промышленной ценности конкретных объектов. Таким образом, глыбы, наблюдаемые в свалах и отдельных обнажениях пегматитов на ранних стадиях их исследований, дают наиболее надежную предварительную (поисково-оценочную) информацию к определению классификационной группы редкометальных пегматитов, степени эрозионного среза, а значит, к определению промышленных перспектив исследуемого объекта и направлению дальнейших работ.

Общая последовательность развития пегматитового процесса по стадиям и этапам дифференциации, т.е. пространственная и(или) внутренняя зональность жильных серий и жил, выражается следующим максимальным рядом, в котором стадии именуются по идиоморфным минералам-первовыделениям, а этапы (минеральные комплексы) — по совокупности петрогенных минералов (первым пишется наименее, последним наиболее распространенный минерал в составе комплекса).

*Комплексы плагиоклазовой стадии:* 1 — от микроклин-кварц-плагиоклазового (№20—30) с биотитом; 2 — до плагиоклаз (№15—25)-кварц-микроклинового с мусковитом.

*Комплексы микроклиновой стадии:* 3 — от кварц-микроклинового с плагиоклазом; 4 — до кварц-микроклин-олигоклаз-альбитового (№5—15) с мусковитом, бериллом, шерлом; 5 — кварц-альбит-олигоклаз (№5—15)-петалит-микроклиновый комплекс со слюдами.

*Комплексы сподуменовый стадии:* 6 — от кварц-сподумен-альбитового (№5—10) с турмалином; 7 — до альбит-сподумен-кварцевого с турмалином, слюдами, касситеритом.

*Комплексы полиминеральной стадии:* 8 — от полиминерально-кварцевого с кристаллами и кристаллоблоками микроклина, клеветландита, сподумена, берилла; 9 — через полиминерально-кварцевый с кристаллами, кристаллоблоками и гнездами сподумена, амблигонита,

Классы пегматитов	Шерл-мусковитовые			Редкометалльные (литиеносные)							
	Кварц-полево-шпатовые	Шерл-мусковитовые	Берилл-мусковитовые	Совмещенные		Сподуменовые		Полиминеральные		Литиево-слюдистые	
Типы пегматитов	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Внутренняя зональность (число зон)	1-3	2-3	3-4	7-10	3-6	2-4	1-3	6-8	2-5	2-4	1-3
Последовательность минеральных комплексов	1-2-3-11	2-3-4-11	2-3-4-11	2-3-4-5 6-8-9 11-12-14-15	4-5-7-9 10-11-12 13-14-15	1-2-3-6 11-12	4-6 7-13-15	3-5-7 8-9-11 12-14	4-9-10 11-13-15	4-7-10 11-12 14-15	4-11-12 14-15
Структуры, текстуры											
Гнейсово-полосчатая	.1 .2	.1	.1								
Гранитная и аплитовидная	.1 .2 .3	.2 .3	.2 .3	.2 .3	.4	.1 .2	.4	.3			
Графическая, апографическая	.2 .3	.2 .3	.2						.4		
Пегматоидная	.2 .3	.3 .4	.3	.3 .4	.4	.2 .3	.4	.3	.4	.4	
Блоковая	.3	.3 .4	.3 .4	.3 .4 .5	.4	.3	.4	.3 .5	.4	.4	.4
Поперечно-блоковая	.3	.3		.3		.3					
Пегматит-порфировая				.6	.7	.6	.6 .7	.7		.7	
Гнездово-блоковая				.8 .9	.9 .10			.8 .9 .9 .10		.10	
Кварцевое ядро	.11	.11	.11	.11	.11	.11		.11	.11	.11	.11
Полосчатая				.12-14-15	12-13-14-15	.12 .6	.6-7-13-15		.13-15-12	.14 .15	.12-14-15
Массивная						.12		.12		.12	.12
Флюидно-полосчатая					.12		.6-7-13		.13	.12	.12

петалита, поллуцита, микроклина, клевеландита, лепидолита, минералов Ta, Nb, Ве, Р, В, Sn и др.; 10 — до полиминерально-кварцевого с полевыми шпатами, литиевыми слюдами и(или) миаролами, занорышами и полостями с ювелирными кристаллами (цветные турмалины, бериллы, кунцит, гидденит и др.); 11 — кварцевая стадия (монокварцевая или с той или иной примесью минералов предшествующей стадии).

*Комплексы альбитовой стадии:* 12 — от кварц-альбитового (№0—5) и клевеландитового с турмалином, слюдами, танталит-колумбитом; 13 — до альбит-кварцевого со слюдами и касситеритом.

*Комплексы литиево-слюдистой стадии:* 14 — от кварц-альбит-лепидолитового с колумбит-танталитами, цветными турмалинами, бериллом; 15 — до слюдисто-кварцевого с касситеритом, бериллом, турмалинами, фосфатами, полевыми шпатами.

Перечень комплексов "от" и "до" в каждой стадии отражает крайние варианты их реализации, предполагая существование и промежуточных. Впрочем минеральные ассоциации смежных стадий так же не всегда пространственно четко обособлены. При неизменном сохранении общей последовательности приведенный максимальный ряд нигде и никогда не выдерживается полностью и с одинаковым развитием стадий и комплексов. В каждом конкретном пегматитовом поле или жильной серии выпадают, слабо проявлены или, напротив, гипертрофированы начальные, средние или конечные члены этого ряда. Это, собственно, и служит главным классификационным признаком исследуемых пегматитов, а также указанием на степень их эрозийного среза и вероятность составов "слепых" — не вскрытых эрозией интервалов жил и жильных серий.

Литиевые минералы пегматитов крайне редки в качестве второстепенных, единичных или акцессорных. Вне вышперечисленных специфических литиеносных минеральных комплексов они практически не встречаются. Следовательно, характерным признаком редкометалло-пегматитовой формации в целом является наличие литиеносных минеральных комплексов, а индикаторами ее конкретных типов — наличие специфических литийсодержащих минеральных форм: раннего и позднего сподумена и петалита, амблигонит-монтебразита, лепидолита, их ассоциаций и текстурно-структурных особенностей последних. Все это достаточно надежно может быть установлено на стадии поисковых работ по отдельным коренным выходам пегматитов, каменным развалам и курумам (выходы пегматитов, особенно крутопадающих жильных тел, наиболее свойственны положительным формам рельефа, поскольку служат своего рода арматурой вмещающих толщ), по аллювиальным, делювиальным и пролювиальным отложениям.

Последовательные ряды минеральных комплексов крайних типов выделяемых классификационных групп бериллоносных шерл-мускови-

---

Классификационная схема последовательности распределения минеральных ассоциаций и структурно-текстурных особенностей редкометаллических пегматитов в зональных пегматитовых полях

товых и литиеносных редкометалльных пегматитов и свойственные им наиболее общие типовые текстурно-структурные особенности увязаны в единой классификационной схеме (см. рисунок).

С учетом существующего опыта, нашего и других исследователей [12, 16], схема представлена в виде матрицы. Ее горизонтальная развертка слева направо отражает общую эволюцию процесса пегматитообразования, находящую свое выражение в относительном уменьшении роли и постепенной редукции ранних субмагматических минеральных комплексов и в возрастании роли все более поздних комплексов и постмагматических форм завершения как отдельных стадий и этапов, так и пегматитового процесса в целом. Для каждого типа пегматитов в четвертой горизонтальной графе схемы представлена характерная последовательность минеральных комплексов в цифровом выражении, соответствующем нумерации вышеприведенной последовательности максимального ряда. Трехступенчатая градация цифр (просто цифра, подчеркнутая одной и двумя чертами) отражает относительную роль соответствующих минеральных комплексов в данном типе пегматитов. При этом совершенно очевидно, что общая схема эволюции редкометалльно-пегматитовой формации с устойчивой редукцией начальных и гипертрофией конечных стадий и этапов процесса, повторяется в смене, с одной стороны, минеральных комплексов каждого типа редкометалльных пегматитов, с другой — пегматитовых формаций: керамической — слюдоносной — редкометалльной — хрусталоносной [6].

В третьей и четвертой графах горизонтальной развертки классификационной схемы указано оптимальное число зон или минеральных комплексов, характеризующих внутреннее строение жил данного типа, что отражает долевую роль дифференциации исходного пегматитового расплава в процессе его внедрения или становления и способствует оценке перспектив исследуемого объекта.

Вертикальная развертка схемы сверху вниз соответствует канонической (для зональных пегматитовых тел) последовательности нахождения и развития тех или иных текстурных и структурных особенностей зон или минеральных комплексов пегматитов и их соотношений. Эта последовательность опять-таки нигде и никогда не реализуется полностью и равноценно (максимально — в совмещенной группе литиеносных пегматитов). Трехступенчатые гистограммы, пересекающие по горизонтали вертикальные колонки схемы, указывают на принадлежность данного структурного и(или) текстурного признака определенным минеральным комплексам с учетом трехступенчатой градации их номеров и положения в общей последовательности.

Таким образом, пересечения вертикальных колонок типов пегматитов и горизонтальных рядов гистограмм составляют поле матрицы. Каждое пересечение этого поля характеризует тот или иной минеральный комплекс и тип пегматитов в сочетании трех ведущих признаков: минерального состава, текстурно-структурных особенностей и положения определенной классификационной группы и типа (римские цифры) в последовательном ряду стадий и этапов пегматитогенеза.

В дополнение к этому необходимо выделить следующие положения.

Гранитная, аплитовидная и в значительной мере, графическая, апографическая, пегматоидная и блоковая структуры свойственны лишь кварц-полевошпатовым комплексам и зонам пегматитов. "Гнездово-блоковая" структура (обычно разновеликие — от мелких до гигантских — идиоморфные и субидиоморфные кристаллы различных минералов, впаянные в кварц) свойственна полиминеральным комплексам.

"Пегматит-порфировая" — специфическая структура ранних сподуменовых комплексов с равномерным (~25%) распределением равновеликих идиоморфных кристаллов сподумена в более мелкокристаллическом альбите и сливном или зернистом кварце. Кристаллы сподумена могут быть ориентированы параллельно вытянутому обособлениям комплексов и контактам незональных жил, свидетельствуя о весьма беспокойном динамическом режиме их становления; они могут быть дезориентированы либо ориентированы по нормали к контактам жил зонального или(и) полосчатого сложения, свидетельствуя о спокойном динамическом режиме становления пегматитов. Ориентировка по нормали к контактам любых удлиненных минералов, включая кристаллоблоки микроклина, — также свидетельство спокойного режима пегматитообразования. Данное обстоятельство существенно, ибо спокойный режим способствует сохранению в составе жил многих полезных компонентов, а беспокойный — их рассеиванию в экзоконтактных ореолах.

Находки литиевых минералов и особенно сподумена в любых ассоциациях — наиболее четкое свидетельство наличия продуктивных редкометалльных пегматитов.

Гнейсовидно-полосчатые текстуры свойственны ранним, полосчатые и участково-полосчатые — поздним минеральным комплексам: альбитовым или кварц-полевошпатовым и сподуменовым, существенно кварцевым или слюдисто-кварцевым (турмалин-кварцевым) и существенно альбитовым. При этом нередки случаи слияния смежных полос различного состава и строения по их простиранию в единые минеральные агрегаты, особенно в пегматитовых типах VII, IX, X, или, напротив, более дробное их разделение с тенденцией к мономинеральным обособлениям (преимущественно альбита и кварца).

Радиально-лучистые и сноповидные агрегаты минералов, свойственные в основном X, XI, но особенно IX типу пегматитов, — указание на вероятность участков их миаролитового сложения, наличия занорышей и полостей с ювелирными кристаллами.

Приведенная матричная схема естественно является обобщенной (оптимизированной), т.е. может служить лишь для предварительной поисковой оценки в любых конкретных случаях. Важнейшим, как мы полагаем, дополнением или, скорее, основанием для практического использования этой и любой иной, неизбежно формализованной классификационной схемы пегматитовых и иных месторождений, должно служить знание физико-химических (генетических) закономерностей их формирования в различных геологических условиях, на что указывал Анатолий Ильич Гинзбург.

1. Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Сенина В.А., Маторина И.В. Физико-химические условия кристаллизации сподумена в редкометальных пегматитах // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, N 4. С. 992—995.
2. Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества // Геохимия. 1980. N 10. С. 1439—1449.
3. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
4. Власов К.А. Периодический закон и изоморфизм элементов. М.: ИМГРЭ, 1963. 96 с.
5. Гинзбург А.И. Генезис редкометальных гранитных пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 96—113.
6. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.
7. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.
8. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. 1983. N 1. С. 3—20.
9. Недумов И.Б. Генетическая классификация гранитных пегматитов в различных порядках геологической системы // Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С.41—75.
10. Недумов И.Б. Некоторые закономерности формирования докембрийских редкометальных пегматитов во времени и пространстве // Металлогения раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1984. С. 33—46.
11. Никанорова А.С. Пространственно-временные закономерности формирования гранитных пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 50—55.
12. Петров М.Г., Ройзенман Ф.М., Букатина Е.А. Классификация редкометальных пегматитов одного из районов СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. N 11. С. 149—152.
13. Россовский Л.Н., Клочков Г.Н. О находке петалит-микроклиновых пегматитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. Ч. ХСVII, вып. 5. С. 507—516.
14. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. М.: Наука, 1971. 292 с.
15. Фрих-Хар Д.И. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. М.: Наука, 1977. 120 с.
16. Norton J.J. Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites // Econ. Geology. 1983. Vol. 78, N 5. P. 854—874.

УДК 549.01:[552.331:553.22]

Е.М. Эпштейн, Н.А. Данильченко

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В ходе многолетних геологических, петрологических и минералогических исследований рудоносных карбонатитовых комплексов получена ценная генетическая информация, отраженная в составе минералов, их структурных и других свойствах, включениях минералообразующих сред. Изучение "сквозных" породообразующих минералов, таких, как магнетит, слюда, пироксен, кальцит и апатит, проводилось на базе детального геологического картирования, геологической документации горных выработок, обнажений, керна скважин, структурного анализа и исследования минеральных парагенезисов. Выявленные закономерности имеют важный петрологический смысл:

позволяют определить величину флюидного давления, выявить грациент тангенциальных нагрузок в приповерхностных условиях и на глубине. Сначала действие этих рудообразующих факторов лучше проследить в условиях одинакового литостатического давления; таким примером может служить Ковдорский массив ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (УИК). Затем следует рассмотреть влияние фактора вертикальных нагрузок.

В пределах современного эрозионного среза Ковдорского массива расположены четыре месторождения: апатит-карбонатное (Ап—Кр), флогопитовое (Фл), магнетитовое (Мт) и апатит-магнетитовое (Ап—Мт) (рис. 1). Разобщенные в пространстве, они сингенетичны и синхронны (относятся к II А подстадии карбонатитового этапа) и сложены единой совокупностью минеральных парагенезисов (диопсид или форстерит + флогопит + магнетит + апатит + доломит + кальцит + акцессорный бадделейт). Руды месторождений различаются количественным соотношением минералов, размерами кристаллов и текстурами. Характерно отсутствие зависимости минеральной состава руд от состава вмещающих пород. Месторождения сформировались в едином температурном интервале (400—540°) и основные их отличия определялись в первую очередь геологоструктурными факторами.

Апатит-карбонатное месторождение представлено штокверком крутопадающих зональных линзообразных карбонатитовых тел, ориентированных в двух преимущественных направлениях и залегающих в пироксеновых, нефелин-пироксеновых породах массива и экзоконтактовых фенитах. Флогопитоносные карбонатитоиды в виде широколинзовидного, пологозалегающего тела зонального строения, приурочены к контакту оливинитов и мелилитовых пород. Магнетитовые карбонатитоиды сформировали густой штокверк маломощных жил в оливинитах. Карбонатитоиды и карбонатиты апатит-магнетитового месторождения образовали концентрически-зональный крутопадающий рудный столб, локализованный в области сочленения линейных штокверковых зон трех направлений на контакте пироксеновых, нефелин-пироксеновых пород и фенитов (см. рис. 1).

Первые три месторождения сформировались в относительно спокойной тектонической обстановке, тогда как образование Ап—Мт месторождения происходило в условиях напряженной интрастадийной тектоники, не проявленной в других месторождениях. При таких обстоятельствах широкое распространение получили интенсивное брекчирование, явления пересечения жилами и телами карбонатитов полосчатости карбонатитоидов, эксплозивные процессы, внедрение даек биотитовых оливинитов. Характерно, что в рудной части обломков и в цементе интратрудных тектонических и эксплозивных брекчий встречаются все разновидности апатит-магнетитовых карбонатитоидов и карбонатитов ранней рудной (II А) подстадии, сложенных единым минеральным парагенезисом.

В ряду месторождений: Ап—Кр→Фл→Мт→Ап—Мт состав сквозных пороодообразующих минералов закономерно изменяется таким образом что происходит рост содержания магнезиоферритового и шпинелевого минералов в магнетите, снижение — фаялитового компонента в форсте-

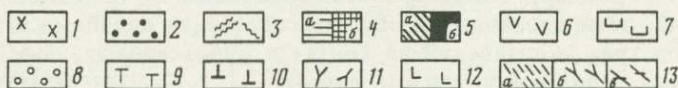
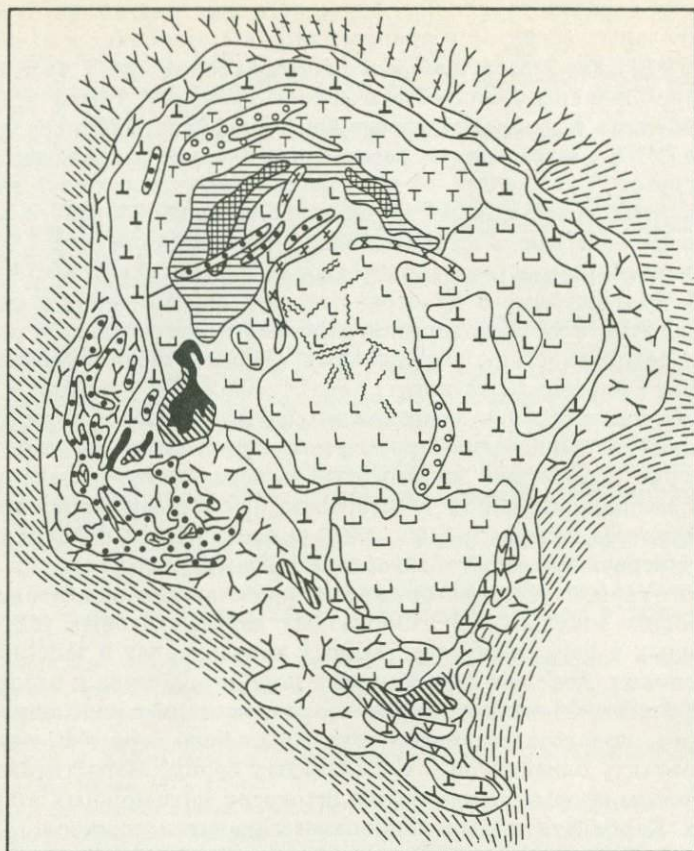


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива, по В.И. Терновому и др. [6, 7], с легендой, составленной авторами

1—12 — породы щелочно-ультрамафитовой формации: 1 — дайки полевошпатовых ийолитов и сиенитов, 2—6 — карбонатитовый этап: II стадия: 2 — форстерит-кальцитовые карбонатиты (апатит-карбонатное месторождение), 3 — флогопит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды (жильное рудопоявление), 4 — флогопит-диоксид форстеритовые карбонатитоиды: а — мелкозернистые, б — гигантозернистые (флогопитовое месторождение), 5 — руды апатит-магнетитового месторождения: а — апатит-форстеритовые, б — апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые; I стадия: 6 — эгирин-кальцитовые карбонатиты; 7—11 — ийолитовый этап — метасоматиты: 7 — пироксеновые, слюдисто-пироксеновые, нефелин-пироксеновые, 8 — монтичеллитовые, 9 — меллититовые породы, 10 — ийолит-мельтейгиты, турьяиты, 11 — фениты; 12 — ультрамафитовый этап — оливиниты; 13 — гнейсы и гнейсо-граниты беломорской серии: свиты — а — князегубская, б — чупинская, в — лоухская

Таблица 1

Средние параметры состава и свойств гомогенного магнетита из месторождений рудной (II A) подстанции Ковдорского массива

Место-рождение	Количество анализов	Минералы, мол. %					K <sub>вос</sub> , %	λ расчетное
		Мт	Уш	Мф	Шп	Як		
Ап—Мт	87	64	3	25	6	2	28	8,37
Мт	11	75	7	13	3	2	35	8,38
Фл	28	75	9	11	1	2	35	8,38
Ап—Кр	9	76	11	9	1	2	36	8,39

Примечание. По Ап—Мт месторождению, кроме авторских, использованы данные О.М. Римской-Корсаковой. Принятые сокращения здесь и далее в таблицах: Мт — магнетит, Уш — ульвешпинель, Мф — магнезиоферрит, Шп — шпинель, Як — якобит, Хр — хромит.

Таблица 2

Закономерности изменения состава форстерита и парагенного ему флогопита из сингенетических и синхронных месторождений Ковдорского массива

Месторождение	Форстерит		Флогопит	
	Количество анализов	Содержание фаялитового компонента, мол. %	Количество анализов	$K_{Fe} = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$
Ап—Мт	10	5,5	4	14
Мт	2	10,2	4	17
Фл	9	9,0	23	19
Ап—Кр	1	15,6	2	20

рите и уменьшение величины коэффициента железистости в магнезиально-железистых слюдах (табл. 1, 2). В крайних членах ряда (от Ап—Кр к Ап—Мт месторождению) наблюдается тенденция к увеличению содержания оксида магния в кальците (от 0,81 до 1,30 мас.%) и снижению концентрации стронция (от 0,52 до 0,45 мас.%), а также бария (от 0,045 до 0,029 мас.%), что согласуется с известными данными о высокой степени изоморфизма между барием и близким ему по атомному радиусу калием в слюдах при увеличении нагрузки на твердую фазу и об обратной зависимости для кальциевых минералов — кальцита и апатита. В этом же направлении в кальците значительно возрастает запас светосуммы, реализуемый при термолюминесценции, т.е. повышается степень дефектности кристаллической решетки минерала [4]. Скачкообразно на порядок в крайних членах

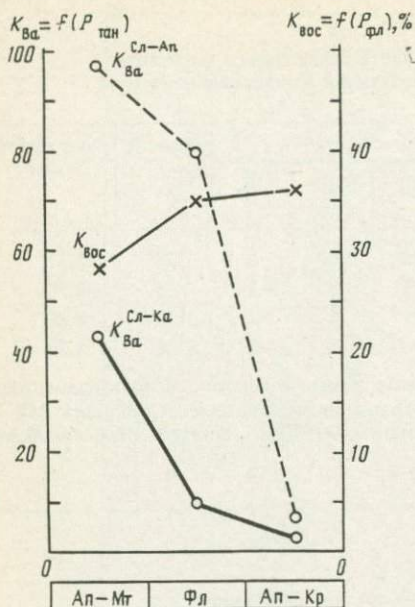


Рис. 2. Изменение информативных петрологических параметров в ряду сингенетических месторождений Ковдорского массива. Месторождения: апатит-магнетитовое (Ап—Мт), флогопитовое (Фл), апатит-карбонатное (Ап—Кр); параметры:  $K_{Ba}^{Sl-Ka}$ ,  $K_{Ba}^{Sl-Ap}$  — коэффициенты распределения бария в парах слюда—кальцит и слюда—apatит;  $K_{vos}$  — коэффициент восстановления железа в магнетите;  $P_{fl}$  — давление флюида;  $P_{tan}$  — тангенциальное давление (нагрузка)

ряда месторождений возрастает величина коэффициента распределения бария ( $K_{Ba}$ ) в парах слюда—кальцит и слюда—apatит (рис. 2).  $K_{Ba}$ , используемый ранее для оценки относительного уровня литостатического давления [1], в условиях данного эрозийного среза может служить минералого-геохимическим критерием тангенциальных нагрузок. Выявленный градиент величины

$K_{Ba}$  указывает на увеличение тангенциальных нагрузок ( $P_{tan}$ ) от Ап—Кр к Ап—Мт месторождению. Очевидно, что последовательное возрастание  $P_{tan}$  (см. рис. 2) при прочих равных условиях, могло привести к резким различиям в геологоструктурном режиме формирования сингенетических месторождений Ковдорского массива.

В этом же направлении в ряду месторождений установлено падение средней величины флюидного давления ( $P_{fl}$ ) от 1,8 до 1,1 кбар, зафиксированной кальцит-доломитовым геобарометром по коэффициенту распределения железа между парагенными карбонатами [5]. Приведенные данные сопоставимы со значениями  $P_{fl}$  (от 1,5 до 1,1 кбар), полученными С.В. Соколовым и Е.С. Харламовым при изучении включений минералообразующих сред в апатите из указанных месторождений. Следует отметить, что разброс значений  $P_{fl}$  в Ап—Мт месторождении, характеризующиеся наличием эксплозивных образований, значительно больше (0,5—2,3 кбар), чем в Ап—Кр месторождении (1,0—2,6 кбар), где они не проявлены.

В качестве минералого-геохимического критерия изменения величины  $P_{fl}$  в ряду месторождений использовано последовательное снижение величины коэффициента восстановленности железа ( $K_{vos} = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+}) \times 100\%$ ) в магнетите, отражающей уровень  $P_o$ , минералообразующей среды (см. рис. 2). Величина  $K_{vos}$  имеет тенденцию к положительной корреляции с содержанием титана в минерале и отрицательной — с магнием и алюминием. Установлена одинаковая направленность изменения величин  $K_{vos}$  и  $P_{fl}$  в сингенетических месторождениях Ковдорского массива (см. табл. 1).

Выявлена закономерность в изменении минерального состава маг-

Таблица 3

Глубина формирования ( $H$  км) от палеоповерхности современных срезов массивов УИК различных провинций СССР [8]

Массивы	По палеогеографическим реконструкциям			По зависимости $T_{\Gamma}$ ВМС минералов от $H_{\text{км}}$ кварц-содержащих пород	
	Западное Прианабарье	Сетте-Дабан	Алдан	Кольский	Восточные Саяны
Ессей	$0,8 \pm 0,2$				
Романиха	$0,8 \pm 0,2$				
Чангит	$0,9 \pm 0,1$				
Одихинча	$1,0 \pm 0,1$				
Кугда	$1,3 \pm 0,2$				
Далбыха	$1,3 \pm 0,2$				
Турий				$1,5 \pm 0,5$	
Бор-Юрях	$1,6 \pm 0,2$				
Арбарастах			$1,6 \pm 0,4$		
Немакит	$1,7 \pm 0,2$				
Гули	$2,1 \pm 0,5$				
Маган	$2,5 \pm 0,2$				
Воин		$2,6 \pm 1,1$			
Озерная Варака				$2,8 \pm 0,7$	
Ыраас	$2,9 \pm 0,2$				
Инагли			$3,5 \pm 0,5$		
Ковдор				$4,0 \pm 0,7$	
Вуориярви				$4,7 \pm 0,8$	
Гек		$5,1 \pm 1,2$			
Африканда				$5,4 \pm 0,8$	
Восточно-Саянский					$5,9 \pm 0,8$
Поворотный		$6,8 \pm 1,3$			
Нижне-Саянский					$7,4 \pm 1,2$
Озерный		$8,2 \pm 1,3$			

нетита из оливинитов четырех массивов Западного Прианабарья и в вертикальном разрезе рудного столба Ковдорского Ап—Мт месторождения. Массивы Одихинча, Кугда, Бор-Юрях и Гули сформировались в интервале глубин 1—2 км. Численные значения глубин формирования данных массивов (табл. 3) были получены в результате палеогеографической реконструкции мощностей эродированных толщ

Таблица 4

Изменение минералого-геохимических характеристик высокотитанистого магнетита в зависимости от глубины формирования оливинитов и дунитов массивов Западно-Прианбарской провинции [9]

Массив порода	Глубина формиро- вания среза от палео- поверхнос- ти, км	$P_{\text{фл}}^*$ рас- чет- ное, кбар	Коли- чество анали- зов	$K_{\text{вос}}$ , %	Миналы, мол. %					
					Уш	Шп	Мф	Як	Хр	Мт
Одихинча оливинит	1,0±0,1	0,4	1	39	28	7	36	2	—	27
Кугда оливинит	1,3±0,1	0,5	5	40	30	2	23	1	1	43
Бор-Юрях оливинит	1,6±0,2	0,6	9	55	33	3	24	2	2	37
Гули дунит	2,1±0,5	9,8	7	58	39	7	16	2	2	32

\*При расчете принято:  $P_{\text{лит}} = 1$  кбар на 4 км;  $P_{\text{лит}} = 1/2,7 P_{\text{фл}}$

Таблица 5

Средний состав магнетита из карбонатитоидов и карбонатитов Ковдорского Ап—Мт месторождения по трем интервалам глубины

Интервал глубины от поверхности, (м)	Количество анализов	Миналы, мол. %					$K_{\text{вос}}$ , %
		Мт	Уш	Мф	Шп	Як	
0—500	69	63	3	27	6	2	28
500—1000	5	66	4	22	6	2	29
1000—2000	14	68	8	21	2	1	32

Примечание. При характеристике интервала 0—500 м, кроме авторских, использованы данные О.М. Римской-Корсаковой.

вмещающих пород по 17 массивам, содержащим карбонатитовые комплексы, из двух провинций СССР [8]. Еще для 7 массивов из трех провинций были получены полуколичественные данные с применением косвенного признака — температуры гомогенизации включений минералообразующих сред ( $T_r$ , ВМС). Изменение состава магнетита из оливинитов массивов Западного Прианбарья характеризуется четким снижением концентраций титана и железа, величины  $K_{\text{вос}}$  с уменьшением глубины формирования (табл. 4). Такая же тенденция, но с меньшим градиентом выявлена и по результатам изучения керн буровых скважин в двухкилометровом интервале глубины Ковдорского Ап—Мт месторождения. В вертикальном разрезе

Таблица 6

Изменение средних параметров состава и свойств пироксена  
и кальцита из карбонатитовых массивов  
Сетте-Дабанской провинции (в скобках количество анализов)

Массив	Глубина формирования среза от палео-поверхности, км	Содержание эгиринового минала в пироксене, мол. %		Кальцит		
		I стадия	II стадия	содержание SrO, мас. % II стадия	удельный вес	
					I стадия	II стадия
Гек	5,1 ± 1,2	48 (4)	40 (6)	0,70 (1)	2,66 (2)	2,63 (1)
Поворотный	6,8 ± 1,3	24 (4)	25 (2)	0,76 (2)	2,67 (1)	2,65 (2)
Озерный	8,2 ± 1,3	—	—	0,78 (9)	2,71 (5)	2,71 (9)

с учетом данных по глубинному строению и реконструкции эродированной части Ковдорский карбонатитовый комплекс представляет собой столбообразное крутопадающее тело, протягивающееся по склонению от 0,5—1 до 10—12 км. Строение комплекса таково, что его апикальная часть и периферия сложена апатитовыми и апатит-магнетитовыми карбонатитоидами, а глубинная и внутренняя части — карбонатитами, сингенетичными и синхронно формирующимися с карбонатитоидами. Вверх по восстанию рудного столба отмечено снижение величины  $K_{\text{вос}}$  железа в магнетите (от 32 до 28%) и содержания титана, а также увеличение содержания Al и Mg (табл. 5).

Различие в градиентах изменения значений указанных параметров в магнетите четырех массивов Западного Прианабарья и Ковдорского Ап—Мт месторождения, скорее всего, связано с возрастанием степени окисленности минералообразующей среды с падением температуры образования — оливиниты формировались при  $T=1300—1500^{\circ}\text{C}$ , тогда как карбонатиты и карбонатитоиды Ап—Мт месторождения — при  $T=400—540^{\circ}\text{C}$ .

Зависимость от глубины формирования на Ковдорском Ап—Мт месторождении прослеживается и в изменении химизма слюды, проявленном в снижении концентраций железа (от 5,2 до 3,9 мас.%  $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и титана (от 0,46 до 0,14 мас.%  $\text{TiO}_2$ ) при росте алюминия в верхних горизонтах. Кальцит из поверхностных горизонтов несколько обогащен оксидом бария по сравнению с глубинными (0,05 мас.% против 0,03 мас.%). Следует подчеркнуть, что указанные изменения состава магнетита, слюды и кальцита приводят к сокращению размеров кристаллических решеток минералов (табл. 1) в приповерхностных частях в отличие от глубинных. Перечисленные факторы не могут быть объяснены снижением литостатического давления, которое должно было привести к "разрыхлению" кристаллической решетки минералов с уменьшением глубины формирования. Причиной этих явлений может быть рост тангенциальных нагрузок от глубинных к поверхностным частям рудного столба в период формирования. Как уже отмечалось, минералого-геохимическим критерием увеличением  $P_{\text{тан}}$  может служить закономерное возрастание  $K_{\text{Ba}}$  в паре слюда —

кальцит, что мы и наблюдаем вверх по восстанию рудного столба. Полученные результаты согласуются с экспериментальными данными изучения горного давления, свидетельствующими о значительных сжимающих напряжениях в приповерхностных частях земной коры [2, 3].

Принимая во внимание установленные факты тренда  $K_{\text{вос}}$  железа в магнетите, а также  $K_{\text{Ва}}$  в паре  $\text{Фл—Ка}$ , можно говорить о снижении флюидного давления и росте тангенциальных нагрузок в вертикальном разрезе карбонатитовых комплексов вверх по восстанию тел.

Выявлены тенденции в поведении породообразующих минералов из плутонических массивов Сетте-Дабанской провинции. С уменьшением глубины формирования в ряду массивов: Озерный—Поворотный—Гек увеличивается роль эгиринового минала в пироксенах из карбонатитов I и II стадий карбонатитового этапа (табл. 6). Эта тенденция вместе с уменьшением в этом ряду удельного веса кальцита, обусловленным снижением содержания в нем стронция, свидетельствует о возрастании кислотности минералообразующей среды при ее движении к поверхности.

Обобщая изложенный фактический материал, можно выделить две группы информативных минералогических критериев, позволяющих оценить такие важные термодинамические параметры, как флюидное давление, тангенциальные нагрузки и рН минералообразующей среды рудообразования: а)  $K_{\text{Ва}}$  в парах слюда—кальцит и слюда—апатит; изменение химического состава сквозных породообразующих минералов, приводящее к уплотнению или разуплотнению их кристаллических решеток; термолюминесценция кальцита — отражают (при прочих равных РТХ условиях) изменение величины  $P_{\text{тан}}$ ; б) результаты замеров по включениям минералообразующих сред, а также значения кальцит-доломитового геобарометра дают возможность определить величину  $P_{\text{фл}}$ , функцией которой является  $K_{\text{вос}}$  железа в магнетите.

При становлении карбонатитовых комплексов массивов УИК геологоструктурные условия оказывали значительно большее влияние на формирование разнообразного набора пород и руд, чем вертикальная зональность. Изменение величин  $P_{\text{лит}}$ ,  $P_{\text{тан}}$ ,  $P_{\text{фл}}$ , а также их соотношений, воздействовало на такие факторы, как тектоническая подготовленность (степень трещиноватости) и напряженность блока, скорость подъема минералообразующих сред, а значит и привноса рудных компонентов, скорость продвижения фронта зональных тел. Несомненно, в дальнейшем следует продолжить исследования в этом направлении, поскольку многие из указанных факторов требуют тщательного изучения и количественной оценки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев Е.И., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н. Стронций и барий в кальцитах карбонатных пород Слюдяных флогопитовых месторождений // Геохимия. 1975. № 12. С. 1831—1842.
2. Марков Г.А. Технические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 212 с.
3. Марков Г.А. Экспериментально-теоретические и методологические основы изучения тектонических напряжений в массиве пород и вокруг подземных выработок в

- целях управления горным давлением: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИПКОН АН СССР. 1980. 37 с.
4. Соколов С.В., Эшштейн Е.М., Пантелеева Е.Ю. Об эволюции свойств кальцитов в карбонатитовом процессе // Геология месторождений редких элементов. М.: ВИМС, 1972. Вып. 35. С. 132—142.
  5. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
  6. Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л.: Недра, 1969. 285 с.
  7. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 168 с.
  8. Эшштейн Е.М., Кабаньков В.Я. Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов // Сов. геология. 1984. N 8. С. 85—98.
  9. Эшштейн Е.М., Фейгин Я.М., Смирнова Т.А. Ферришпинелиды ультрамафитовых и щелочных пород и общие закономерности распределения титана в шпинелидах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1986. Вып. 3. С. 326—340.

УДК 549.01+550.4:551.2

**В.Н. Румянцев**

## **О МЕХАНИЗМЕ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООТЛОЖЕНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ**

Уже давно геологами-рудниками и минералогами получены данные, свидетельствующие о том, что минеральный мир организован по определенным законам, а не хаотичен. В качестве примеров можно указать на достаточно стандартную зональность минералов, являющуюся результатом закономерной последовательности их отложения из гидротермальных растворов в пространстве, устойчиво повторяющуюся на различных месторождениях последовательность минералоотложения во времени, а также упрощение минерального состава жильных и рудных тел с глубиной.

Не вызывает сомнения тот факт, что поиск причин однообразной последовательности минералоотложения во времени и пространстве необходимо вести среди физико-химических законов, управляющих поведением вещества в гидротермальных растворах. В настоящей статье в развитие [12], с этой целью привлекаются как особенности химизма гидротермальных растворов, так и энергетические особенности самих минералообразующих ионов.

### **ГИДРОЛИЗ КАК МЕХАНИЗМ РАСПАДА КОМПЛЕКСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ**

Характерной особенностью высокотемпературных растворов является резкое усиление гидролитических реакций, что связано с уменьшением констант диссоциации растворенных компонентов (продуктов гидролиза) вследствие уменьшения диэлектрической проницаемости воды и увеличением ее ионного произведения. Например, при повышении температуры до 300°C ионное произведение воды возрастает с  $10^{-14}$  до  $10^{-11,5}$ , а константа диссоциации электролита

уменьшается на 3—4 порядка [1]. В результате константа гидролиза соли возрастает на 5—6 порядков. При температурах около 350°C гидrolитическое воздействие растворителя уже столь значительно, что расщеплению начинает подвергаться хлорид натрия — соль сильной кислоты и сильного основания.

Количественная оценка степени гидролиза бикарбоната натрия, другого довольно распространенного солевого компонента природных гидротерм, проведенная в интервале температур 200—450°C (давление 500—1700 бар) по методике, описанной в [13], также показала, что интенсивность гидролиза соли при повышении температуры (а при постоянной температуре при уменьшении концентрации раствора) существенно возрастает. Так, при указанных температурах степень гидролиза бикарбоната натрия повышается с 1,5 до 11,5% при концентрации раствора 1 моль/л, с 2,5 до 21% при концентрации раствора 0,5 моль/л и с 3 до 30% при концентрации раствора 0,25 моль/л. При переходе от гомогенного состояния к гетерогенному гидролиз усиливается, что связано с отводом части углекислоты, образующейся при реакции, в паровую фазу. Наиболее ощутимо различие в интенсивности гидролиза в гомогенных и гетерогенных системах в разбавленных растворах; с увеличением температуры оно возрастает.

Высокотемпературный гидролиз комплексных соединений, в форме которых осуществляется перенос минерального вещества в гидротермальных растворах, изучен слабо. В работе [12], основываясь на склонности к гидролизу ионов, выступающих в качестве основных лигандов в природных минералообразующих растворах, намечен следующий ряд, характеризующий устойчивость комплексных соединений (при постоянном ионе-комплексообразователе) к гидролизу  $S^{2-} < CO_3^{2-} < F^- < Cl^- < OH^-$ . Устойчивость указанных ионов в растворе определяется кислотностью—щелочностью среды, что необходимо учитывать при оценке их относительной распространенности в реальной природной обстановке.

Для постмагматических процессов характерна пространственная эволюция кислотности гидротермальных растворов, находящая отражение в формировании вертикальной зональности кислотных и щелочных метасоматитов [7]. По представлениям Д.С. Коржинского, природа ее связана с "опережающей волной кислотности", возникающей вследствие более высокой скорости миграции кислотных газов в восходящем потоке гидротермальных растворов. Результаты проведенных экспериментов по изучению кинетики процесса химической дифференциации в гидротермальных растворах, содержащих кислотный летучий компонент, подтверждают это.

Техника и методика проведения экспериментов описаны в [3]. В качестве объекта исследования использовались водные растворы карбоната натрия низкой (0,102 моль/л) концентрации, что исключало возможность образования собственной фазы летучего компонента ( $CO_2$ ), образующегося при гидролизе, из-за его ограниченной растворимости в растворе электролита. Величина градиента щелочности ( $\Delta C$ ) в гомогенных системах значительно (на 1—2 порядка) ниже,

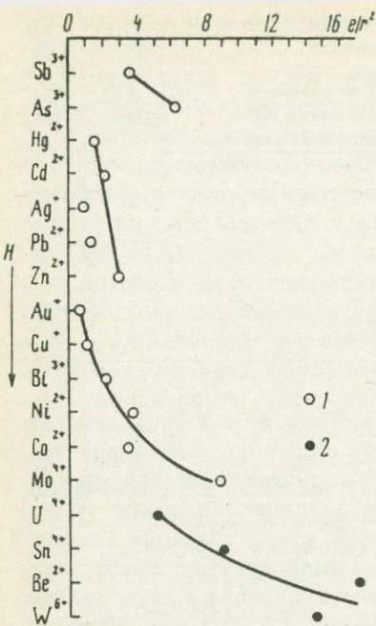
**Концентрационная дифференциация в системе  $H_2O-Na_2CO_3$   
в термоградиентных условиях**

Опыт	Щелочность раствора после опыта, моль/л в автоклавах гантели		$\Delta C$ , моль/л	Объем раствора после опыта, мл в автоклавах гантели		$\Delta V$ , мл	$\tau$ , час
	в верхнем	в нижнем		в верхнем	в нижнем		
1	0,096	0,107	0,011	63,5	63	0,5	0,5
2	0,093	0,112	0,019	65	63	2	1,5
3	0,096	0,111	0,015	68	59	9	8
4	0,097	0,111	0,014	65	60	5	19
5	0,098	0,113	0,015	65	59,5	5,5	55

чем в гетерогенных, поэтому на поддержание в условиях опытов гомогенного состояния обращалось особое внимание. Благодаря высоким значениям градиентов щелочности и диэлектрической проницаемости в гетерогенных системах, как установлено нами экспериментально при изучении гидротермальной кристаллизации кварца, в жидкой фазе на границе раздела пар—жидкость при отсутствии температурного перепада наблюдается кристаллизация в виде узкого гребневидного выступа шириной в основании 1,5—2,5 мм. Условия опытов: температура 300°С, степень заполнения автоклавов 65%, растворы гидроокиси, бикарбоната и карбоната натрия 0,25- и 0,50-молярной концентрации, затравочные пластины ориентированы параллельно грани пинакоида. Обнаруженное явление межфазной кристаллизации в гетерогенных системах в изотермических условиях может быть привлечено для объяснения миграции газожидких включений в минералах. Контроль осуществлялся как по диаграмме *PFT* соотношений (*P* — давление, *F* — коэффициент заполнения, *T* — температура), так и по характерному для гомогенного состояния в термоградиентных условиях соотношению объемов раствора из нижнего и верхнего автоклава гантели (система из двух соединенных автоклавов, на стыке затворных узлов которых размещается вентиль высокого давления, позволяющий в необходимый момент открывать или перекрывать сообщение между ними; в процессе опыта в автоклавах поддерживается разная температура), когда  $V_v > V_n$ . Температура в верхнем (280°С) и нижнем (300°С) автоклавах гантели, а также коэффициент заполнения (0,85) выдерживались постоянными. Щелочность растворов определялась путем титрования соляной кислотой децинормальной концентрации (по метилоранжу). Результаты опытов сведены в таблице.

Как видно из таблицы, изменение  $\Delta C$  и  $\Delta V$  во времени носит сходный характер. Сначала величина  $\Delta C$  и  $\Delta V$  резко возрастает, а затем (после некоторого спада) приобретает постоянное значение (примерно 0,015 моль/л и 5,5 мл соответственно), что свидетельствует об установлении равновесия в системе.

Появление  $\Delta V$  может быть объяснено следующим образом. Благодаря наличию в системе градиента температуры и функциональной зави-



Связь пространственного размещения рудных элементов в эндогенных ореолах с ионным потенциалом ( $e/r^2$ ). Глубина ( $H$ ) дана вне масштаба  
 1 — сульфиды; 2 — кислородсодержащие минеральные формы

симости давления пара воды (основного компонента раствора) от температуры в ней возникает градиент парциального давления. Следствием этого является миграция молекул воды в область с пониженным давлением. Концентрирование воды в зоне с более низкой температурой способствует релаксации градиента давления и является неизбежным процессом, поскольку градиент температуры поддерживается принудительно в течение всего опыта. Аналогичным должно происходить концентрирование и в зоне с более низкой температурой другого летучего компонента — углекислоты, приводящее к возникновению градиента щелочности.

Симбатный характер изменения  $\Delta C$  и  $\Delta V$  во времени свидетельствует в пользу заключения о едином механизме перераспределения летучих компонентов в гомогенных системах в термоградиентных условиях, движущей силой которого является градиент парциального давления. Разная же продолжительность установления равновесия в системе по  $\Delta C$  и  $\Delta V$  свидетельствует о более высокой скорости миграции  $CO_2$  по сравнению со скоростью миграции  $H_2O$ .

Принимается [2], что перенос тяжелых металлов в высокотемпературных условиях осуществляется в виде гидроксокомплексов. В таком случае механизм отложения сульфидов из гидротермальных растворов в процессе их восходящей миграции в условиях снижающейся щелочности можно представить как реакцию кислотного гидролиза  $Na[Me(OH)_3] + H_2S - NaOH + MeS + H_2O$ .

### СВЯЗЬ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ СО СКЛОННОСТЬЮ ОБРАЗУЮЩИХ ИХ ИОНОВ К АССОЦИИИ

Как уже отмечалось нами, гидролиз — химическая реакция, активируемая температурой, и поэтому она резко усиливается в гидротермальных растворах, что составляет их отличительную особенность. Другой характерной особенностью гидротермальных растворов является интенсивное ассоциатообразование. Это связано с понижением диэлектрической проницаемости воды в высокотемпературных условиях и потерей ею свойства ионизирующего растворителя [8]. Тенденция к ассоциации, так же как и к комплексо-

образованию, усиливается по мере увеличения заряда и уменьшения радиуса иона. Поэтому для сравнительной оценки интенсивности ассоциатообразования может быть использован ионный потенциал  $e/r^2$  ( $e$  — заряд,  $r$  — радиус иона), широко используемый в химии комплексных соединений [4]. Как показано в [12], ионный потенциал указанного вида (или, как еще его называют, сила ионного поля) представляет выразительную физико-химическую характеристику, которая может быть привлечена для объяснения ретроградной растворимости породообразующих, жильных и рудных минералов в воде с высокими значениями физико-химических параметров, а также последовательности минералоотложения в гидротермальных растворах.

В качестве другого примера решающего влияния на минералоотложение особенностей ассоциации ионов, образующих минералы, можно привести схему Н. Боуэна, описывающую последовательность кристаллизации главных породообразующих минералов в магматических расплавах, а также зональность рудных элементов в первичных геохимических ореолах. Поскольку рудные элементы в эндогенных ореолах присутствуют в виде собственных минеральных фаз, геохимическая зональность является по существу отражением минеральной [6] и может с полным основанием описываться как минеральная зональность отложения. Связь пространственного размещения рудных элементов, формирующих вертикальную зональность эндогенных ореолов, с ионным потенциалом показана на рисунке.

### О КОНЦЕНТРИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При рассмотрении рудной зональности в эндогенных ореолах привлекает внимание ее явная аналогия с эммонсовской зональностью размещения рудных месторождений относительно гранитоидных интрузивов, на что уже обращал внимание Л.Н. Овчинников [11]. Основываясь на этой аналогии, можно сказать, что в миниатюре рудная зональность отдельных гидротермальных месторождений повторяет региональную (концентрическую) зональность размещения самих месторождений. Такое сходство не может быть случайным и требует объяснения.

По мнению Дж. Сперра и В.Х. Эммонса, основным фактором пространственной дифференциации металлов в восходящих гидротермальных растворах, приводящей к закономерному размещению рудных месторождений относительно материнского батолита, является температура. Предположение Дж. Сперра и В.Х. Эммонса об отложении минералов из раствора в последовательности, обратной их растворимости, не подтвердилось, что в значительной мере дискредитировало названную концепцию. Необходимо отметить, однако, что в последнее время, после длительного увлечения значительной части геологов пульсационной гипотезой С.С. Смирнова, намечается, как указывается А.Д. Канищевым [5], более лояльный подход к представлениям Дж. Сперра и В.Х. Эммонса. Л.Н. Ов-

чинников подчеркивает, что "снижающаяся температура — неизбежная первопричина последовательного минералоотложения в месторождениях" [10, с. 487].

Зональность рудных элементов в пределах отдельных гидротермальных месторождений, как устанавливается при изучении первичных геохимических ореолов, представляет собой зональность отложения. Основным фактором формирования минеральной зональности отложения является температура; следовательно, такую же природу имеет и аналогичная ей региональная зональность размещения месторождений вокруг гранитоидных интрузивов. Такое заключение свидетельствует в пользу представлений Дж. Сперра, В.Х. Эммонса, П.Н. Кропоткина, Е.А. Радкевич, Л.Н. Овчинникова и других исследователей, считающих решающим при формировании концентрической зональности температурный фактор, а не тектонический. Необходимо лишь сделать следующее уточнение. Температура имеет основополагающее значение, но действие ее проявляется опосредованно — через физико-химические факторы, интенсивность которых оказывается функционально связанной с изменением температуры. В числе таких факторов необходимо назвать в первую очередь процессы гидролиза и ионизации растворенных компонентов. Центробежная миграция таких газов, как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ , растворение которых сопровождается увеличением кислотности раствора вследствие усиления процесса ионизации по мере уменьшения температуры, и температурная зависимость степени гидролиза солевых компонентов лежат в основе закономерной кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов повсеместно наблюдающейся в природных условиях.

Основной причиной нарушения "нормальной" последовательности минералоотложения и отклонения от стандартного вида зональности является, по-видимому, локальное изменение кислотно-щелочной обстановки среды в связи с изменением состава вмещающих пород, трещинообразованием, сопровождаемым вскипанием растворов и пр.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гавриш М.Л., Галингер И.С. Гидролиз силикатов лития и натрия в водных растворах при температуре 160—340°C // Журн. неорг. химии. 1967. Т. 12, N 3. С. 823—824.
2. Ганев И.Г. Строение и свойства гидротермальных растворов: Форма миграции минерального вещества // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 3. С. 22—35.
3. Ганев И.Г., Румянцев В.Н. Физико-химические аспекты гидротермального выращивания кристаллов // Кристаллография. 1977. Т. 22, вып. 1. С. 162—167.
4. Гринберг А.А. Введение в химию комплексных соединений. 4-е изд. испр. Л.: Химия, 1971. 632 с.
5. Канищев А.Д. Главные факторы геохимических ассоциаций и вертикальной зональности рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1977. Т. 19, N 6. С. 80—99.
6. Квятковский Е.М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 189 с.
7. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 7—15.

8. Мартынова О.И. Некоторые вопросы растворимости малолетучих неорганических соединений в водном паре при высоких температурах и давлениях // Журн. физ. химии. 1964. Т. 38, N 5. С. 1065—1076.
9. Наумов Г.Б., Дорофеева В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов // Геохимия. 1975. N 2, С. 248—258.
10. Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 443—489.
11. Овчинников Л.Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 238—248.
12. Румянцев В.Н. Роль гидролиза в гидротермальном минералоотложении и природа ретроградной растворимости минералов в воде // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1988. Ч. 117, вып. 1. С. 29—36.
13. Румянцев В.Н., Ганеев И.Г. Гидролиз карбоната и бикарбоната натрия в водных растворах при повышенных давлениях и температурах // Тез. докл. 8-го Всесоюз. совещ. по эксперим. и технич. минералогии и петрографии. Новосибирск. Наука, 1968. С. 122—123.

УДК 553.061.11

**Н.В. Петровская**

## **АВТОЭПИТАКСИЧЕСКИЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭНДОГЕННОЙ КОРРОЗИИ МИНЕРАЛОВ**

Закономерно ориентированные нарастания одних кристаллов на другие, впервые описанные Л. Руайе [24] под названием эпитаксических, уже давно исследуются в связи с разработкой общей теории кристаллизации. Обширная литература посвящена результатам экспериментов и теоретических расчетов, позволяющим судить о факторах развития эпитаكсии — кристаллохимических и кинетико-термодинамических (публикации И.Д. Бернала, Г. Близнакова, П.В. Данкова, Г.И. Дистлера, А.Л. Маккея, Л.С. Палатника, Ю.Д. Чистякова и др.).

В данной статье нет необходимости останавливаться на представлении, существующих в этой весьма сложной области вопросов; ограничимся тем, что упомянем о широко признанном положении, фиксирующем множественность видов эпитаксии. К одному из таких видов не так давно стала относиться автоэпитакия. Это понятие было принято для обозначения закономерно ориентированных нарастаний, при которых кристаллы-наросы и кристаллы-подложки представлены одним и тем же веществом; сростания разнородных кристаллических фаз приобрели название гетероэпитаксических или собственно эпитаксических [11, 15, 16, 17, 22, 23, 25].

Следует отметить, что понятие автоэпитакии имеет не вполне четкие границы. Оно чаще относится к характеру элементарных актов роста кристаллов, называемого эпитаксиальным [3, 20, 21 и др.]. Это же понятие применяется и к новообразованиям, возникающим после перерыва кристаллизации. В обоих случаях механизм образования наростов однотипен: их зародыши появляются на активных

центрах субстрата или на неровностях рельефа его поверхности [9, 18 и др.], однако в аспекте минералогии такие случаи далеко не равнозначны.

Вообще понятие автоэпитаксии редко используется в минералогической литературе, хотя оно, несомненно, применимо при характеристике многих минеральных образований. Главное внимание уделяется проявлениям гетероэпитаксии, признаки которой уже давно обнаруживались минералогами (публикации 1817 г. Е. Гертмана, 1903 г. О. Мюгге и др.); обобщение и анализ этих данных содержатся в трудах А. Ньюхауза, П. Рамдора, А.Г. Бетехтина, В.А. Франк-Каменецкого, Д.П. Григорьева. Высказывалось мнение о развитии эпитаксии почти во всех процессах минералогенеза [22]. Что касается автоэпитаксии, то ее проявления трактовались в основном как следствия прерывистого или непрерывного (при изменении условий) процесса кристаллизации минералов.

Анализ имеющихся материалов позволяет утверждать, что возможности генетической трактовки проявлений природной автоэпитаксии могут быть более широкими, чем признавалось ранее, если учитывать ряд их особенностей, до последнего времени не привлекавших внимания исследователей. При обосновании этого вывода мы ограничимся рассмотрением лишь той разновидности автоэпитаксии, которая проявляется после завершения роста кристаллов-подложек. Назовем ее условно эпигенетической автоэпитаксией. Фактические данные приводятся ниже.

Самородное золото. Закономерно ориентированные новообразования золота на более крупных его индивидах стали рассматриваться как признаки автоэпитаксии лишь в последние десятилетия [12 и др.]. Они были замечены при электронно-микроскопическом исследовании поверхностей тонких кристаллов золота, уплощенных по [111]. Наросты на них представлены пленочными дендритами толщиной менее 0,5 мкм и до 1—5 мкм по наибольшему поперечнику (табл. II, а). Отчетливо проявлена их приуроченность к пересечениям выходов плоскостей скольжения на поверхности кристалла-подложки, очевидно претерпевшего деформацию до появления более поздних зародышей золота. Это позволило считать, что пленочные дендриты золота возникали в период нового отложения или переотложения рудного вещества.

В дополнение к опубликованным данным отметим, что во всех наблюдавшихся случаях наросты золота по толщине были соразмерны друг с другом и на несколько порядков тоньше плоского кристалла-подложки. Замечена еще одна любопытная особенность: обрастаемая поверхность золота местами покрыта мельчайшими изометричными углублениями, которые можно уверенно отнести к ямкам природного травления. В ряде случаев эпитаксические новообразования золота наблюдались в виде цепочек изометрических кристаллов (октаэдров и кубооктаэдров) в сотые доли миллиметра; их грани (111) располагаются параллельно одноименной грани кристалла-подложки ("двойниковая" эпитаксия по Митчелу и Кори). Так же как в отмеченных выше случаях, они расположены вдоль выходов

плоскостей скольжения на обрастаемой поверхности, или по кольцевидным зонам — выходам границ блоков мозаики, наличие которых в золоте ранней генерации доказано при помощи метода микролауэграмм [13].

Размеры автоэпитаксических наростов на индивидах самородного золота в пределах одного и того же месторождения довольно постоянны и редко превышают несколько микрон в поперечнике. Вместе с тем в образцах из отдельных золоторудных месторождений замечались относительно крупные наросты, причем только на больших золотилах (табл. II, б). Таковы группы октаэдров позднего золота, прикрепленные к краям углублений на поверхности уральских самородков. Уникальный образец наростов подобного рода был найден на Урале и кратко описан А.П. Смолиным [14]. Местом его нахождения являлась пустотка в кварцевой жиле. Декорированная наростами поверхность золота шероховатая, мелкоямчатая, по-видимому, корродированная. На скопления золота ранней генерации местами нарастают мелкие кристаллики кварца, судя по всем данным, переотложенного.

Таким образом, исследования достаточно многочисленных автоэпитаксических новообразований самородного золота подтверждают упомянутый выше вывод о преимущественном развитии явлений автоэпитаксии до завершения эндогенного минералогенеза в период локального растворения и переотложения рудного вещества.

Для проверки такого вывода был выполнен следующий эксперимент. Капля реагента, энергично растворяющего золото (смесь  $\text{HCl}$  и  $\text{HNO}_3$ ) оставлялась на исследуемой поверхности на некоторое время. После насыщения раствора золотом на корродированной поверхности возникали наросты, по формам и расположению аналогичные природным автоэпитаксическим новообразованиям (табл. III). В зонах окисления месторождений и в россыпях, где золото также переотлагалось, его наросты на первичных золотилах лишены правильной ориентировки. Очевидно, что автоэпитаксия являлась механизмом регенерации "свежих" участков растворения.

Сульфиды. Наросты, в общих чертах подобные отмеченным на поверхности самородного золота, обнаруживаются на гранях кристаллов арсенипирита (табл. IV). Характерны их плоские формы, псевдогексагональный облик, развитие визуально определенных граней (101), (201), двойники по {101} и, вероятно, по {012}, для которых обычны звездчатые сростания. Новообразования декорируют ступени роста грани кристалла-подложки, наследуя их очертания.

Наросты менее правильных форм были встречены на естественных сколах кристаллов арсенипирита. Они приурочены к ямкам природного травления и закрывают их своими телами; многие соседние ямки остаются "свободными". Величина большинства наростов не превышает 0,5—1,0 мкм.

Пластинчатые наросты пирита на кристаллах того же минерала наблюдались в основном на гранях куба, реже — октаэдра. Некоторые исследователи использовали для их изучения методы фазово-контрастной микроскопии и интерферометрии [19].

Плоские кристаллики пирита шестигранных очертаний замечались нами на сколах зерен пирита ранней генерации из медно-колчеданных руд. Развитые их поверхности достигают по поперечнику 5 мкм, при толщине не более 1,0—0,2 мкм. Местами тонкие кристаллы образуют дендритовидные сростки с признаками зонального строения. Взаимное положение их не строго однообразное, что может быть связано с мозаичным строением индивида-подложки.

Автоэпитаксические наросты встречаются также на гранях кристаллов и на природных сколах зерен халькопирита, галенита и других сульфидов.

Кварц. К проявлениям эпигенетической автоэпитаксии могут относиться весьма многочисленные случаи нарастания закономерно ориентированных мелких кристаллов кварца на его более крупных кристаллах, описанные Г.Г. Леммлейном [10], Д.П. Григорьевым [6], В.С. Балицким [2] и другими исследователями. Такая ориентировка отличает их от поздних выделений кварца, расположение которых не подчиняется законам автоэпитаксии. Автоэпитаксические наросты обычно образуются на поверхности граней гексагональной призмы кварца. Местами они наблюдаются в виде "шубы" однотипно ориентированных кристалликов, у которых обычно развиты грани положительных и отрицательных ромбоэдров (табл. IV, б); ромбоэдры основного кристалла, как правило, свободны от таких "шуб". Особенностью кристаллов-наростов на кварце, как и на других минералах, является их соразмерность друг с другом, при величине на несколько порядков меньшей, чем кристаллы-подложки. В отдельных участках между наростами замечаются ямки природного травления кварца. Такие ямки неоднократно замечались исследователями этого минерала и воспроизводились в лабораторных условиях [4 и др.].

В тех случаях, когда процессы коррозии граней кристаллов и последующего отложения (или переотложения) кварца были существенно разделены во времени, автоэпитаксические наросты не развивались. Об этом свидетельствуют данные изучения стенок относительно крупных коррозионных углублений, на которых обнаруживается сыпь мелких кристалликов карбоната. Здесь ориентировка кристаллов кварца поздних генераций не проявляет зависимости от расположения поверхности кристалла-подложки, причем не редко замечаются признаки ортотропического их роста.

Можно предположить, что природное травление сколов кварцевых агрегатов предшествовало образованию паркетовидного рельефа регенерации на поверхностях трещин, секущих кварцевые жилы. Работы по проблеме регенерации поврежденных граней кристаллов имеют уже длительную историю. Характеристике состояния этой проблемы и анализу накопленных материалов исследований посвящены многие статьи и монографии, однако, по мнению некоторых авторов [1], сколько-нибудь полной теории регенерации еще не создано. Определен лишь ряд ее положений, базирующихся на концепции равновесной формы многогранников, на правиле И.И. Шаф-

рановского о преимущественном развитии граней, близких к ориентировке регенерируемых поверхностей, на экспериментально установленных данных о морфологической неустойчивости таких поверхностей и предпочтительном развитии новообразований в местах новых обнажений дефектов кристаллической структуры минералов. Эти положения в полной мере применимы для объяснения автоэпитаксических новообразований на сколах кварца.

Признаки паркетовидного зарастания поверхностей трещин, секущих кварцевые агрегаты, замечаются почти во всех гидротермальных месторождениях. По нашим наблюдениям, они распространены преимущественно в тектонически мобильных участках месторождений, где автоэпитаксические наросты могли появляться на свежих или подновленных поверхностях сколов. Ориентировка наростов на них непосредственно зависит от ориентировки каждого зерна-подложки и меняется от зерна к зерну, позволяя различать их границы. Толщина слоя наростов от долей миллиметра, до 1—2 мм. Более узкие трещины оказываются полностью залеченными, фиксируясь системами тонких "псевдожилок". Связи описанных новообразований кварца с явлениями автоэпитаксии представляются очевидными.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что признаки автоэпитаксии, условно именуемой эпигенетической, выявляются при изучении минералов разных классов: самородных элементов, сульфидов, силикатов, карбонатов и, вероятно, многих других. Важно то, что они должны рассматриваться как индикаторы определенных событий в геологической жизни минеральных образований. Об этих событиях говорят следующие особенности, общие для характеризующих явлений.

Малые размеры подавляющего большинства автоэпитаксических новообразований, вероятно, являются следствием ограниченного питания их роста. Концентрация вещества, питавшего такой рост, могла быть значительно ниже той, которая необходима в случаях гетероэпитаксии [11]. Этим может быть объяснено относительно широкое распространение автоэпитаксических новообразований в природных условиях. Приуроченность наростов к индивидам минералов ранней генерации и следы коррозии минералов-подложек позволяет предполагать, что растворы, под действием которых возникли автоэпитаксические наросты, насыщались необходимым для них веществом в процессе коррозии кристалла-подложки. Это предположение, как показано выше, получило экспериментальное подтверждение при исследовании рельефа частиц самородного золота.

Среда, в которой зарождались автоэпитаксические новообразования, обладала малой подвижностью, иначе продукты растворения минералов ранних генераций неизбежно удалялись бы за пределы участков развития характеризующих явлений. Не исключено, что в некоторых условиях автоэпитаксия сопровождала новый привнос минералообразующих элементов, однако в таких условиях чаще развивались структуры инкрустации.

Растворение минеральных индивидов, служивших подложками для последующих наростов, играло еще одну важную роль. С его участи-

ем поверхности индивидов и их сколов по трещинкам, неизбежно со временем менявшихся по характеру (сорбционные пленки, припылки пылевидных частиц и т.д.), могли приобретать то свойство чистоты, которое необходимо для любых эпитаксических новообразований. Коррозия поверхности минеральных индивидов должна была непосредственно предшествовать автоэпитаксии, в иных случаях чистота их не могла бы сохраняться. Таким образом, явления коррозии минералов и автоэпитаксии представляются взаимосвязанными и сопряженными во времени. Есть основания предполагать, что эти явления развивались до полного остывания гидротерм в условиях, отвечающих определенной "температуре ориентации" наростов, выше и ниже которой подобная ориентация затруднена [9 и др.].

Расположение кристаллов-наростов всюду определялось ориентировкой поверхности кристалла-подложки. Экспериментальные данные Г.И. Дементьевой [7] выявили разновидности их взаимного положения: (111) // (111); (100) // (100); (111) // (001).

Отмеченные особенности автоэпитаксических наростов позволяют отличать их от поздних выделений минералов, связанных с новым привнесом кристаллообразующих веществ. Распространение таких выделений в большинстве случаев не ограничивается поверхностями минеральных индивидов ранних генераций того же состава, а их расположение, как показано выше, далеко не всегда зависит от ориентировки кристалла-подложки, поверхности которых уже изменены ("отравлены"). Для них не характерно постоянство размеров индивидов в каждом участке инкрустируемой поверхности, что свойственно автоэпитаксическим наростам. Их состав не проявляет зависимости от состава кристалла-подложки. Наконец, их отличают ассоциации с другими минералами поздних генераций.

Неравномерное развитие автоэпитаксических наростов может быть следствием нескольких причин. К главным из них относится образование таких наростов предпочтительно в местах дефектов структуры индивидов-подложек, часто электрически заряженных, вокруг которых обычно возникают поля упругих напряжений [5, 11, 25 и др.]. С этих позиций понятна приуроченность природных автоэпитаксических новообразований к зонам деформаций, в частности к выходам интраминерализационных трещин и плоскостей скольжения на поверхности индивидов-подложек, к границам блоков мозаики и к другим зонам сосредоточения дислокаций в минералах ранних генераций. Несомненно сказывалось также влияние рельефа поверхностей подложек [3, 18], например, ступеней роста граней, декорируемых автоэпитаксическими наростами и т.п.

Еще не ясно значение для генетической минералогии гипотез последовательного развития эпитаксиальных наростов при коалесценции подвижных трехмерных зародышей кристаллов в условиях возникновения пограничного с кристаллом метастабильного особого строения слоя растворов, а также при последующей перекристаллизации и активного роста в отдельных участках кристалла-подложки [8, 17, 18 и др.]. Может быть, в таких гипотезах кроются объяснения вариаций форм природных автоэпитаксических

наростов: в одних случаях — пленочных дендритовых или метакolloидных (прекращение роста на первых стадиях развития автоэпитаксии), в других — грибовидных (разрастание после скачкообразного процесса перестройки пограничного слоя растворов). Подобные размышления по поводу вариаций форм автоэпитаксических наростов, конечно, не могут претендовать на строго научное объяснение фактов; их целью является только привлечение к таким фактам внимания исследователей.

Что касается габитуса закономерно ориентированных наростов, то он, согласно с теорией эпитаксии, в большой мере зависит от ориентировки по отношению к структуре кристаллов-подложкам (РВС-векторов Хартмана—Пердока, определяемых числом цепей сильных связей).

Выявляется зависимость вариаций форм наростов от генетического типа месторождений, особенно от условий рудообразования на разных уровнях глубин: в ряду месторождений от глубинных к малоглубинным формы автоэпитаксических наростов на минералах становятся все более разнообразными и наряду с простыми многогранниками чаще встречаются тончайшие пленочные наросты дендритов. Такая закономерность представляется следствием увеличения изменчивости режима минералообразования с приближением к земной палеоповерхности и частого возникновения в верхних зонах резко неравновесных соотношений в системах растворы—минеральные агрегаты.

В целом явления автоэпитаксии характерны для прерывистых процессов рудообразования, когда пульсирующие изменения термодинамического режима вызывали существенное нарушение равновесий в системах жидких и твердых фаз и частичное растворение ранее отложенного рудного вещества. Признаки автоэпитаксии могут служить объективными показателями таких условий формирования руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Асхабов А.М.* Регенерация кристаллов. Л.: Наука, 1979. 172 с.
2. *Балицкий В.С.* Структурно-морфологические особенности кристаллов кварца как индикаторы физико-химических условий минералообразования // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Наука, 1972. С. 131—138.
3. *Бонев Ив.* Некоторые случаи изменения облика кристаллов при эпитаксиальном росте // Рост кристаллов. М.: Наука, 1968. Т. 8. С. 2—11.
4. *Буканов В.В.* Новые данные о растворении и регенерации кристаллов природного кварца // Тр. Ин-та геологии Урал. отд-ния АН СССР, 1971. Вып. 15. С. 35—40.
5. *Власов В.П., Герасимов Ю.М., Дистлер Г.И.* Электрический рельеф поверхности кристаллов-подложек как определяющий фактор в процессах зародышеобразования и роста // Кристаллография. 1970. Т. 15, вып. 2. С. 346—352.
6. *Григорьев Д.П.* Онтогенез минералов. Львов. Изд-во Львов. ун-та. 1961. 278 с.
7. *Дементьева Г.И.* Об индукционных поверхностях на кристаллах. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Т. 92, С. 420—433.
8. *Дьюлаи З.* Образование зародышей КВг в водных растворах // Рост кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 98—103.
9. *Козлова О.Г.* Рост и морфология кристаллов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 353 с.
10. *Леммлейн Г.Г.* Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.
11. *Палатник Л.С., Папиров И.И.* Эпитаксиальные пленки. М.: Наука, 1971. 362 с.

12. *Петровская Н.В.* Явления автоэпитаксии при неоднократном отложении самородного золота в процессе рудообразования // *Минералогия и минералогическая кристаллография.* Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1971. С. 28—32.
13. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.
14. *Смолин А.П.* Самородки золота Урала. М.: Недра, 1970. 142 с.
15. *Франк-Каменецкий В.А.* Природа структурных примесей в минералах. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 235 с.
16. *Чернов А.А.* Процессы кристаллизации // *Современная кристаллография.* М.: Наука, 1980. Т. 3. С. 7—232.
17. *Чистяков Ю.Д.* Механизм процесса ориентированного нарастания кристаллических веществ (эпитаксия) // *Рост кристаллов.* М.: Наука, 1968. Т. 10. С. 258—263.
18. *Шефталъ Р.Н.* Процессы эпитаксиального роста монокристаллических пленок // *Рост кристаллов.* М.: Наука, 1974. Т. 10. С. 48—61.
19. *Endo Y., Sunagawa I.* Macro- and micro-morphology of quartz and pyrite. Pt 2. Surface structures of pyrite // *Pap. and Proc. V Gen. Meet. Intern. Miner. Assoc., Cambridge, 1966. L., 1968. P. 75—84.*
20. *Epitaxial growth.* N.Y.; San Francisco; L.: Acad. press, 1975. Pt A. 368 p.
21. *Jain R.K., Trigunayat G.C.* Nucleation and epitaxial growth of polytypic crystals // *J. Cryst. Growth.* 1968. Vol. 2, N 5. P. 267—270.
22. *Kleber W., Mietz J.* Orientierungserscheinungen in Mineralassoziationen // *Freiberg. Forschungsh. C.* 1968. N 230. S. 67—73.
23. *Mugge O.* Die regelmässigen Verwachsungen vor Mineralen verschieden der Art // *Neues Jb. Mineral. Beil.* 1903. Bd. 16. S. 93—98.
24. *Royer L.* Recherches, experimentales sur l'épitaxie on orientation mutuelle de cristaux d'especes differentes // *Bull. Soc. franc. miner.* 1928. Vol. 51, N 1/2. P. 21—31.
25. *Royer L.* (De l'épitaxie; quelques remarques sur les problemes qu'elle souleve) // *Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr.* 1954. Vol. 77, N 4/6. P. 1004—1028.

УДК 552.33:553.22:549.752.215+ 549.752.322:537.533.35

**Т.Н. Шурига, В.С. Гайдукова, Г.Н. Нечелюстов**

## **МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ СУБЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ**

В 60-х годах в Сибири были выявлены массивы метасоматически измененных субщелочных гранитоидов, отличающихся большим разнообразием редкометалльных минералов. Наиболее полная характеристика этих массивов приведена в работе В.С. Кудрина с соавторами [1]. Отличительной чертой подобных метасоматических образований являются повышенные концентрации ниобия, тантала и циркония в сочетании с редкими землями, торием, ураном, литием, рубидием, свинцом, цинком, а также резко выраженная фторидная специализация с образованием относительно редких в природе минералов фтора (криолит, томсенолит, ральстонит, пахнолит и др.), что обусловило их геохимическое своеобразие.

Главные редкометалльные минералы представлены колумбитом, пирохлором, весьма характерен торит, постоянно присутствуют гагаринит и иттрофлюорит. Важнейшими типоморфными минералами этих образований являются литиевые слюды — полилитионит,

циннвальдит, протолитионит, литиево-железистый мусковит, литиевый фенгит.

Большинство минералов имеет сложный и изменчивый состав, присутствует в виде нескольких генераций, различающихся по размеру и морфологии кристаллов, а также по составу, структурным особенностям и физическим свойствам, что обусловлено многостадийным и длительным процессом минералообразования и изменением этих минералов на поздних стадиях.

Современные методы исследования, в частности микрозондовый, электронномикроскопический и оптикоспектроскопический, позволили уточнить состав редкометальных минералов и установить распределение основных и примесных компонентов в них, выявить тонкие особенности микростроения минералов — наличие неоднородностей, блочности, деформационных структур. Были установлены явления выщелачивания и переотложения вещества, которые обусловили появление своеобразных "микрогенераций" и типоморфных микроассоциаций в различных генерациях этих минералов.

Редкометальная минерализация в метасоматитах генетически связана с натриевой и литиевой стадиями метасоматоза, которые наиболее четко фиксируются последовательной сменой цветных минералов — рибекита эгирином, а затем — литиевыми слюдами. Эволюция редкометальной минерализации идет в направлении увеличения содержания тантала в колумбитах и гафния в цирконах поздних стадий, что отражает основную тенденцию процесса минералообразования — возрастание кислотности растворов. Различия в условиях роста минералов и скорости их кристаллизации обусловили морфологические особенности выделений редкометальных минералов и различную степень совершенства их кристаллической структуры.

Одним из наиболее ранних тантало-ниобатов является пирохлор. Его образование связано со стадией натриевого метасоматоза. Для него характерны октаэдры, иногда слегка уплощенные. Размеры зерен составляют десятые доли миллиметров. Минерал прозрачен и полупрозрачен, имеет на сколе полужирный блеск, на гранях до алмазного, полураковистый излом, очень хрупок. Окраска пирохлора варьирует от светло-желтой до красновато- и темно-бурой, оливково-зеленой и смоляно-черной, что, по-видимому, связано с изменчивостью его состава и других физических свойств, а также с различной степенью изменения пирохлора и его внутренней микронеоднородностью. Этим же объясняется изменчивость его физических свойств. Так, плотность пирохлора —  $4,0-4,5 \text{ кг/м}^3$ , микротвердость —  $320-450 \text{ кг/см}^2$ . По магнитной восприимчивости выделены диамагнитные и слабо магнитные разновидности ( $\chi=4,6 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$ ).

Все разновидности пирохлора рентгеноаморфны и обнаруживают кристаллическую структуру после прокаливания до  $900^\circ$  в течение 1 часа. Размер элементарной ячейки  $a_0=10,43-10,45 \pm 0,01 \text{ \AA}$ .

Микрозондовые исследования показали, что микронеоднородность большинства оптически однородных зерен пирохлора вызвана неравномерным распределением основных компонентов и наличием тончайших

Таблица 1

Химический состав пирохлора  
по данным рентгеноспектрального микроанализа (в %)

Номер образца	8/80, темно-коричневая			8/80 зеленовато-желтая	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	53,1—56,1	47,8—56,1	54,9	50,4—55,6	54,9
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7,6—8,1	6,6—7,7	6,4—7,8	6,4—7,5	7,2
TiO <sub>2</sub>	1,1	1,3	1,1	0,8—1,2	1,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3—2,2	0,3—1,5	0,3—4,8	0,2—2,0	0,6
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	4,4	5,4	3,5—5,6	5,4
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	0,9	1,4	1,3—1,5	1,4
UO <sub>2</sub>	8,4	8,9	8,4	7,0—8,5	8,7
ThO <sub>2</sub>	0,7—2,5	1,8—2,7	0,3—2,1	0—1,5	0,4—0,8
PbO	5,8—6,2	5,6	5,8	6,0—7,5	7,0—11,5
CaO	2,1	2,2	0,9—2,3	1,2—1,9	1,7—2,1
Na <sub>2</sub> O	—	0—3,5	0—0,4	—	—
Сумма					

микровключений торита, касситерита, циркона, минералов редких земель, железа и кремния.

Пирохлор обогащен танталом (4—9% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), ураном (7—10% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) редкими землями (10—12% TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) с преобладанием церия и лантана, свинцом (4—10% PbO), водой (6—7% H<sub>2</sub>O). По данным микрозондового анализа, свинец, уран и редкие земли изоморфно входят в состав пирохлора. Небольшая часть редких земель фиксируется в виде включений собственного редкоземельного минерала — бастнезита, приуроченного к микротрещинам в пирохлоре (табл. V, а—г).

Содержание свинца в пирохлоре очень непостоянно, в отдельных участках оно достигает 20—30%. На растровых изображениях пирохлора можно видеть, что резко обогащенные свинцом участки обычно совпадают с трещинами (табл. V, д—е) или имеют неправильные очертания с извилистыми границами. Размер их не превышает 20—30 мкм. По сравнению с матрицей обогащенный свинцом пирохлор более гидратирован и имеет повышенные содержания железа и кремния.

В пирохлоре постоянно фиксируются торий (0,3—2,7%) и олово (0,3—0,6%), связанные с наличием ультратонких включений торита размером от долей мкм до 1—2 мкм, весьма неравномерно распределенных и приуроченных к границам зерен или микротрещинкам, окислов типа ThO<sub>2</sub> и касситерита. Изоморфная примесь тория в пирохлоре, по данным микрозондового анализа, не превышает 1%.

Включения хорошо ограниченных кристаллов циркона размером до 40—50 мкм не обнаруживают каких-либо закономерностей в распределении. Электронно-микроскопическим исследованием установлена повсеместная коррозия пирохлора и проявление вторичной блочности.

Химические анализы пирохлора приведены в табл. 1. Пересчет

УТ, светло-желтая 10			29/80, светло-желтая 7		
53,7	55,4	54,4	49,5—55,2	52,1	50,5—52,7
4,5—6,3	7,5	7,2	5,6—8,0	6,7	5,7
0,4—1,7	1,2	1,2	1,4—1,5	1,4	1,0—1,4
0,3—2,7	0,7	0,3	1,5—1,7	0,6	0,3—2,8
5,3	5,8	5,5	4,5—4,9	4,9	5,1—5,4
1,3	1,4	1,5	0,8—1,0	0,9	1,1
8,2	8,4	8,6	8,1—9,9	10,7	7,9—8,4
0,3—0,9	0,9	0,4—0,8	0,4—0,7	0,6	0,6—0,9
4,5—7,1	4,8	4,5—6,6	4,3—4,7	10,6	4,0—4,6
1,7—2,9	2,6	2,2	1,1—2,9	2,2	1,3—1,8
—	—	—	0,1—0,2	—	—
	88,2			88,7	

химических анализов на кристаллохимические формулы сделан для наиболее однородных участков этого минерала. При расчете формул за основу взято постоянное количество катионов группы В-2.

Анализ 10.  $(Ca_{0,18}Ce_{0,13}La_{0,02}U_{0,18}Pb_{0,21}Th_{0,01})_{0,73}Nb_{1,75}Ta_{0,13}Ti_{0,09}Fe_{0,03})_{2,00}O_6(OH, F)$ .

Анализ 7.  $(Ca_{0,20}Ce_{0,15}La_{0,04}U_{0,13}Pb_{0,09}Th_{0,01})_{0,62}(Nb_{1,76}Ta_{0,14}Ti_{0,06}Fe_{0,04})_{2,00}O_6(OH, F)$ .

Состав изученного пирохлора не укладывается в идеальную формулу  $A_2B_2X_7$  и близок к  $AB_2X_7$ . Значительный дефицит катионов в группе А при отсутствии натрия может быть обусловлен рядом причин: вхождением в структуру катионов с большей валентностью, замещающих низковалентные катионы; метамиктным распадом; гидратацией; явлениями ионного обмена. Следует отметить, что наименее измененные разновидности пирохлора содержат до 4% натрия. Можно предположить, что состав протоминерала был близок к стандартному, в котором кальций частично замещался редкоземельными элементами и ураном. Содержание свинца обнаруживает четкую зависимость от степени изменения пирохлора. Видимо, в процессе изменения пирохлора произошло выщелачивание натрия и кальция с привнесом свинца и некоторого количества воды.

Колумбит широко распространен в редкометалльных метасоматитах, являясь важнейшим тантало-ниобиевым минералом. Он образуется в течение длительного времени на разных стадиях метасоматического процесса, что приводит к широким вариациям его состава. По парагенетическим ассоциациям достаточно четко выделяется 3 генерации колумбита, которые различаются по составу, размеру и морфологии кристаллов, структурным особенностям и физическим свойствам.

Колумбит I генерации ассоциирует с пластинчатым полилитионитом, альбитом, криолитом и цирконом. Для него характерна таблитчатая или призматическая форма кристаллов, размер зерен 0,2—0,5 мм. Окраска минерала черная, иногда темно-красная с отчетливым просвечиванием и плеохроизмом в вишнево-красных тонах. Блеск сильный металлический, излом полураковистый. Плотность 5,5. Значение магнитной восприимчивости ( $\chi=30,9—37,4 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг) близко к расчетной для идеального состава колумбита и не зависит от напряженности магнитного поля, что свидетельствует о чистоте минерала и является характерной особенностью колумбита, имеющего упорядоченную структуру. Высокая структурная упорядоченность подтверждена рентгенографическими и мессбауэровскими исследованиями. По химическому составу это ниобиевая разновидность (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 74—78%), с небольшим содержанием тантала (Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=1,6—4,3%) и высоким ниобий-танталовым отношением (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=17—25). Колумбит I является железо-марганцевой разновидностью с незначительным преобладанием марганца над железом (таблица 2). Содержание титана 0,1—0,8%, редко — до 1,5%. По данным микронзондового анализа колумбит довольно однороден, хотя отмечаются локальные участки с низким содержанием тантала (1,6—1,8%) и соответственно высоким ниобий-танталовым отношением (43—48).

Для колумбита второй генерации (колумбит II) характерна ассоциация с мелкочешуйчатым агрегатным мусковитом, торитом, ксенотимом. Он образует зерна размером в сотые доли миллиметра пластинчатой, мелкопризматической или чаще неправильной, либо изометричной формы, имеющие тонкоагрегатное строение. Цвет минерала черный, блеск матовый, излом неровный. Плотность значительно ниже (4,7—4,8) по сравнению с плотностью колумбита I. Магнитная восприимчивость зависит от напряженности магнитного поля и варьирует от 14 до  $26 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг, что ниже значений, установленных Н.В. Добровольской и В.Л. Лавровой для колумбитов (25— $40 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг), и, несомненно, связано с микронеоднородностью колумбита II генерации и присутствием в нем диамагнитных минералов, снижающих значение магнитной восприимчивости.

По данным ИК-спектроскопии и мессбауэровской спектроскопии колумбит II имеет низкоупорядоченный аксиолитовый тип структуры.

Весьма существенны отличия химического состава колумбита II от колумбита I. В колумбите II отмечено высокое содержание тантала (Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=4,7—8,7%), низкое содержание ниобия (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=50—67%) и низкое ниобий-танталовое отношение (7,6—13,9). В исследованных образцах железо обычно незначительно преобладает над марганцем (табл. 2). Мессбауэровскими исследованиями установлено исключительное присутствие трехвалентного железа в этой разновидности колумбита. Характерно наличие олова (0,5—0,9%) и высокое содержание титана (2,9—5,4%). По данным микронзондового анализа колумбит II крайне неоднороден, так как содержит большое количество микровключений других минералов. В нем постоянно фиксируется кальций, уран, торий, редкие земли, алюминий, Na и K.

Наличие радиоактивных элементов обусловлено включениями тории-

Таблица 2

Химический состав колумбита  
по данным рентгено-спектрального микроанализа (в %)

Генерация	№ обр.	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO*	MnO	TiO <sub>2</sub>	SnO	Сумма	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
I; Ут-18	1	74,4	4,3	11,2	9,9	0,3	—	100,1	17
	2	78,0	1,8	11,7	8,8	0,1	—	100,4	43
	3	76,0	3,8	10,3	10,3	0,2	—	100,6	20
	4	76,3	3,0	9,8	11,0	0,2	—	100,3	25
	5	75,0	3,8	10,8	9,7	0,3	—	99,6	20
	6	74,6	3,7	10,8	10,6	0,3	—	100,0	20
I	6004	76,0	2,7	10,9	9,8	0,1	—	99,5	28
	6004	74,1	3,3	9,8	11,1	0,2	—	98,5	22
	6004	75,2	2,1	11,6	9,5	0,3	—	98,7	36
	6004	77,0	1,6	14,6	5,9	1,5	—	100,6	48
	6015	77,8	2,4	9,5	10,9	0,3	—	100,9	32
	6015	76,0	3,1	10,4	10,4	0,2	—	100,1	25
	6015	76,3	2,2	9,0	11,8	0,8	—	100,1	35
	6015	78,1	2,3	9,0	11,2	0,3	—	100,9	34
	6015	78,1	2,2	9,6	11,1	0,3	—	101,3	36
	6015	77,0	2,2	9,6	11,2	0,5	—	100,5	35
	6015	74,6	4,2	10,9	11,1	0,2	—	101,0	18
	6015	75,6	3,9	10,5	10,3	0,1	—	100,4	19
II	1	63,9	8,3	9,3— 12,6	7,7— 11,1	4,5	0,9		7,6
	2	64,9	7,4	8,4	9,4	3,2	Не опр.	93,3	8,7
	3	65,4	4,7	8,3	11,1	5,4	То же	94,9	13,9
	4	67,4	8,7	12,7	7,8	2,9	"	99,5	7,7
	5	68,2	6,5					0,66	10,5
II;	УТ-17	65,1	7,2				0,52		9,0
	То же	67,5	7,1				0,61		9,5
III	1	51,5	8,8						5,9
	2	49,3	8,1						6,1
	3	49,1	7,7						6,4
	4	52,4	7,2						7,3
	5	45,4	7,9						5,7
	6	46,8	8,1						5,8
	7	56,8	9,1						6,2
	8	52,8	8,5						6,2
	9	48,5	8,9						5,4
	10	45,7	8,4						5,4
	11	46,9	7,4						6,3

\* — для колумбита II приведены содержания железа в пересчете на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

анита и урансодержащих минералов (табл. VI, а—в). Микронзондовым исследованием установлены обильные включения калиевого полевого шпата характерной угловатой формы (табл. VI, г—е).

Наиболее чистые разности колумбита II имеют состав  $Nb_2O_5=67,4\%$ ,  $Ta_2O_5=8,7\%$ ,  $TiO_2=2,9\%$ ,  $Fe_2O_3=12,7\%$ ,  $MnO=7,9\%$  сумма — 99,5%, микронзондовый анализ.

Колумбит II часто замещает пироксид, иногда с образованием практически полных псевдоморфоз. В шлифах и полированных брикетах отмечено присутствие реликтов пироксидов среди колумбита II. Наблюдается также замещение колумбитом II более раннего по времени образования колумбита I по краям кристаллов и по тонким трещинам, что приводит к образованию неоднородных зерен с переменным содержанием основных компонентов.

Микроннеоднородность колумбита II, в частности, присутствие значительного количества вростков силикатов, обусловила понижение его плотности и необычные магнитные свойства.

Размер зерен колумбита III — сотые-тысячные доли миллиметра. Он образует вростки в альбите, кварце, цирконе, торите. По данным микронзондового анализа, содержания основных компонентов в колумбите III варьируют в следующих пределах:  $Nb_2O_5=45-57\%$ ,  $Ta_2O_5=7,2-9,1\%$ ,  $Nb_2O_5/Ta_2O_5=5,4-7,3$ . Рентгеноструктурное исследование колумбита III, выделенного в результате центрифугирования тонкорастертого кварцполевошпатового материала, выявило неупорядоченную структуру иксиолитового типа, что, может быть, связано, по аналогии с колумбитом II с преобладанием трехвалентного железа в составе колумбита III.

Циркон является характернейшим минералом редкометалльных метасоматитов. Подобно колумбиту, его образование происходило в течение длительного периода, начиная с наиболее ранних высокотемпературных стадий щелочного метасоматоза вплоть до заключительной стадии грейзенизации. Однако выделить в "чистом виде" отдельные генерации циркона не представляется возможным. Можно лишь говорить об общих тенденциях изменения его состава и свойств в ходе процесса минералообразования.

Циркон образует хорошо ограненные бипирамидальные кристаллы размером от десятых долей миллиметра до 2—3 мм. Окраска минерала очень разнообразна; от светло-коричневой и светло-серой до темно-бурой, красновато-бурой и кирпично-красной. Кристаллы размером менее 0,16 мм обычно светлоокрашенные и прозрачные, темноокрашенные разновидности полупрозрачны. Характерной особенностью циркона является зональное строение зерен, наиболее ярко выраженное в крупных кристаллах. Внешние зоны, слабо окрашенные, бесцветные и прозрачные в проходящем свете, с высоким двупреломлением, интенсивно люминесцируют желтым цветом в ультрафиолетовых лучах. Внутренняя основная по объему часть кристаллов коричнево-бурая, полупрозрачная, с большим количеством точечных непрозрачных включений темно-бурого цвета, которые затушевывают эффект анизотропии и люминесценции.

По данным рентгеноструктурного и ИК-спектроскопического ис-

Таблица 3

Вариации состава (в %) внешних и внутренних зон циркона по данным микрорзондового анализа (обр. 22)

Зона кристалла	ZrO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZrO <sub>2</sub> /HfO <sub>2</sub>
Центральная	59—65	1,3—3,4	31,3—32,9	0,2—0,8	46—19
Краевая	57—64	2,2—8,8	31,8—33,1	0,2—0,6	29—7

следований циркон имеет хорошую кристаллическую структуру. Величины межплоскостных расстояний основных наиболее интенсивных линий полностью совпадают или близки к таковым кристаллического циркона. На ИК-спектрах фиксируются характерные для циркона полосы поглощения в области 900 и 620 см<sup>-1</sup>.

Плотность циркона колеблется незначительно (4,3—4,5). Изученный циркон характеризуется необычными магнитными свойствами (по данным Н.В. Добровольской). В большинстве случаев циркон диамагнитен. В то же время часть циркона имеет магнитную восприимчивость  $0,5—2,8 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг, зависящую от напряженности магнитного поля, что обусловлено присутствием в составе циркона механических примесей парамагнитных ионов, а также за счет интенсивного пропитывания некоторых зерен красно-бурыми гидроокислами железа. Наибольшее значение магнитной восприимчивости имеют красно-бурые и кирпично-красные разновидности ( $\chi=2,2—2,8 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг). Мелкий циркон наиболее чистый, имеет низкую магнитную восприимчивость —  $0,5 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг. Встречается циркон, в котором магнитная восприимчивость не зависит от напряженности магнитного поля ( $\chi=1,2—1,7 \cdot 10^{-9}$  м<sup>3</sup>/кг), что обусловлено, во-первых, изоморфными замещениями диамагнитного иона Zr<sup>4+</sup> на парамагнитные из группы редких земель и железа, а также наличием парамагнитных минералов в виде самостоятельной фазы.

Циркон очень необычен по составу. Для него характерно повышенное содержание гафния (1,2—2,8% до 8,8% HfO<sub>2</sub>), редких земель (2—3% TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), а также присутствие небольшого количества урана (до 0,3% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), тория (0,5—0,7% ThO<sub>2</sub>) и фосфора (0,2—0,8% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Отмечаются незначительные содержания воды до 2—3%. Валовый анализ циркона фиксирует примесь железа от десятых долей процента до 2%, содержание которого после солянокислотной обработки снижается до 0,3—0,4%.

По данным микрорзондового анализа состав внутренних и внешних зон различен, причем наиболее существенно меняется содержание гафния от 1,3—3,4% HfO<sub>2</sub> в центральных зонах до 2,2—8,8% HfO<sub>2</sub> в краевых и соответственно варьирует отношение циркония к гафнию от 46 до 7 (табл. 3). Содержание циркония в краевых и центральных зонах непостоянно и колеблется в пределах 57—65% ZrO<sub>2</sub>. Наиболее устойчивым является содержание кремния в цирконах, близкое к теоретическому (32,9% SiO<sub>2</sub>).

Возрастание содержаний гафния в краевых зонах циркона соответствует общей закономерности увеличения содержаний гафния в цирконе от 1,2—1,5%  $\text{HfO}_2$  до 2,5—2,8%  $\text{HfO}$  (по данным валового анализа) в ходе эволюции метасоматического процесса.

Особенностью изученного циркона является его внутренняя микро-неоднородность, обусловленная сложными условиями роста — многократным дроблением зерен, их сегрегацией, перекристаллизацией с укрупнением и обрастанием этих весьма неоднородных по составу и внутреннему строению своеобразных поликристаллов циркона поздним гафниевым цирконом, очищенным от механических примесей других минералов.

Микровключения расположены крайне неравномерно, они густо насыщают центральные участки зерен и практически отсутствуют в периферических зонах. Размеры включений варьируют от десятых долей до 0,1—0,3 мкм. Преобладают включения торита, пирохлора и урансодержащего минерала.

Торит образует мельчайшие эмульсиевидные выделения размером 1—2 мкм одиночные или кучно сгруппированные, напоминающие структуры распада. Встречаются также выделения торита вдоль микро-трещинок в цирконе, иногда они кольцеобразно распределены по зонам роста минерала (табл. VII, а—г). Суммарная площадь сечений ториевых минералов сравнительно велика и составляет обычно несколько процентов от площади матрицы.

Включения пирохлора установлены во всех исследованных образцах. Обычно это изолированные одиночные включения, часто хорошо ограниченные размером от 1—3 до 20—30 мкм. Границы между минералами ровные, без признаков замещения или коррозии. Пирохлор, заключенный в цирконе, неоднороден, иногда замещен окислами кремния, титана и железа. Циркон постоянно содержит точечные включения касситерита, которые тяготеют исключительно к пирохлору, а в матрице самого циркона отсутствуют.

Микрозондовое исследование показало, что циркон не подвергается метамиктному распаду, локальный анализ не обнаружил в матрице циркона новообразований типа  $\text{ZrO}_2$  и  $\text{SiO}_2$ , свойственных метамиктным разновидностям циркона.

С помощью лазерной спектроскопии удалось обнаружить присутствие собственных минералов урана в центральных участках зерен циркона в виде мельчайших точечных включений, имеющих изумрудно-зеленое свечение.

Электронно-микроскопическое изучение циркона выявило специфические особенности его внутреннего строения. Все разновидности циркона отличаются нечеткой блочностью. Блоки имеют неправильную или изометричную форму и участки с глобулярной и тонкоглобулярной микроструктурой (табл. VII, д). Для большинства разновидностей характерна коррозия поверхности зерен, появление вторичной блочности, а также деформационных структур по кольцевым нарушениям на границах блоков. В более поздних цирконах интенсивно проявлено выщелачивание с образованием переотложенного циркона (табл. VIII, а, б). Среди микровключений постоянно присут-

ствуют слоистые силикаты, гидроокислы железа, полевые шпаты, в ранних цирконах — апатит. Иногда совместно с переотложенным тонкодисперсным цирконом наблюдались скопления окислов типа  $(Th, U)O_2$  (табл. VIII, в). Спорадически встречен катаплеит — водосодержащий кольцевой силикат натрия и циркония.

Проведенные исследования показали, что наиболее характерной чертой главных редкометальных минералов изученных метасоматитов — пирохлора, колумбита и циркона, является их сложный изменчивый состав и тончайшая микронеоднородность, что обусловлено, с одной стороны, длительной историей формирования подобных образований в условиях многократной активизации тектонических процессов со значительными перепадами температуры и давления, а с другой — геохимической специализацией рудного процесса не только на тантал, ниобий и цирконий, но и на редкие земли, уран и торий, что обусловило вхождение этих элементов как в виде изоморфных примесей, так и в форме микровключений минералов-носителей. Сложная геологическая история формирования редкометальных метасоматитов нашла свое отражение в возрастной гетерогенности циркона<sup>1</sup>, для которого установлен значительный возрастной диапазон и присутствие "древних" реликтов архейского возраста. Наглядным подтверждением длительной эволюции и преобразования циркона является наличие деформационных и коррозионных микроструктур, появление вторичной блочности и присутствие переотложенного циркона.

Можно говорить о принципиально различных условиях образования выделенных генераций колумбита. Представляется, что низкотанталовый колумбит I упорядоченной структуры, имеющий хорошую огранку кристаллов однородного микростроения, который ассоциирует с крупнопластинчатым тонкозональным полилитнионитом, несущим следы пластических деформаций, образовался в течение относительно длительного промежутка времени в условиях закрытой системы при довольно высоких температурах (500—600°). Поздний танталосодержащий колумбит II, имеющий тонкоагрегатное строение зерен и неупорядоченную структуру, ассоциирующий с мелкочешуйчатым тонкопрожилковым литиево-железистым мусковитом, образовался в условиях резкого падения температуры и быстрой кристаллизации, при преобладающей роли хрупких деформаций, о чем свидетельствует характер выделения слюды и наличие большого количества микровключений полевых шпатов в колумбите II.

Выявленная микронеоднородность редкометальных минералов, существенным образом влияющая на их физические свойства, затрудняет селекцию этих минералов в процессе обогащения, что следует учитывать при разработке технологических схем для наиболее полного извлечения всех полезных компонентов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. М.: Недра, 1965. Вып. 25. 147 с.

<sup>1</sup> Данные термоизохронных исследований, проведенных Л.В. Суминым (ВИМС).

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

Минералы платиновых металлов (МПМ) широко развиты во многих месторождениях, особенно в месторождениях медно-никелевых руд. К настоящему времени число МПМ превышает 90. Точная диагностика и детальное описание условий нахождения МПМ имеют большое значение не только для решения генетических вопросов, но и для получения данных, важных для выбора рациональной технологии переработки руд.

В конце 60-х — начале 70-х годов началось систематическое изучение минералогии платиновых металлов в норильских месторождениях сульфидных медно-никелевых руд. Работа по изучению минералов велась в разных лабораториях Советского Союза (ИГЕМ АН СССР, ИМГРЭ и ЦНИГРИ). Материалами для исследования часто служили образцы из близких участков месторождений, характеризующихся развитием определенных типов руд. Почти одновременно в этих лабораториях были обнаружены одни и те же минералы платиновых металлов. Было установлено, что норильские месторождения отличаются большим разнообразием состава МПМ и содержат ряд МПМ, не встречающихся в других месторождениях мира (минералы Pd и Pt со свинцом, оловом, медью и др.). Однако недооценка метода рентгенофазового анализа и необходимости использования синтетических аналогов МПМ для более полного и детального изучения как их состава, так и свойств привела к тому, что были опубликованы некоторые данные некорректно, а в ряде случаев ошибочно отражающие истинные характеристики отдельных МПМ. Сейчас по прошествии достаточно длительного времени появилась возможность более точно охарактеризовать отдельные минералы платиновых металлов, открытые 10—15 лет назад.

В последние годы Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМ ММА) разработаны критерии выделения минеральных видов<sup>1</sup>, на основании которых следует рассмотреть отдельные неясные вопросы в номенклатуре минералов платиновых металлов.

Целью настоящей работы является упорядочение номенклатуры МПМ: 1) определение границы минеральных видов (полярит), 2) дискредитация минералов (боришанскиит), 3) уточнение формул МПМ (парластанид, "палладиевый купроаурит").

<sup>1</sup> В изоморфных рядах при сохранении структурного тождества название "минеральный вид" присваивается конечным членам (в ряду АВ — АС — соединениям АВ и АС) с границей раздела 50 мол.% (т.е.  $A(B_{0,5}C_{0,5})$ ).

В 1969 г. был открыт минерал полярит [3], рентгенограмма которого индицировалась в ромбической ячейке с  $a = 0,719$ ,  $b = 0,859$  и  $c = 1,068$  нм, а состав отличался непостоянством в отношении Bi и Pb. Наряду с разностями, богатыми висмутом (вплоть до  $Pd(Bi_{0,74}Pb_{0,26})$ ), довольно часто встречались разности, богатые свинцом (до  $Pd(Pb_{0,8}Bi_{0,2})$ , особенно в ассоциации с плюмбопалладином ( $Pb_3Pb_2$ ). Уже тогда было высказано предположение о существовании достаточно протяженного минерального ряда Pd(Pb, Bi)—Pd(Bi, Pb), все разности которого ошибочно в номенклатурном плане были названы поляритом [3]. Позже [14] предлагалось выделить в этом ряду два минерала — плюмбополярит и висмутополярит, что хорошо согласуется с существующими критериями выделения минеральных видов.

Однако в то время еще была неясна возможность существования в природе крайних членов PdBi и PdPb с одинаковыми структурными характеристиками, так как вскоре после открытия полярита в тех же норильских месторождениях был установлен минерал соболевскит [7], по составу отвечающий PdBi (иногда с примесью Te и Sb) и обладающий гексагональной структурой типа NiAs. Этот минерал также достаточно часто встречается в рудах, но не ассоциирует с существенно свинцовыми минералами палладия.

Благодаря новым данным, полученным при изучении поляритов из сплошных руд Октябрьского месторождения, были установлены висмутистые разности, почти не содержащие свинца (табл. 1, обр. 2, 4), что позволило продлить ряд природных составов практически до PdBi со стороны висмута (рис. 1).

В рудах Талнахского месторождения, где был открыт полярит,

Таблица 1  
Состав полярита из месторождения Октябрьское (в мас. %)

Номер образца	Pb	Bi	Te	Ag	Cu	Sb	Sn	Pd	Pt	Σ
1	5,75	59,14	0,05	0,08	0,15	0,09	0,03	32,61	1,81	99,70
2	1,3	62,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0	31,5	1,8	97,2
3	3,3	63,2	0	0,1	0	0,1	0	31,4	1,8	97,2
4	0,9	64,3	0,3	0	0	0	0,2	31,1	1,7	98,5
5	11,4	54,4	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	31,9	1,51	100,1
6	14,07	50,99	0	0,14	0,02	0,05	0	32,23	1,52	99,02

САМЕВАХ, 25kV, 15nA. Эталоны — PbS, Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, HgTe, металлические Ag, Au, Cu, Sb, Sn, Pd, Pt.

Формулы:

- |   |  |
|---|--|
| 1 — $(Pd_{0,97}Pt_{0,03})_{1,0}(Bi_{0,90}Pb_{0,09})_{0,99}$ ;           | 4 — $(Pd_{0,95}Pt_{0,03})_{0,98}(Bi_{1,00}Pb_{0,01})_{1,01}$ ; |
| 2 — $(Pd_{0,96}Pt_{0,02}Cu_{0,01})_{0,99}(Bi_{0,97}Pb_{0,02})_{0,99}$ ; | 5 — $(Pd_{0,95}Pt_{0,02})_{0,97}(Bi_{0,83}Pb_{0,18})_{1,01}$ ; |
| 3 — $(Pd_{0,94}Pt_{0,03})_{0,97}(Bi_{0,97}Pb_{0,05})_{1,02}$ ;          | 6 — $(Pd_{0,97}Pt_{0,02})_{0,99}(Bi_{0,78}Pb_{0,22})_{1,00}$ ; |

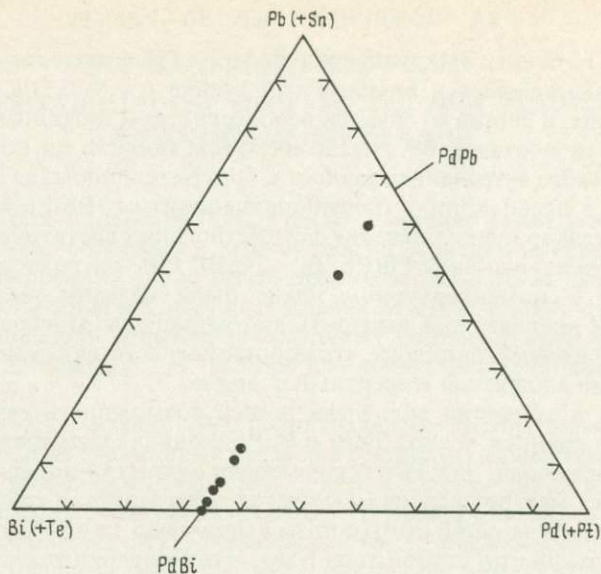


Рис. 1. Составы минералов ряда полярита

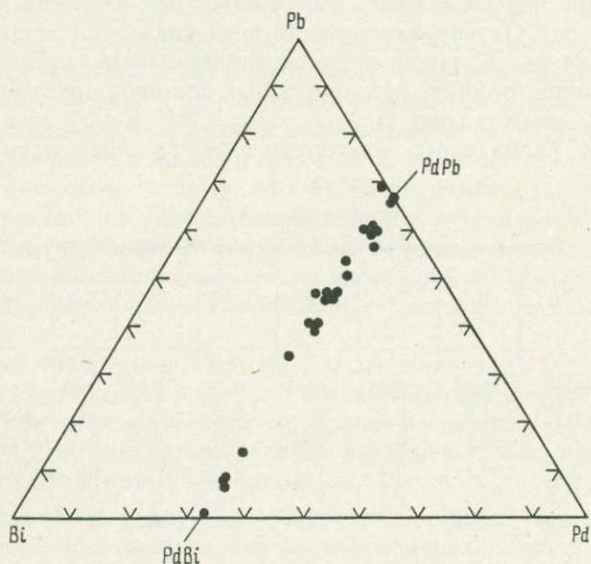


Рис. 2. Составы фаз, синтезированных в ряду PdPb—PdBi

достаточно часто встречаются сростания полярита с плюмбопаладинитом, поэтому для этого месторождения более характерен полярит с повышенным содержанием свинца. В рудах Октябрьского месторождения свинец почти не входит в состав минералов платиновых металлов, поэтому разности полярита со значительным содержанием

Таблица 2

Составы фаз ряда PdPb—PdBi (в мас. %)\*

Номер образца	Pb	Bi	Pd	$\Sigma$	Формула
1	67,12	0	33,22	100,34	$Pd_{0,98}Pb_{1,02}$
2	60,12	5,40	32,77	98,83	$Pd_{1,00}(Pb_{0,92}Bi_{0,08})$
3	59,64	6,66	32,19	98,49	$Pd_{0,98}(Pb_{0,92}Bi_{0,10})$
4	58,37	8,44	32,72	99,53	$Pd_{0,98}(Pb_{0,90}Bi_{0,12})$
5	52,18	14,50	32,77	99,75	$Pd_{0,96}(Pb_{0,80}Bi_{0,22})$
6	51,04	15,62	32,18	98,84	$Pd_{0,98}(Pb_{0,80}Bi_{0,24})$
7	47,49	19,99	32,32	99,80	$Pd_{0,96}(Pb_{0,72}Bi_{0,30})$
8	46,43	21,20	31,82	99,45	$Pd_{0,96}(Pb_{0,72}Bi_{0,32})$
9	40,78	26,18	32,01	98,97	$Pd_{0,96}(Pb_{0,64}Bi_{0,40})$
10	31,68	34,42	32,53	98,63	$Pd_{0,98}(Bi_{0,52}Pb_{0,48})$
11	6,11	60,48	34,11	100,70	$Pd_{1,0}(Bi_{0,90}Pb_{0,08})$

\*САМЕВАХ, 25кВ, 15нА, эталоны — PbS, Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, метал. Pd.

свинца здесь неизвестны, установлен только существенно висмутистый полярит.

Окончательно подтвердить возможность образования ряда полярита на всей протяженности удалось после повторного изучения псевдобинарной системы PdPb—PdBi. Были синтезированы<sup>1</sup> фазы во всем интервале PdPb—PdBi (рис. 2). Полученные соединения гомогенны и представляют хорошую иллюстрацию полного изоморфного ряда (табл. 2). Рентгенограммы подтверждают закономерное увеличение параметров ромбической ячейки в ряду PdPb—PdBi.

По структурам фаз в системе Pd—Bi—Pb (псевдобинарный разрез PdPb—PdBi) окончательных данных пока не имеется<sup>2</sup>. Известно только, что выделяются поля трех фаз [21]: 1)  $Pd(Pb_{0,98}Bi_{0,02})$  —  $Pd(Pb_{0,74}Bi_{0,26})$  (монокл.  $a = 0,709$ ;  $b = 0,844$ ;  $c = 0,557$ ;  $\beta = 71^\circ$ ); 2)  $Pd(Pb_{0,74}Bi_{0,26})$  —  $Pd(Bi_{0,51}Pb_{0,49})$  (ромбич.,  $Ccm2_1$ ,  $a = 0,7150$ ;  $b = 0,8681$ ;  $c = 1,0535$  нм для  $Pd(Pb_{0,6}Bi_{0,4})$ ); 3)  $Pd(Bi_{0,54}Pb_{0,46})$  —  $Pd(Bi_{0,82}Pb_{0,18})$  (монокл.,  $Cm$ ,  $a = 0,717$ ;  $b = 0,8677$ ;  $c = 0,5575$  нм,  $\beta = 71,74^\circ$ ). Сравнивая метрику моноклинной и ромбической ячеек, легко увидеть, что  $s_{ромбич} = 2s_{монокл} \times \sin\beta$ . Это свидетельствует о том, что ромбическая ячейка может являться результатом двойникования моноклинных кристаллов, но это не скажется на характере порошкограмм. Наблюдаемые наборы межплоскостных расстояний идентичны в случае как крайних, так и средних членов ряда.

Это объясняет существование ряда твердых растворов от PdPb до

<sup>1</sup> Условия синтеза: навески готовились из химически чистых Pd, Pb и Bi. В вакуумированных кварцевых ампулах проводился нагрев до  $T = 950^\circ C$  с последующим отжигом при  $470-490^\circ C$  в течение 4 сут и закалкой продуктов эксперимента в холодной воде.

<sup>2</sup> По данным [15],  $\beta = PdBi$  кристаллизуется в ромбической сингонии,  $Ccm2_1$ ,  $a = 0,8707$ ;  $b = 0,7203$  и  $c = 1,0662$  нм;  $\alpha = PdBi$  имеет моноклинную структуру с  $a = 0,7200$ ;  $b = 1,660$ ;  $c = 0,870$  нм,  $\beta = 89,7^\circ$ . PdPb — моноклинный с  $a = 0,709$ ;  $b = 0,844$ ;  $c = 0,557$  нм,  $\beta = 71^\circ$  [19].

PdBi<sup>1</sup>. В таких случаях, согласно рекомендациям КНМ ММА, в качестве минеральных видов выделяются конечные члены ряда с границей 50 мол.% и, следовательно, в ряду полярита должны быть выделены два минерала: а) PdBi—Pd(Bi<sub>0,51</sub>Pb<sub>0,49</sub>) и б) Pd(Pb<sub>0,51</sub>Bi<sub>0,49</sub>)—PdPb. Условно можно конечные члены называть висмутополярит (PdBi) и плюмбополярит (PdPb), а промежуточные различия — в ряду а) — свинцовистый висмутополярит, в ряду б) — висмутистый плюмбополярит.

#### О ПАЛАРСТАНИДЕ — (Pd, Pt)<sub>8</sub>(Sn, As, Pb)<sub>3</sub> (?)

В 1981 г. была опубликована статья о новом минерале паларстаниде [1] с составом (в мас.%): Pd64,4—66,5; Pt4,0—5,3; Sn 11,3—14,9; As6,9—7,5; Pb2,2—7,9; Sb0,8—4,2; Bi до 1,6; Au до 1,9 (табл. 3, обр. 1—4). Формула минерала была представлена в общем виде как (Pd, Pt)<sub>8</sub>(Sn, As, Pb)<sub>3</sub>. Рентгенограмма паларстаниды была проиндицирована в гексагональной ячейке с  $a = 0,6784$ ,  $c = 1,480$  нм.

Нами также изучался минерал идентичного состава (см. табл. 3, обр. 5—9), находящийся обычно в сложных сростаниях с другими МПМ (палладистым рустенбургитом, изоферроплатиной, сперрилитом и поляритом) в халькопиритовых и кубанит-галнахитовых рудах. Не только состав, но и свойства (оптические, микротвердость) этого минерала практически одинаковы со свойствами паларстаниды.

Рентгенограммы (табл. 4) исследованных нами образцов несколько отличаются от приведенных в работе [1]. Однако детальный анализ позволяет отбросить ряд линий, несомненно принадлежащих различным примесям. Паларстанид — твердый и ковкий минерал, поэтому при изготовлении препаратов для рентгенофазного анализа в них часто вовлекаются частички других минералов, находящихся с ним в сростании. Если исключить линии этих примесей, рентгенограммы паларстаниды оказываются практически одинаковыми и содержат не очень большое число отражений. Анализ рентгенограммы паларстаниды приводит к заключению о некотором сходстве паларстаниды и фазы Pd<sub>5</sub>As<sub>2</sub> [23].

Объяснить это наблюдение можно, представив состав паларстаниды другим вариантом расчета его формулы [5] (см. табл. 3, II вариант). Полагая, что в результате замещения As( $r_{As} = 0,148$  нм) на более крупный атом Sn( $r_{Sn} = 0,158$  нм) происходит некоторое увеличение гексагональной (тригональной) ячейки, нам удалось проиндицировать рентгенограмму паларстаниды в параметрах  $a = 0,750 \pm 0,002$  и  $c = 0,1034 \pm 0,002$  нм<sup>2</sup> (см. табл. 4).

Обращает на себя внимание тот факт, что все составы паларстаниды хорошо рассчитываются на формулу, содержащую эквивалентные количества Sn и As(+Sb) в формуле (Pd, Pt)<sub>5</sub>(Sn, As, Sb)<sub>2</sub> т.е. отвечают составу  $\sim$ (Pd, Pt)<sub>5</sub>Sn(As, Sb). В этом случае допустимо предположить,

<sup>1</sup>С возможным, но пока не доказанным для природных образцов упорядочением в средней части ряда.

<sup>2</sup>Pd<sub>5</sub>As<sub>2</sub>, по данным [23], имеет несколько политипных модификаций, отличающихся числом слоев  $\perp$  (0001) и параметром "с" (кратным  $\sim 0,343$  нм).

Таблица 3  
Состав паларстанида (в мас. %)

Номер образца	Pd	Pt	Au	Cu	Sn	As	Pb	Sb	Bi	Σ
1	64,5	5,3	1,9	—	14,9	7,2	2,9	1,9	0,7	99,3
2	66,5	4,7	1,9	0,5	14,0	6,9	2,2	4,2	—	100,9
3	65,0	4,9	—	—	12,6	7,5	5,5	1,0	1,6	98,1
4	64,4	4,0	—	—	11,3	7,3	7,9	0,8	1,5	97,2
5	65,5	5,6	3,1	—	16,2	6,9	—	2,8	—	100,1
6	61,5	5,7	3,4	0,4	14,3	6,7	4,7	1,4	—	98,1
7	61,0	4,0	1,5	0,2	13,9	7,2	5,2	3,0	1,0	97,0
8	67,5	3,5	2,2	0,7	11,3	5,6	6,4	2,3	2,1	101,0
9	61,2	7,8	2,4	0,5	12,4	6,9	1,4	4,7	1,5	98,8

Примечание. Здесь и далее в таблицах — означает, что элемент не обнаружен 1—4 — [1]; 5—9 — образцы из Талнахского и Октябрьского месторождений (MS-4 САМЕСА); 5 — аналитик И.Д. Марчукова, 6—9 — аналитик Н.В. Тронева.  
Формулы паларстанида:

Первый вариант

- 1 —  $(Pd_{7,39}Pt_{0,33}Au_{0,12})_{7,84}(Sn_{1,54}As_{1,21}Sb_{0,20}Pb_{0,17}Bi_{0,04})_{3,16}$ ;
- 2 —  $(Pd_{7,46}Pt_{0,29}Au_{0,12}Cu_{0,09})_{7,96}(Sn_{1,41}As_{1,10}Sb_{0,41}Pb_{0,12})_{3,04}$ ;
- 3 —  $(Pd_{7,60}Pt_{0,31})_{7,91}(Sn_{1,32}As_{1,24}Pb_{0,33}Sb_{0,10}Bi_{0,10})_{3,09}$ ;
- 4 —  $(Pd_{7,65}Pt_{0,26})_{7,91}(As_{1,23}Sn_{1,20}Pb_{0,48}Bi_{0,09}Sb_{0,08})_{3,08}$ ;
- 5 —  $(Pd_{7,41}Pt_{0,35}Au_{0,19})_{7,95}(Sn_{1,65}As_{1,11}Bi_{0,28})_{3,04}$ ;
- 6 —  $(Pd_{7,27}Pt_{0,37}Au_{0,21}Cu_{0,08})_{7,93}(Sn_{1,52}As_{1,12}Pb_{0,29}Sb_{0,14})_{3,07}$ ;
- 7 —  $(Pd_{7,22}Pt_{0,25}Au_{0,10}Cu_{0,04})_{7,61}(Sn_{1,48}As_{1,21}Pb_{0,32}Sb_{0,32}Bi_{0,06})_{3,39}$ ;
- 8 —  $(Pd_{7,71}Pt_{0,22}Au_{0,13}Cu_{0,13})_{8,19}(Sn_{1,16}As_{0,91}Pb_{0,38}Sb_{0,23}Bi_{0,12})_{2,80}$ ;
- 9 —  $(Pd_{7,21}Pt_{0,50}Au_{0,15}Cu_{0,10})_{7,96}(Sn_{1,31}As_{1,16}Sb_{0,49}Pb_{0,09}Bi_{0,09})_{3,05}$ .

Второй вариант

- 1 —  $(Pd_{4,70}Pt_{0,21}Au_{0,08})_{4,99}(Sn_{0,98}As_{0,77}Pb_{0,11}Sb_{0,11}Bi_{0,03})_{2,06}$ ;
- 2 —  $(Pd_{4,74}Pt_{0,18}Au_{0,08}Cu_{0,06})_{5,06}(Sn_{0,90}As_{0,70}Sb_{0,26}Pb_{0,08})_{1,94}$ ;
- 3 —  $(Pd_{4,83}Pt_{0,20})_{5,03}(Sn_{0,84}Pb_{0,21}As_{0,79}Sb_{0,06}Bi_{0,06})_{1,96}$ ;
- 4 —  $(Pd_{4,88}Pt_{0,16})_{5,04}(As_{0,78}Sn_{0,77}Pb_{0,31}Bi_{0,06}Sb_{0,05})_{1,97}$ ;
- 5 —  $(Pd_{4,72}Pt_{0,22}Au_{0,12})_{5,06}(Sn_{1,05}As_{0,71}Sb_{0,18})_{1,93}$ ;
- 6 —  $(Pd_{4,63}Pt_{0,23}Au_{0,14}Cu_{0,05})_{5,05}(Sn_{0,96}As_{0,72}Pb_{0,18}Sb_{0,09})_{1,99}$ ;
- 7 —  $(Pd_{4,63}Pt_{0,16}Au_{0,06}Cu_{0,02})_{4,87}(Sn_{0,94}Pb_{0,20}As_{0,77}Sb_{0,20}Bi_{0,03})_{2,14}$ ;
- 8 —  $(Pd_{4,91}Pt_{0,14}Au_{0,08}Cu_{0,08})_{5,21}(Sn_{0,74}As_{0,58}Pb_{0,24}Sb_{0,15}Bi_{0,08})_{1,79}$ ;
- 9 —  $(Pd_{4,55}Pt_{0,32}Au_{0,10}Cu_{0,06})_{5,03}(Sn_{0,82}As_{0,73}Sb_{0,31}Pb_{0,06}Bi_{0,06})_{1,98}$ .

что паларстанид — соединение на основе структуры типа  $Pd_5As_2$ , но с упорядоченным расположением атомов Sn и As в тригональной ячейке.

Для проверки возможности существования и пределов гомогенности изоморфных рядов соединений  $Pd_5As_2$ —„ $Pd_5Sn_2$ ” был произведен синтез<sup>1</sup> соединений “паларстанидового” ряда с различным соотношением As:Sn. К сожалению, получить полностью гомогенные образцы

<sup>1</sup> Синтез проводился в вакуумированных кварцевых ампулах из химически чистых Pd, Sn и As, взятых в необходимых количествах, путем трехкратного нагрева до 900°С, последующего отжига при 400°С в течение 4—6 сут и закалки продуктов синтеза в холодной воде.

Таблица 4

## Результаты расчета рентгенограмм паларстанида

Обр. 9				Обр. 5		Обр. 8		Обр. 7		По [1]			
I	$d_{\alpha_{ИЗМ}}$ , нм	hkl	$d_{\alpha_{ВЫЧ}}$ , нм	I	$d_{\alpha_{ИЗМ}}$ , нм	I	$d_{\alpha_{ИЗМ}}$ , нм	I	$d_{\alpha_{ИЗМ}}$ , нм	I	$d_{\alpha}$ , нм	I	$d_{\alpha}$ , нм
1	0,398	10 $\bar{1}2$	0,404										
1	0,345 <sup>2*</sup>	0003	0,345										
4	0,300 <sup>2*,4*</sup>	{ 11 $\bar{2}2$ 10 $\bar{1}3$	{ 0,304 0,304							3	0,304 <sup>3*</sup>		
1	0,262 <sup>2*,4*</sup>	0004	0,258							1	0,292 <sup>3*</sup>		
5	0,252	11 $\bar{2}3$	0,254	1	0,253	2	0,249	5	0,251	4	0,250	4	0,250
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,246	1	0,246
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,235	1/2	2,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/2	0,229*	—	—
10	0,224	12 $\bar{3}2$	0,222	10	0,225	10	0,223	10	0,223	10	0,222	10	0,223
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,220	2	0,220
6	0,209 <sup>2*,4*</sup>	{ 11 $\bar{2}4$ 0005	{ 0,213 0,207	—	—	—	—	—	—	1/2	0,208 <sup>2)</sup>	—	—
2	0,200	12 $\bar{3}3$	0,200	—	—	—	—	—	—	1/2	0,204	—	—
—	—	—	—	—	—	4	0,1982	5	0,1995	4	0,1986*	5	0,1988
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/2	0,1944	1/2	0,1957
1	0,1849	22 $\bar{4}1$	0,1845	—	—	1	0,1825	—	—	1/2	0,1832	1	0,1829
3	0,1805 <sup>2*</sup>	1340	0,1802	4	0,1805	—	—	—	—	1/2	0,1728 <sup>*,2*</sup>	1/2	0,1725
2	0,1728 <sup>2*,4*</sup>	0006	0,1723	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	0,1475	{ 1344 23 $\bar{5}1$ 0007	{ 0,1478 0,1475 0,1477	2	0,1475	1	0,1472	1	0,1473	2	0,1472	2	0,1472
1	0,1414	{ 14 $\bar{5}0$ 1236	{ 0,1417 0,1410	—	—	—	—	—	—	1	0,1406*	1ш.	0,1403

2	0,1360 <sup>2*</sup>	{ 1452 0,1367 2353 0,1368	—	—	—	—	1	0,1394	1/2ш.	0,1395	
		—	—	—	—	—	1	0,1370*	1ш.	0,1374	
		—	1	0,1345	1	0,1344	1	0,1349	1/2ш.	0,1355	
2	0,1333 <sup>3*,4*</sup>	—	—	—	—	—	2	0,1345	1	0,1345	
	—	1453 0,1311	—	1	0,1315	—	—	—	—	—	
3	0,1238 <sup>2*</sup>	3361 0,1241	2	0,1240	1	0,1237	—	1	0,1254 <sup>3*</sup>	1/2	0,1253
1	0,1229	2460 0,1228	—	—	—	—	—	2ш.	0,1233	1/2ш.	0,1230
1	0,1216 <sup>2*</sup>	{ 1128 0,1222 2461 0,1219 3362 0,1215	2	0,1222	—	—	—	2	0,1223	1ш.	0,1222
		2462 0,1194	1	0,1191	2	0,1189	1	0,1191	3ш.	0,1188	
3	0,1194	3363 0,1175	—	—	—	—	—	—	—	—	
2	0,1179	2463 0,1156	2	0,1152	1	0,1147	—	—	—	—	
	—	0009 0,1149	—	—	—	—	—	—	1/2ш.	0,1141	
	—	1562 0,1138	2	0,1135	—	—	—	—	—	—	
		{ 1019 0,1131 2356 0,1127	—	—	1	0,1131	—	1	0,1128	1/2	0,1126
		2464 0,1109	—	—	1	0,1114	—	1ш.	0,1113*	—	
		2465 0,1056	3	0,1057	—	—	—	—	—	—	
		—	—	—	—	—	—	1/2	0,1038	—	
		—	—	—	—	—	—	1/2ш.	0,1027	—	
		—	—	—	—	—	—	1/2ш.	0,0993	—	

Примечания: Номера образцов соответствуют образцам, приведенным в табл. 3. Линии примесей: \* — (Pd, Pt)<sub>3</sub>Sn, 2\* — PtAs<sub>2</sub>, 3\* — пентландит, 4\* — пирротин. Условия съемки: λFe без фильтра, образец — "резиновый шарик" d ~ 0,2 мм.

Таблица 5

Состав фаз, синтезированных в ряду  $\text{Pd}_5\text{As}_2$ —„ $\text{Pd}_5\text{Sn}_2$ ” (в мас. %) \* /

Номер образца	Pd	Sn	As	$\Sigma$	Формула
1	80,1	0	21,9	102,0	$\text{Pd}_{5,04}\text{As}_{1,96}$
2	78,8	3,1	19,1	101,0	$\text{Pd}_{5,08}(\text{Sn}_{0,18}\text{As}_{1,74})_{1,92}$
3	78,8	4,8	18,0	101,6	$\text{Pd}_{5,08}(\text{As}_{1,64}\text{Sn}_{0,27})_{1,91}$
4	77,4	8,8	15,3	101,5	$\text{Pd}_{5,06}(\text{As}_{1,42}\text{Sn}_{0,52})_{1,94}$
5	76,5	10,0	14,8	101,2	$\text{Pd}_{5,03}(\text{As}_{1,38}\text{Sn}_{0,59})_{1,97}$
6	76,8	10,9	14,1	101,8	$\text{Pd}_{5,04}(\text{As}_{1,32}\text{Sn}_{0,64})_{1,96}$
7	76,0	13,0	13,7	102,7	$\text{Pd}_{4,96}(\text{As}_{1,27}\text{Sn}_{0,76})_{2,03}$
8	75,6	13,4	13,3	102,3	$\text{Pd}_{4,97}(\text{As}_{1,24}\text{Sn}_{0,79})_{2,03}$
9	74,0	18,8	7,9	100,7	$\text{Pd}_{5,08}(\text{Sn}_{1,16}\text{As}_{0,76})_{1,92}$

\*САМЕВАХ, 25kV, 10nA; эталоны  $\text{FeAsS}$ , металлические Pd, Sn

нам не удалось; наряду с  $\text{Pd}_5(\text{Sn}, \text{As})_2$ — $\text{Pd}_5(\text{As}, \text{Sn})_2$  всегда отмечались примеси  $\text{Pd}_3\text{Sn}$ ,  $\text{Pd}_3\text{As}$ ,  $\text{Pd}_5\text{As}_2$  и  $\text{Pd}_2(\text{Sn}, \text{As})$ . Составы фаз паларстанидового типа приведены в табл. 5. Следует отметить, что среди синтезированных фаз соединения с различным соотношением Sn:As характеризуются одним и тем же типом рентгенограмм. Ряд соединений  $\text{Pd}_5(\text{As}, \text{Sn})_2$ — $\text{Pd}_6(\text{Sn}, \text{As})_2$  протягивается от  $\text{Pd}_5\text{As}_2$  до  $\sim\text{Pd}_5(\text{Sn}_{1,2}\text{As}_{0,8})_2$ , что может свидетельствовать о довольно широких пределах изоморфных замещений As—Sn в структуре  $\text{Pd}_5\text{As}_2$ . Граница ряда со стороны  $\text{Pd}_5\text{Sn}_2$  пока неясна.

Результаты эксперимента не подтверждают существование соединений  $\text{A}_3(\text{B}, \text{C})_2$  только со "стехиометрическими" соотношениями B(Sn) и C(As). Однако это может быть связано с закалкой продуктов эксперимента, что привело к сохранению высокотемпературных твердых растворов Sn в  $\text{Pd}_5\text{As}_2$  с разными соотношениями компонентов. В природе, судя по условиям нахождения паларстанидов и других МПМ, закалочных условий не было, происходило медленное длительное охлаждение, способствовавшее процессам упорядочения во всех минеральных фазах. Возможно, в определенных условиях могут быть найдены выделения минерала, аналогичного паларстаниду, но с иным соотношением Sn и As в формуле. В изученных образцах установлен минерал только с Sn:As = 1:1, что подтверждает сделанное ранее заключение [4] о широкой распространенности в природе именно упорядоченных разновидностей МПМ со стехиометрическими (или близкими к ним) отношениями основных компонентов.

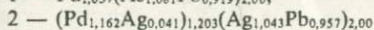
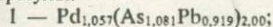
#### К ВОПРОСУ О "БОРИШАНСКИИТЕ" — $\text{Pd}_{1+x}(\text{Pb}, \text{As})_2$ (?)

В статье о "боришанскиите" [13] приводятся состав минерала, его свойства, рентгенограмма, параметры элементарной ячейки. Описание выглядит достаточно убедительным, но обращает на себя внимание факт, что спектр отражения, рентгенограмма и параметры ромбической элементарной ячейки с поразительной точностью совпадают с опре-

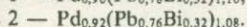
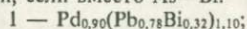
Состав "боришанскиита" (в мас. %) по [13]

Номер образца	Pd	Ag	Pb	As	Σ
1	29,8	—	50,4	21,4	101,6
2	31,4	1,1	50,2	19,8	102,5

Формулы:



или, если вместо As—Bi:



деленными для полярита [3]. Это не удивительно, если бы эти минералы имели формулы, однотипные по отношению "платиновый металл": "элемент-партнер", но у полярита это отношение 1:1, а у "боришанскиита" 1:2. При этом структура полярита (AB) достаточно сложна и, очевидно, не может включать такое количество дополнительных атомов, которое привело бы к "боришанскииту" ( $\text{AB}_2$ ), структура которого, скорее всего, должна быть близка к типу  $\text{FeS}_2$ -пирита, так как  $\text{PdAs}_2$  обладает именно этим типом структуры. Кроме того, даже при возможности такого перехода составов в рамках одной структуры необъяснимо сохранение параметров без заметных изменений ( $r_{\text{As}} = 0,148$  нм,  $r_{\text{Pb}} = 0,175$  нм,  $r_{\text{Bi}} = 0,182$  нм).

Высказанные соображения привели нас к мысли, что "боришанскиит" в действительности является минералом поляритового ряда (см. выше). Причина ошибочного "открытия" нового минерального вида — использование при определении состава минерала линии  $K_\alpha$  для As (табл. 6). Из-за наложения аналитических линий  $\text{PbL}_\alpha$  и  $\text{AsK}_\alpha$  была измерена интенсивность  $\text{PbL}_\alpha$ , а рассчитана концентрация As. Поскольку в сумме концентрация компонентов оказалась близка к 100 (см. табл. 6), расчет был признан правильным и представлен затем в виде формулы  $\text{Pd}_{1+x}(\text{As}, \text{Pb})_2$ . Если пересчитать этот же анализ, отнеся разницу  $\{100 - [\text{Pb}]\}\%$  к Bi, получится "полярит", вернее, висмутистый плюмбополярит состава  $\sim \text{Pd}_{0,89}(\text{Pb}_{0,78}\text{Bi}_{0,32})_{1,10}$ .

### ЧТО ТАКОЕ "ПАЛЛАДИЕВЫЙ КУПРОАУРИД" (?)

В 1971 г. была опубликована статья о новом минерале — "палладиевом купроауриде" —  $\text{Au}_2(\text{Cu}, \text{Pd})_3$  [12]. По составу (табл. 7) это минерал, в основном содержащий золото (около 60—69%), медь (23—26%) и палладий (4—8%). Опираясь на сходство рентгенограмм минерала и синтетической фазы  $\text{Cu}_3\text{Au}_2$  [20], авторы представили анализы в виде формулы  $\text{Au}_2(\text{Cu}, \text{Pd})_3$ . Название дано по составу.

Нами изучался минерал из Талнахского месторождения, по условиям нахождения, свойствам и составу являющийся полным аналогом "палладиевого купроаурида". Однако рентгенограмма этого минерала (табл. 8) несколько отличается от приведенной в работе [12]. Отличия, прежде всего, связаны с количеством линий: на нашей рентгено-

Состав "палладиевого купроаурида" (в мас. %)

Номер образца	Au	Cu	Pd	Pt	Ag	Bi	Rh	Ni	Σ
1	65,6	23,0	7,1	—	0,6	0,6	3,4	0,15	100,45
2	66,7	24,9	6,4	2,0	—	—	—	—	100,0
3	66,0	24,4	6,7	2,1	—	—	—	—	99,2
4	69,6	25,2	4,7	—	—	—	—	—	99,5
5	67,5	26,0	7,0	1,0	—	—	—	—	101,5
6	76,3	23,41	—	—	0,07	—	—	—	99,78
7	74,63	24,11	—	—	0,29	—	—	—	99,03
8	75,17	24,86	—	—	0,34	—	—	—	100,37

1 — "палладиевый купроаурид" [12]; 2, 5 — MS-46 CAMECA, аналитик И.Д. Марчукова; 3 — MS-46 CAMECA, аналитик И.П. Лапутнина; 4 — MS-46 CAMECA, аналитик Н.В. Тронева; 6—8 — природный AuCu [9].

## Формулы:

## I вариант

- 1 —  $(\text{Au}_{0,82}\text{Pd}_{0,16}\text{Rh}_{0,08}\text{Ag}_{0,01})_{1,07}\text{Cu}_{0,90}$ ;  
 2 —  $(\text{Au}_{0,84}\text{Pd}_{0,15}\text{Pt}_{0,01})_{1,01}\text{Cu}_{0,98}$   
 3 —  $(\text{Au}_{0,84}\text{Pd}_{0,16}\text{Pt}_{0,01})_{1,01}\text{Cu}_{0,97}$   
 4 —  $(\text{Au}_{0,88}\text{Pd}_{0,12})_{1,00}\text{Cu}_{1,00}$   
 5 —  $(\text{Au}_{0,83}\text{Pd}_{0,15}\text{Pt}_{0,01})_{0,99}\text{Cu}_{1,00}$   
 6 —  $(\text{Au}, \text{Ag})_{1,053}\text{Cu}$   
 7 —  $(\text{Au}, \text{Ag})_{1,006}\text{Cu}$   
 8 —  $(\text{Au}, \text{Ag})_{0,984}\text{Cu}$

## II вариант

- 1 —  $(\text{Au}_{2,05}\text{Ag}_{0,02})_{2,07}(\text{Cu}_{2,25}\text{Pd}_{0,40}\text{Rh}_{0,20})_{2,75}$   
 2 —  $\text{Au}_{2,1}(\text{Cu}_{2,45}\text{Pd}_{0,35}\text{Pt}_{0,05})_{2,85}$   
 3 —  $\text{Au}_{2,1}(\text{Cu}_{2,40}\text{Pd}_{0,35}\text{Pt}_{0,05})_{2,85}$   
 4 —  $\text{Au}_{2,2}(\text{Cu}_{2,50}\text{Pd}_{0,30})_{2,80}$   
 5 —  $\text{Au}_{2,10}(\text{Cu}_{2,50}\text{Pd}_{0,40})_{2,90}$

грамме их гораздо меньше. Все отражения можно проиндексировать в предположении простой тетрагональной упорядоченной структуры с  $a \sim 0,396$  и  $c \sim 0,366$  нм (см. табл. 8). Подобной структурой обладает тетрагональная упорядоченная фаза  $\text{CuAuI}$  ( $p4/mmm$ ,  $a = 0,398$ ;  $c = 0,366$  нм).

Пересчет анализов состава "палладиевого купроаурида" [12] и наших на формулу типа АВ (см. табл. 7, I вариант) возможен только при условии изоморфного замещения части Au на Pd, что объясняет и некоторое уменьшение параметра "а" тетрагональной ячейки ( $r_{\text{Au}} = 0,144$  нм,  $r_{\text{Pd}} = 0,137$  нм).

Необходимо отметить, что довольно часто при съемке рентгенограмм получается более сложная картина, чем представленная для образца 2 (табл. 8), однако детальный анализ (характер линий, соотношение интенсивностей, сравнение  $d_n$  с набором  $d_n$  МПМ, находящихся с (Au, Pd)Cu в сростании) позволяет отбросить лишние линии. Например, в рентгенограмме "палладиевого купроаурида" из работы [12] присутствуют отражения, которые можно отнести к плюмбопалладиниту ( $\text{Pd}_3\text{Pb}_2$ ), звягинцевиту ( $\text{Pd}_3\text{Pb}$ ) — минералам, находящимся с ним в сростании.

Таблица 8

Результаты расчета рентгенограмм "палладиевого купроаурида"

Обр. 2			AuCu—I по [20]		По [12]		
l	$d_{\alpha_{изм}}$ , нм	hkl	$d_{\alpha_{выч}}$ , нм	l	$d_{\alpha}$ , нм	l	$d_{\alpha}$ , нм
	—	001	0,366	1	0,372	2	0,369
0,5	0,280	110	0,280	1	0,281	2	0,287
—	—	—	—	—	—	2	0,277
2	(0,245) $\beta$	—	—	1	(0,248) $\beta$	2	0,258
1	0,234*	—	—	—	—	5	0,241
>10	0,224 <sup>2*</sup>	111	0,220	10	0,224	10	0,223
1	0,203*	—	—	—	—	—	—
3ш	0,1967 0,1923	200	0,1980	5	0,1990	7	0,1943
1		0,1848	002	0,1849	2	0,1860	—
—	—	210	0,1771	—	—	1	0,1815
—	—	201	0,1741	2	0,1755	2	0,1734
1/2	0,1613 <sup>2*</sup>	121	0,1594	—	—	4	0,1608
—	—	—	—	—	—	1	0,1577
1/2	0,1534	112	0,1532	2	0,1552	3	0,1544
1/2	0,1434 <sup>2*</sup>	220	0,1400	4	0,1407	—	—
3ш	0,1354	202	0,1344	8	0,1359	7	0,1363
1ш	0,1302 <sup>2*</sup>	221	0,1308	1	0,1316	—	—
1ш	0,1282	122	0,1273	—	—	2	0,1298
—	—	—	—	2	0,1259	—	—
1ш	0,1221	003	0,1220	1	0,1240	4	0,1235
2ш	0,1172 0,1155	131	0,1185	—	—	7ш	0,1178 0,1161
—		103	0,1167	—	—	7	
—	—	—	—	4	0,1135	—	—
2	0,1112	222	0,1112	4	0,1122	5ш	0,1116
—	—	—	—	<1	0,1052	3	0,1084
—	—	—	—	1	0,1042	2	0,1071
—	—	—	—	1	0,0995	1	0,1014

Условия съемки:  $\lambda$ Fe без фильтра ( $\beta$ -линии отфильтрованы расчетным путем); камера Гандольфи  $d = 57,3$  мм; \* — отражения звягинцевита ( $Pd_3Pb$ ); <sup>2\*</sup> — отражения плумбопалладинита ( $Pd_3Pb_2$ ).

Фактически "палладиевый купроаурид" идентичен тетрааурикуприду, утвержденному КНМ ММА в 1982 г. и затем описанному в работах [9, 10]. Разница только в том, что в Талнахском месторождении присутствует палладийсодержащая разновидность — палладистый тетрааурикуприд.

К сожалению, название "палладиевый купроаурид", неприемлемое с точки зрения как определения (палладиевый), так и самого названия (купроаурид — употреблялось М.Н. Ложечкиным еще в 1939 г. для природного соединения  $Cu_3Au_2$ , позднее дискретизированного из-за его неоднородности), вошло во многие работы, в том числе и справочники [8] без всякого критического анализа.

С позиций современных требований КНМ ММА нельзя называть минералом "масленицковитом" целый ряд минеральных фаз  $(Pd, Pt)_3Sn$  [8, 16, 17], тем более, что уже выделены в качестве самостоятельных минералов его крайние члены [22]:  $Pd_3Sn$  (атокит) и  $Pt_3Sn$  (рустенбургит). Обидно, что приоритет открытия этих минералов был упущен советскими авторами, так как впервые эти минеральные фазы были описаны А.Д. Генкиным в 1968 г. [2], затем О.Е. Юшко-Захаровой с соавторами в 1972 г. [16] и только потом П. Михаликом, С. Хиестрой и Ж. де Вильером в 1975 г. [22]. Существующие сейчас номенклатурные требования не позволяют использовать название "масленицковит", чтобы не вносить затруднения в работу минералогов.

#### О МИНЕРАЛАХ СИСТЕМЫ $Pd(Pt)-Sn-Cu$

Данные об этой группе минералов уже обсуждались в литературе [6, 11, 18], но, как показывает практика, они нуждаются в более подробном рассмотрении с кристаллохимических позиций. Здесь мы только подчеркнем, что в результате исследования природных минералов и фаз системы  $Pd-Sn-Cu$  удалось установить, что минералы, основными компонентами состава которых являются  $Pd(Pt)-Sn-Cu$ , — упорядоченные соединения на основе высокотемпературных твердых растворов  $(Pd, Cu)_3Sn$ . Они отличаются разным содержанием  $Pd$  и  $Cu$  и упорядоченными структурами на основе  $Pd_3Sn$ . Среди них наиболее распространены:  $(Pd, Pt)_3Sn_2Cu$  — станнопалладинит,  $(Pd, Pt)_9Sn_4Cu_3$  — таймырит и  $Pd_2SnCu$  — кабриит [6].

Заканчивая разбор некоторых номенклатурных вопросов МПМ, необходимо подчеркнуть важность комплексного подхода к решению минералогических задач, критической оценки полученных результатов и обязательного сопоставления новых материалов с ранее опубликованными данными.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Павлов Е.Г. Паларстанид  $Pd_3(Sn, As)_3$  — новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Ч. 110, вып. 4. С. 487—492.
2. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука. 1968. 106 с.
3. Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л., Тронева Н.В., Вяльсов Л.Н. Полярит  $Pd(Pb, Bi)$  — новый минерал из медно-никелевых сульфидных руд // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1969. Ч. 98, вып. 6. С. 708—715.
4. Евстигнеева Т.Л. Платиновые минералы — природные твердые растворы // Упорядочение и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука. 1980. С. 167—176.
5. Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Минералы  $Pd, Sn, Sb$  и  $As$ : ассоциации и кристаллохимические особенности // Кристаллохимия минералов: Материалы XIII конгр. ММА, Варна, 19—25 сентября 1982 г. София: Изд-во БАН. 1986. С. 165—174.
6. Евстигнеева Т.Л., Некрасов И.Я. Условия образования оловосодержащих минералов платиновых металлов системы  $Pd-Sn-Cu$  и ее частных сечений // Олово в магматическом и постмагматическом процессах (И.Я. Некрасов). М.: Наука. 1984. С. 163—170.
7. Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. Новый висмутид палладия — соболевскит и номенклатура минералов системы  $PdBi-PdTe-PdSb$  // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104. Вып. 5. С. 568—579.

8. Минералы благородных металлов. Справочник. М.: Недра. 1986. 272 с.
9. Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Сустанов С.Г. Медистое золото в зонах рудингитизации // Геология руд месторождений. 1987. Т. 29, N 5. С. 96—99.
10. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука. 1983. 286 с.
11. Разин Л.В., Бегизов В.Д., Мещанкина В.И. Материалы к минералогии платиновых металлов Талнахского месторождения // Труды ЦНИГРИ. 1973. Вып. 108. С. 96—150.
12. Разин Л.В., Гомонова А.И., Быков В.П. и др. Новый природный интерметаллид золота, меди и палладия из руд Талнахского месторождения // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Ч. 100, вып. 1. С. 66—76.
13. Разин Л.В., Дубакина Л.С., Мещанкина В.И., Бегизов В.Д. Боришанскиит — новый плюмбоарсенид палладия из медно-никелевых сульфидных руд Талнахского интрузива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1975. Ч. 104, вып. 1. С. 57—67.
14. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука. 1981. 234 с.
15. Хейкер Д.М., Жданов Г.С., Журавлев Н.Н. Структура сверхпроводников: Рентгенографическое исследование структуры  $\text{ViPd}$  // ЖЭТФ. 1953. Т. 25, N 5. С. 418—421.
16. Юшко-Захарова О.Е., Авдонин А.С., Быков В.П. и др. О составе платиновых минералов в медно-никелевых рудах Талнахского и Норильского месторождений // Минералогические исследования. М.: Наука. 1972. Вып. 2. С. 114—122.
17. Юшко-Захарова О.Е., Малевский А.Ю., Лебедева С.И. и др. Систематика и свойства природных интерметаллических соединений палладия и платины с оловом, свинцом и медью // Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М.: Наука, 1973. С. 123—140.
18. Evstigneeva T.L., Genkin A.D. Cabriite  $\text{Pd}_2\text{SnCu}$ , a new species in the mineral group of palladium, tin and copper compounds // Canad. Miner. 1983. Vol. 21, pt 3. P. 481—387.
19. Hansen M., Anderko K. Constitution of binary allous. 2nd ed. N.Y.: McGraw-Hill, 1958. 1305 p. (Met. and Met. Eng. Ser.).
20. Johansson C.H., Linde I.O. Röntgenographische und elektrische Untersuchungen des  $\text{Cu—Au}$ -Systems // Ann. Phys. 1936. Bd. 25, H. 1. S. 1—48.
21. Mayer H.W., Bhatt Y.C., Schubert K. Kristallstrukturen von  $\text{Pd}_2\text{PbBi}$  und  $\text{Pd}_4\text{PbBi}_3$  // J. Less-Common Metals. 1979. Vol. 66, N 1. P. 1—9.
22. Mihalik P., Hiemstra S.A., de Villiers J.P.R. Rustenburgite and atokite, two new platinum-group minerals from the Merensky Reef, Bushveld Igneous Complex // Canad. Miner. 1975. Vol. 13. Pt 1. P. 146—150.
23. Saini G.S., Calvert L.D., Taylor J.B. Compounds of the type  $\text{M}_5\text{X}_2$ :  $\text{Pd}_5\text{As}_2$ ,  $\text{Ni}_5\text{As}_2$  and  $\text{Ni}_5\text{P}_2$  // Canad. J. Chem. 1964. Vol. 42, N 1. P. 150—164.

УДК 549.082:389.64

Г.А. Сидоренко

## МЕТРОЛОГИЯ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Надежные, корректные результаты не только желательны, но и необходимы в любом виде анализа — будь то анализ элементный, или анализ минералогический. В элементном анализе основная цель — правильное определение содержания тех или иных элементов, число которых ограничено периодической таблицей Менделеева, основная задача развития методов — снижение порогов обнаружения элементов и повышение правильности результатов. Выявляться и оцениваться по содержанию могут и комплексы, но это уже не основная задача элементного анализа.

К настоящему времени разработана нормативная документация по метрологической оценке методик элементного анализа, которую проходят все новые и усовершенствованные методики — химические, физические, комплексные, и которая лежит в основе классификации методов по категориям точности и правильности.

В анализе минералогическом объекты более многочисленны и разнообразны, как и задачи, которые призваны решать минералогические методы анализа руд, горных пород или их компонентов-минералов.

Основными задачами являются: во-первых, диагностика минералов и, во-вторых, фазовые анализы (как качественный, так и количественный) горных пород, руд, концентратов. Прежде всего необходима правильная диагностика минералов и совокупности минеральных фаз в анализе горных пород. В этом случае оценка правильности может сводиться к получению ответа "да" или "нет", т.е. правильная диагностика или ошибочная. Это можно поручить ЭВМ, заложив в ее память те или иные характеристики всех минералов, характеристики достоверные, правильные и предложив вниманию ЭВМ характеристики экспериментальные. ЭВМ путем идентификации экспериментальных данных с эталонными проведет диагностику минералов. А с какой точностью должны и могут быть определены экспериментальные данные? С них и начинается метрологическая оценка применяемых нами методов и методик минералогического анализа, с экспериментально оцененных характеристик минерала, каковыми являются показатели преломления, отражательная способность, плотность, положение полос в ИК-спектре поглощения, структурные характеристики (межплоскостные расстояния или метрики элементарной ячейки), термические характеристики, спектр люминесценции или ЯГР-спектр и др. Каждый метод диагностики минерала основан на "числе и мере".

Метрологическая оценка каждого из перечисленных методов сводится к оценке достоверности получаемых с его помощью экспериментальных величин.

В стремлении получить более корректную диагностику не только минерального вида, но и минеральной разновидности повышается точность определения характеристик минерала - оптических, физических, структурных и др., на которых диагностика базируется. При этом возникает ситуация, которую А.И. Гинзбург описал во введении к Справочнику [3] так: "Все так называемые константы свойств минералов (параметры кристаллической решетки, плотность и др.) оказываются постоянными только до тех пор, пока они определяются с относительно небольшой чувствительностью. При проведении прецизионных измерений наблюдаются существенные вариации в их значениях, которые отражают тонкие изменения состава и структуры минералов (и поэтому представляют значительный интерес)" (Справочник, 1985. С. 14).

Прежде всего эти вариации порождают трудности в диагностике минералов, четко проявляющиеся в попытках ее автоматизации, требуя для этого использования совокупной характеристики минералов, комплекса его свойств. Примером являются работы, проводимые в этом направлении В.Г. Фекличевым [4]. Однако эти же вариации ста-

новятся источником информации генетической, поскольку определяются условиями образования минерала. Определение реальных строения и состава минерала становится еще одной — третьей задачей минералогических анализов.

Но сегодня даже традиционные виды минералогического анализа не имеют в своем арсенале средств оценки достоверности получаемых с их помощью результатов. А.И. Гинзбург видел одно из средств в унификации минералогических исследований и создании службы стандартных образцов "...выпуск хорошо апробированных инструкций и методических указаний по различным методам исследований..." Унификация методов исследования и аппаратуры невозможна без создания службы стандартных образцов, по которым можно было бы проверить правильность... методик и контролировать работу различных лабораторий" (Там же. С. 14).

Задачу необходимости "метрологического обеспечения" минералогических анализов А.И. Гинзбург ставил и ранее [1]. Довести эту задачу до решения — долг его последователей. И делать это необходимо безотлагательно, хотя задача не из простых, и только унификация используемых в различных лабораториях методик ее не решит. Не решит ее прежде всего потому, что метрологическая оценка методики включает в себя оценку погрешностей воспроизводимости и правильности экспериментальных результатов. Унификация методик может обеспечить воспроизводимость результатов, но не гарантирует их правильность. И значение корректности результатов, требований к ним возрастает, когда мы переходим от диагностики минералов к изучению их реального строения и состава, отражающих типоморфные особенности, связанные с условиями минералообразования. При этом дело осложняется последующим существованием минерала, вызывающим в нем вполне определенные изменения структурного состояния, распад твердого раствора, трансформационные преобразования и др. Строение и состав минерала, имея в виду, с одной стороны, кристаллическую структуру, с другой — форму нахождения в ней элементов-примесей, становятся источником генетической информации и информации о наложенных потенциально рудоносных процессах. Решение этих задач, относящихся к области генетической и поисковой минералогии, требует особого внимания к достоверности получаемых результатов. Простейшей иллюстрацией может служить термический анализ каолинита, диагностический эндозффект на кривой ДТА которого смещается в интервале температур 550—620° С в зависимости от степени совершенства и дисперсности каолинита в той же мере, как и от условий записи кривой, что не останавливает экспериментатора от преждевременных выводов генетического плана. Размеры элементарной ячейки или величины межплоскостных расстояний широко используются для доказательства изоморфного вхождения элемента-примеси в кристаллическую структуру минерала-хозяина. Определение этих структурных метрик по рентгенограммам, полученным в порошковых камерах РКД, не может обеспечить необходимой точности в их значениях, тем не менее такие определения проводятся, смело оцениваются значения метрик с точностью до  $10^{-5}$  нм (0,000н А) и дается заведомо некоррект-

ное заключение, например, об изоморфных вхождениях тантала, ниобия, железа в касситерит, олова в гранаты, турмалины и т.п.

Таким образом, надежные экспериментальные данные минералогических методов необходимы прежде всего для корректной диагностики минералов и выявления их типоморфных особенностей.

Не менее значима оценка достоверности методов количественного фазового анализа как средств оценки качества минерального сырья, выявления "типоморфизма" горных пород, разумея под этим (весьма условно) вариации соотношения в породе составляющих ее минеральных компонентов, как средства минералогического картирования месторождений, рудопоявлений и регионов, и, наконец, как средства обоснования и контроля процесса технологической переработки минерального сырья.

Но любому количественному фазовому анализу предшествует качественный фазовый анализ, так как необходимо сначала определить "что" входит в состав гетерогенной смеси — горной породы, а потом "сколько", т.е. сначала — надежная (качественная в полном смысле этого слова) диагностика фаз, присутствующих в смеси, потом оценка их содержания. Таким образом, в количественном фазовом анализе правильность обеспечивается правильностью диагностики минералов и правильностью определения их содержания (количества). Ошибка на первом этапе анализа усугубляет ошибки на этапе завершающем.

Чем располагает минералогия в плане метрологии сегодня?

Широко распространен так называемый количественный минералогический анализ — метод фазового анализа шлихов и протолок путем подсчета зерен минералов в каждой гранулометрической фракции, с легкостью называемого количественным. Оснований для этого нет. Достоверность метода не оценена, если не считать таковыми данные упомянутого выше Справочника, где (на с. 77) анализ относится к категории полуколичественных, а его погрешность (средняя, относительная) оценена для содержания 1—10% в 60 отн.%, при содержаниях 11—30% — в 40 отн.% при содержаниях в 31—70% — 1—3% отн.% при содержаниях 71—100% возрастает до 7—8 отн.% (метод оптико-геометрический пока распространен в СССР слабо). Другие методы минералогического анализа: определение оптических характеристик, плотности, термический анализ и др. не располагают и такой оценкой достоверности их экспериментальных данных.

Лишь в метрологической оценке количественного фазового анализа уже сделаны первые шаги, разработаны "Требования к метрологической оценке методик количественного фазового анализа" (1986). Основные положения "Требований" имеют общие для минералогических анализов значение, при этом не рассматриваются вопросы пробоподготовки, как тема особая, хотя и не менее значимая.

Метрологическая оценка должна включать в себя определение воспроизводимости и правильности результатов, получаемых конкретной методикой. Воспроизводимость результатов определения той или иной характеристики минерала ( $N$ ,  $d$ ,  $T$  и др.) зависит от случайной погрешности анализа и определяется разбросом результатов единичных измерений около среднего значения. Метрологической характе-

ристикой случайной погрешности метода анализа является среднеквадратичное отклонение результатов измерения от среднего значения результатов. Абсолютное среднеквадратичное отклонение  $\bar{\sigma}$  (стандартное отклонение) равно корню квадратному из дисперсии  $\bar{\sigma}^2$ . Дисперсия  $\bar{\sigma}^2$  определяется по экспериментальным данным

$$\bar{\sigma}^2 = \frac{\sum_1^n (C_i - \bar{C})^2}{n - 1}$$

где  $C_i$  — единичное измерение;  $\bar{C}$  — среднее из результатов измерений,  $n$  — число измерений, проведенных различными исполнителями или в варьирующих технических условиях.

Относительное среднеквадратичное отклонение  $\bar{\sigma}_r = \bar{\sigma}/\bar{C} \times 100\%$ . Запас точности  $z$  определяется отношением теоретического среднеквадратичного отклонения к "экспериментальному" (выборочному):  $z = \sigma_{Dr}/\bar{\sigma}_r$ . Чем больше  $\bar{z}$ , тем лучшей воспроизводимостью обладает метод. Если  $z < 0,7$ , метод анализа не может относиться к категории точности, регламентируемой значениями  $\sigma_{Dr}$  (стандарта).

Правильность метода характеризуется систематическими отклонениями экспериментальных данных анализа от истинных значений. Эти отклонения обусловлены систематическими погрешностями.

Наиболее надежным средством выявления систематических погрешностей являются стандартные образцы минералов, аттестованные по современным требованиям Госстандарта [2]. Предметом аттестации может быть минерал или его синтетический аналог "по всем статьям" — состав и свойства оптические, физические, структурные и др., при метрологической оценке каждого из этих "свойств" или одна-две характеристики минерала для конкретного вида анализов: концентрация РД центров в кварце — для палеодозиметрии методом ЭПР,  $T$ , гомогенизации газовой-жидкого включения, смоделированного при заданных  $pT$  условиях, — для термобарометрии и др., но с обязательной общей характеристикой минерала даже по не аттестуемым свойствам.

Работы по созданию стандартных образцов для минералогических исследований в СССР только начаты. Созданы стандартные образцы фазового состава (СОФС), моделирующие магнетитовые руды с аттестацией отдельных свойств входящих в СОФС минералов — кварца, магнетита, гематита, пирита, пирротина и СОФС на основе железистых кварцитов Чаро-Токкинского железорудного района, СОФС оловянных руд и каолинита. Готовится к аттестации ряд породообразующих минералов, которые вместе с СОФС послужат средством аттестации методик и средством контроля правильности работ и аппаратуры, и исполнителей.

Однако оценка качества минералогических анализов требуется в практике уже теперь, не дожидаясь стандартов. Средствами ее являются межметодический и межлабораторный контроль. Естественно, межметодический контроль методик и правильность их использования, т.е. контроль качества выполняемых лабораторией минералогических работ, применимы при выполнении диагностики минералов (контроль ее правильности) и при количественных фазовых анализах. Межлабораторный контроль работает при решении практически всех минералогич-

ческих задач от диагностики, фазового анализа до оценки реального строения минералов.

Контроль качества результатов минералогических анализов, помимо оценки фактической погрешности результатов, включает и определение того, что эти погрешности не превышают допустимого значения. Допустимые погрешности устанавливаются из статистических соображений (невозможность получения более воспроизводимых и правильных данных) или требований, предъявленных к анализу, задач анализа — диагностика или выявление типоморфных особенностей. Последние и вынуждают предъявлять особо повышенные требования к корректности результатов, поскольку на основе этих результатов делаются генетические построения и разрабатываются минералогические поисковые критерии.

Без контроля результатов минералогических анализов можно не только получить ошибочные данные, но и прийти к неправильной оценке самого метода, дискредитировав его.

Итак, из изложенного следует, как очевидность, необходимость (а) метрологической оценки методик, которые используются при минералогических исследованиях от традиционных (рутинных) — анализ шлихов, диагностика минералов по их дифракционным картинам или термокривым и т.п. до современных, например определение фазового состава железных руд с оценкой состава и типа пирротинов по ЯГР-спектрам, (б) выбор наиболее достоверной по результатам методики и утверждение ее в качестве унифицированной методики, обязательной при проведении того или иного минералогического анализа, имея целью получить сопоставимые и в равной степени достоверные результаты.

Работа по метрологической оценке методик уже начата Научным советом по методам минералогических исследований (НСОММИ), созданным А.И. Гинзбургом при ВИМСе. Однако эта работа требует активного участия в ней всех минералогов, как НИИ, так и производственных организаций путем направления в НСОММИ для апробации и аттестации имеющихся методик минералогического анализа. Перевод лабораторий на унифицированные, метрологически оцененные методики несомненно повысит качество и надежность минералогических анализов, так необходимых при диагностике минералов, особенно при выявлении их типоморфных особенностей, на которых основаны генетические построения и поисковая минералогия, при оценке качества и типизации минерального сырья. Но система качественного минералогического анализа будет успешно работать не только при наличии в банке НСОММИ аттестованных методик, но и при выполнении минералогических анализов одними и теми же аттестованными (метрологически оцененными) методиками. Только этот путь обеспечит сопоставимость получаемых результатов и достоверность их интерпретаций.

1. Гинзбург А.И., Скоробогатова Н.В., Иовчева Э.И. Основы создания службы стандартных образцов для минералогических исследований // Минерал. журн. 1983. N 1. С. 72—81.
2. ГОСТ 8.315—78. Государственный стандарт СССР. Государственная система обеспечения единства измерения. Стандартные образцы. Основные положения.
3. Справочник. Методы минералогических исследований. М.: Недра, 1985. 480 с.
4. Фекличев В.Г. Минералогические банки данных: (Проблемы и опыт организации и использования) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Ч. III, вып. 3. С. 277—283.
5. Требования к метрологической аттестации методик количественного фазового анализа минерального сырья. М.: ВИМС, 1987. 42 с.

УДК 549:535.37

**Б.С. Горобец**

## **ЗНАЧЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ И ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ**

По доступности наблюдения и наглядности, по многообразию проявлений и вытекающей из этого информативности, по возможности дистанционного приема и обработки сигнала окраска и люминесценция минералов имеют много общего, хотя и обусловлены различными особенностями состава и строения минералов: соответственно элементами-хромофорами и люминогенами. Развитие методов люминесцентной спектроскопии минерального сырья происходит в общем аналогично развитию более традиционных оптико-спектральных методов. Несмотря на то что окраска присуща всем минералам, а люминесценция — лишь меньшей их части (имеются сообщения о просмотре до 500 минеральных видов), именно окраска часто бывает невыразительной (диагностичной), а люминесценция тех же минералов может оказаться яркой и контрастной, например у алмаза, шеелита, касситерита, апатита, кальцита, плагиоклазов, микроклина и многих других. Поэтому люминесценцию целесообразно использовать как диагностическое явление уже на самых ранних стадиях минералогического анализа горных пород и руд, еще до применения более трудоемких и разрушающих видов анализа [8, 18, 19].

В настоящей статье предпринята попытка обзора состояния, задач и примеров применения люминесцентного анализа в двух разделах прикладной минералогии, у истоков которых стоял А.И. Гинзбург, — поисковой и технологической.

### **СУЩНОСТЬ И ПРЕДПОСЫЛКИ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ МИНЕРАЛОВ**

Люминесценция минералов проявляется как свойство светиться под воздействием ультрафиолетового (УФ), рентгеновского, катодного и некоторых других видов излучения. Соответственно по цвету, яркости, спектру, физическому механизму выделяют фотолюминесценцию (ФЛ), рентгенолюминесценцию (РЛ), катодолюминесценцию (КЛ) и другие виды люминесценции.

Люминесценция характеризуется: длиной волны  $\lambda$  в диапазоне от 200 до 1100 нм, включающем видимую область и примыкающие к ней участки ближнего ультрафиолетового и инфракрасного излучений; интенсивностью  $I$ , измеряемой в условных единицах относительно  $I_3$  эталонного люминофора; постоянной времени  $\tau$  разгорания и затухания соответственно при включении и выключении возбуждения, значение которой может варьировать в широких пределах, от  $10^{-10}$  до  $\sim 1$  с.

К настоящему времени изучены спектры люминесценции и выяснены ведущие элементы-люминогены, создающие центры свечения примерно в 250 минералах [18, 26, 27]. Важнейшими люминесцирующими минералами являются: гомоатомные минералы — алмаз, муассанит (последний часто встречается как синтетический абразив, создающий помехи в желтой области спектра); галогениды — флюорит, криолит, галит, сильвин; оксиды и гидроксиды — кварц, корунд, шпинель, касситерит, бадделейт, фенакит, брусит, гидроцинкит; оксосоли — полевые шпаты, сподумен, эвкрипит, датолит, данбурит, циркон, апатит, кальцит, барит, церуссит, минералы уранила и многие другие. Не люминесцируют металлы и интерметаллические соединения, узкощелевые полупроводники с шириной запрещенной зоны  $E_g \approx 1-1,5$  эВ, диэлектрики, содержащие более 1% ионов железа, меди, являющихся гасителями [19]. Люминесценция связана с наличием элементов-люминогенов, образующих в кристаллической решетке центры свечения. "Сквозными" люминогенами являются кислород в оксидах и оксосолях, галоиды — фтор, хлор — в галогенидах. Излучение кислорода и галоидов, образующих в кристаллической решетке минералов различные типы центров свечения — возбужденные ионы ( $O^{2-}$ )\*, радикалы, молекулы, экситоны, — наблюдается в виде широких полос в диапазоне от УФ до зелено-голубой части спектра. Эти центры наблюдаются главным образом в процессе электронно-дырочной рекомбинации при возбуждении РЛ, КЛ, ТЛ ионизирующими излучениями; они обычно не возбуждаются при воздействии источников света в процессе ФЛ, в частности люминесценции, возбуждаемой лазерами (ЛВЛ). Кислородные и галоидные центры свечения могут играть роль как признаков разделения минералов при рентгенолюминесцентной сепарации руд, например, микроклина, данбурита, датолита, барита, целестина, флюорита, так и помех, например, от люминесценции кварца, плагиоклазов в рудах различных видов сырья.

При ФЛ проявляются главным образом изоморфные примесные катионы, представленные металлами с недостроенными электронными оболочками. Это металлы с  $p$ -оболочками:  $Tl^+$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Sn^{2+}$ ;  $d$ -оболочками:  $Mn^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{3+}$ ;  $f$ -оболочками:  $TR^{2+}$  (Eu, Sm, Yb),  $TR^{3+}$  (Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb) при содержаниях их ионов от  $\sim 10^{-4}$  до 1 ат.%, а также комплексы переходных металлов с кислородом:  $[MoO_4]^{2-}$ ,  $[WO_4]^{2-}$ ,  $[TiO_6]^{8-}$ ,  $[UO_2]^{2+}$ , которые могут создавать в структуре соединений как примесные, так и собственные центры свечения. Указанные центры проявляются и в спектрах РЛ, КЛ, ТЛ, но с другими относительными интенсивностями линий. Некоторые из минералов обнаруживают ФЛ только после охлаждения,

например, жидким азотом (касситерит, криолит, данбурит, датолит, родохрозит, триплит, родонит, вульфенит, киноварь, силикаты и гидроксиды уранила). Цвет и спектры ФЛ ряда минералов, прежде всего минералов кальция, сильно зависят от геолого-геохимической обстановки их отложения. Люминесцентные свойства тогда играют роль не только диагностических, но и типоморфных признаков этих минералов. Спектры РЛ — более устойчивые характеристики минералов, вследствие того что в процессе возбуждения РЛ (а также КЛ) большую роль играет механизм рекомбинации электронов и дырок на собственных центрах (кислород- или галоидсодержащих), а не только на примесных дефектах кристаллической основы минерала.

При диагностике минералов и анализе их типоморфных особенностей наибольшее значение имеет фотолюминесценция, сильно зависящая от состава примесей-люминогенов, как при возбуждении ламповыми, так и лазерными источниками УФ излучения. При разработке методов радиометрического обогащения руд наибольшее значение имеет рентгенолюминесценция благодаря возможности выбора более устойчивого сигнала в том или ином диапазоне  $I$ ,  $\lambda$ ,  $\tau$ , что до известной степени объясняется участием в процессе рекомбинационной люминесценции собственных (т.е. беспримесных) центров, например А-центра в алмазах,  $[\text{WO}_4]^{2-}$  в шеелите,  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  в кварце и других силикатах; хотя в процессе РЛ участвуют и могут служить разделительными признаками также примесные центры, например  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ce}^{3+}$  в кальциевых минералах. Некоторое значение для диагностики минералов в шлифах и аншлифах, исследуемых в рентгеноспектральных микроанализаторах, электронных микроскопах, имеет катодолюминесценция, возбуждаемая электронным лучом на поверхности минерала. Наиболее сложным физическим механизмом характеризуется термолюминесценция, которая чрезвычайно чувствительна к малейшим часто не контролируемым колебаниям внешних и внутренних факторов, действовавших при образовании и дальнейшем существовании минералов. Обсуждение основных достижений ТЛ метода и его ограничений изложено в Справочнике под ред. А.И. Гинзбурга [18]. Весьма перспективным является начавшееся с 1980 г. развитие метода, использующего новую разновидность ФЛ-люминесценцию, возбуждаемую лазером (ЛВЛ).

Люминесцентные методы применяют на всех стадиях геолого-разведочных работ, начиная с общих поисков.

На поисковой стадии применяется: 1) люминесценция минералов, возбуждаемая лазером, установленным на вертолете, автомобиле, при дистанционном зондировании поисковых площадей с обнажением не менее 10% [28]; 2) ФЛ минералов при шлиховом опробовании и валунно-обломочных поисках [19, 24].

На поисково-оценочной стадии применяется ФЛ, включая ЛВЛ, а иногда также РЛ минералов при документации и ревизии керна скважин, стенок горных выработок, бороздовом опробовании, опробовании россыпей [3, 6, 8, 17, 22, 25].

На разведочных стадиях применяется главным образом РЛ метод для исследования радиометрической обогатимости руд, разработки

способов их сепарации с целью более полного и комплексного использования полезных ископаемых, в том числе экспресс-контроля хвостов обогащения, исследования отвалов и хвостохранилищ на предмет возможного доизвлечения некоторых ценных первичных или попутных компонентов, при создании безотходных технологий [5, 8—14, 20]. В этом аспекте особенно перспективным представляется метод ЛВЛ.

### ТИПОМОРФНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ МИНЕРАЛОВ

Существенно переменные люминесцентные свойства, отражающие устойчивые связи с геологической обстановкой отложения минералов, проявляют лишь те немногие минералы, состав и структура которых допускают вхождение примесных элементов-люминогенов, являющихся индикаторами источников рудного вещества, химизма и режимов минералообразования, прежде всего кислотности-основности среды и ее окислительно-восстановительного потенциала [2, 7, 8, 15—17, 18, 21—27]. Особенно четкими типоморфными люминесцентными свойствами обладают безжелезистые кальциевые минералы: апатит, плагиоклазы, флюорит, кальцит, шеелит, датолит, данбурит, в структуру которых могут входить двухвалентные лантаноиды  $\text{Sm}^{2+}$ ,  $\text{Eu}^{2+}$ ,  $\text{Yb}^{2+}$  и трехвалентные лантаноиды  $\text{TR}^{3+}$  (из них Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy проявлены наиболее четко), двухвалентный марганец.

Важнейшим минералом по типоморфным свойствам является **апатит**. В нем преобладают элементы-люминогены  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{Eu}^{2+}$ ,  $\text{Dy}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ . Преобладание фиолетово-синего свечения  $\text{Ce}^{3+}$  и  $\text{Eu}^{2+}$  характерно для апатита из гипербазитов, карбонатитов, щелочных и основных комплексов и отражает их генетическую связь с подкоровым магматизмом [7, 17, 21, 23—26]. Выделение апатита в этих типах пород происходило в условиях повышенной основности—щелочности и пониженного окислительно-восстановительного потенциала среды. Соответственно, апатит в них характеризуется подавляющим преобладанием  $\text{TR}_{\text{Ce}}$  над  $\text{TR}_{\text{Y}}$  и наиболее высоким соотношением  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ , которое составляет, по последним данным,  $0,3 \div 0,55$  [21]. Преобладание желто-розовых тонов свечения ионов  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Dy}^{3+}$  присуще апатиту, генетически связанному с гранитоидным магматизмом, для процессов которого характерны в общем более высокие кислотность и окислительно-восстановительный потенциал среды. Действительно, в таких условиях активизируется вхождение в структуру апатита  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Dy}^{3+}$  на место  $\text{Ca}^{2+}$  [23]; отмечаются низкие значения соотношения  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+} \approx 0,1 \div 0,3$  [21]. Исключением является апатит низкотемпературных генераций из кварцевых жил, в котором соотношение  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$  составляет порядка 0,45 [21]. Отметим, что накопление европия на последних стадиях гидротермального процесса свойственно также флюориту ( $\text{Eu}^{2+}$ ) и шеелиту ( $\text{Eu}^{3+}$ ) [2, 7].

Плагиоклазы обладают типоморфными ФЛ свойствами благодаря вхождению в их структуру ионов  $\text{Eu}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  [17, 18, 22], РЛ свойствами — благодаря примесям  $\text{Tl}^+$ ,  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  [1, 7, 10, 18, 27].

Фиолетово-синяя ФЛ  $\text{Eu}^{2+}$  наблюдается: изредка у образцов из

траппов и других базальтоидов, благодаря повышенному кларку Eu в базитах; у образцов из грейзеновых и гидротермальных месторождений, развитых по базит-гипербазитам благодаря восстановительным условиям минералообразования [17]; у образцов из пород, связанных с амфиболитовой фацией регионального метаморфизма: повсеместно — из слюдоносных пегматитов и вмещающих их пород; иногда у образцов из анатектических гранитов и гранит-пегматитов, гранит-аплитов, отдельных рудных тел редкометалльных пегматитов (литиевых и миароловых, связанных с амфиболитовой фацией). Общей причиной является, по-видимому, максимальная кислотность флюидов на данной ступени метаморфизма, при которой повышается подвижность сильного основания  $Eu^{2+}$  (как и  $Ca^{2+}$ ). В этих же случаях фиолетовая ФЛ иона  $Eu^{2+}$  характерна для микроклина [22]; у образцов из корундовых плагиоклазитов, причины чего пока недостаточно ясны.

ФЛ  $Eu^{2+}$  нехарактерна для плагиоклазов (и микроклина) из гранитов, гранитоидов, пегматитов хрусталеносной и редкоземельной формаций [22].

Красная ФЛ иона  $Fe^{3+}$  в альбитах является типоморфным признаком рудных зон редкометалльной альбитизации [19].

Четкими типоморфными признаками плагиоклазов из пегматитов различных формаций являются наборы доминантных полос в спектрах РЛ, что схематически, плюсами и минусами можно отобразить следующим образом [1]:

Наличие полос примесных центров:

Формация пегматитов	$Tl^+$	$Ce^{3+}$	$Mn^{2+}$	$Fe^{3+}$
хрусталеносная			-	+
редкометалльная		-	+	
слюдоносная	+	+	+	-
редкоземельная	+	-	-	+

Пропуск означает нечеткое проявление признака.

**Флюорит** проявляет типоморфные ФЛ свойства благодаря примесным ионам  $Eu^{2+}$  и  $Yb^{2+}$  [2]. У флюорита, генетически связанного с основными, щелочными породами и карбонатитами, преобладает фиолетовое свечение  $Eu^{2+}$ . У флюорита из гранитов, гранитоидов и генетически связанных с ними образований проявляется зеленая полоса  $Yb^{2+}$ , одна или в сочетании с полосой  $Eu^{2+}$ . Для флюорита, выделенного в постмагматическом процессе, характерно постепенное уменьшение соотношения интенсивностей полос  $Yb^{2+}/Eu^{2+}$  от высокотемпературных генераций минерала к низкотемпературным, что объясняется усилением щелочности среды к концу этого процесса [2]. Так, флюорит из хрусталеносных жил имеет фиолетовое свечение  $Eu^{2+}$ , как и апатит.

В спектрах РЛ флюорита, генетически связанного с основными и щелочными породами, преобладают УФ полосы  $Ce^{3+}$  и собственных центров фтора, а в спектрах РЛ флюорита, генетически связанного с гранитами и гранитоидами, преобладают  $Mn^{2+}$ ,  $Dy^{3+}$  и некоторые другие  $TR^{3+}$  [15].

**Кальцит** проявляет типоморфные свойства слабее, чем другие полигенные кальциевые минералы, в его свечении чаще всего преобла-

дает оранжево-красная полоса  $Mn^{2+}$  — примерно в 70% образцов при ФЛ и в 100% при РЛ, КЛ, ТЛ [7]. Столь значительная роль  $Mn^{2+}$  объясняется энергетической выгодностью его вхождения в кристаллическую решетку кальцита с образованием смешанных кристаллов  $(Ca, Mn)CO_3$ . Активизирующим фактором при этом является, по-видимому, температура. По ФЛ выделяются две принципиально различные группы кальцитов: 1) с оранжево-красным свечением  $Mn^{2+}$ , которое наблюдается при содержании  $MnO \geq 0,1$  мол.%; 2) с фиолетовым, синим, зеленым, белым оттенками свечения, которые обусловлены различными молекулами, комплексами, радикалами (фосфатным, карбонатным, уранильным, гидроксильным и др.), наблюдающимися при содержании  $MnO < 0,1$  мол.% [7, 25]. Наибольшая яркость свечения  $Mn^{2+}$  наблюдается в кальците из полиметаллических месторождений (1—3 ат.% Mn). Слабее она в кальците из карбонатитов и щелочных пород (0,1 ат.% Mn). Обычно не наблюдается свечения  $Mn^{2+}$  в кальците из низкотемпературных гидротермальных жил, в частности в исландском шпате. В кальците из гипергенных образований  $Mn^{2+}$  чаще не наблюдается при ФЛ, однако отмечены и обратные случаи, которые, очевидно, объясняются повышенной концентрацией марганца в соответствующих месторождениях.

Типоморфизм люминесцентных свойств проявляется у полигенных минералов стронция и бария, вследствие того что  $Ba^{2+}$ , и особенно  $Sr^{2+}$ , могут замещаться ионами-люминогенами  $Eu^{2+}$  и  $TR^{3+}$  (Ce, Sm, Gd, Dy) [4, 7]. Последние наблюдаются в спектрах ФЛ и РЛ **барита**, **целестина** и **стронцианита** из карбонатитов, связанных с калиевыми щелочными комплексами. У барита и целестина из осадочных месторождений ФЛ отсутствует или она слабая беловатая, обусловленная сорбированной водой, органическими молекулами; в спектрах же РЛ наблюдается всего одна полоса, в УФ области, связанная либо с собственным сульфатным комплексом, либо, что менее вероятно, с примесью  $Pb^{2+}$ . У барита и целестина из гидротермалитов ФЛ чаще всего отсутствует, а в спектрах РЛ наряду с УФ полосой сульфатного комплекса могут наблюдаться полосы от неидентифицированных примесей [4].

Типоморфизм люминесцентных свойств бескальциевых силикатов и алюмосиликатов, содержащих не более 1 мол.%  $FeO + Fe_2O_3$ , связан с возможностью вхождения в тетраэдры на место  $Al^{3+}$  и  $Si^{4+}$  иона-люминогена  $Fe^{3+}$ , а в катионную подрешетку —  $Tl^+$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Eu^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , а также иона-гасителя  $Fe^{2+}$ . В калиевых полевых шпатах — это набор  $Tl^+$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Eu^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  в различных соотношениях [27], в альбите —  $Tl^+$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  [10, 27], в литиевых слюдах из пегматитов —  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{2+}$ , а из метасоматитов —  $Fe^{2+}$ , подавляющий люминесценцию [18].

В минералах циркония — **цирконе** и **бадделеите** — катионами-люминогенами являются  $TR^{3+}$ , замещающие  $Zr^{4+}$ . По соотношениям линий элементов с различной основностью, например  $Dy^{3+}/Gd^{3+}$ , можно оценивать сравнительную кислотность-основность среды, из которой кристаллизовался циркон, различать в шлихах циркон из гипербазитов, щелочных и гранитных пегматитов [16].

Таковы вкратце ведущие свойства наиболее распространенных

минералов, лежащие в основе возможности их применения в поисковой и технологической минералогии, — примеры приведены ниже. Более подробно типоморфные люминесцентные свойства этих и некоторых других минералов (шеелита, ангидрита, датолита, данбурита, криолита) охарактеризованы в работах [1, 2, 4, 7, 15, 18, 23, 25—27].

### ЗНАЧЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ПОИСКОВОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Начиная с 1930-х годов люминесценцию стали применять для поисков шеелитовых руд. При ревизии каменного материала с помощью люминоскопа Н.А. Смольянинов открыл шеелитовое месторождение Чорух-Дайрон (Средняя Азия). В 1940-е годы в США были организованы массовые поиски и открыто несколько месторождений шеелита, в том числе крупнейшее — Йеллоу Пайн Майн.

В 1940—1950-е годы широко применяли также люминесцентную съемку при поисках руд урана. При этом выявляли ореолы рассеяния окисленного урана, входившего в виде молекул уранила во вторичные урановые минералы и минералы-сорбенты — халцедон, опал, аллофан, кальцит. В дальнейшем, однако, более чувствительные радиометрические методы вытеснили люминесцентную съемку как метод поиска на уран.

Новая волна внедрения люминесцентных методов в поисковую минералогию началась в 1980-е годы и связана с двумя следующими принципиальными факторами.

Во-первых, к этому времени были выяснены не известные ранее фото- и рентгенолюминесцентные свойства многих десятков минералов при обычных и низких температурах, оказавшиеся их четкими диагностическими и типоморфными характеристиками. Более того, "лучшие" из них могут служить поисковыми и оценочными признаками оруденения при геологоразведочных работах на олово, некоторые редкие металлы и неметаллическое сырье. При апробации на практике оказалось, что такие люминесцентно-минералогические признаки существенно дополняют и уточняют результаты, получаемые традиционными геохимическими и геофизическими методами поисков, дают реальный экономический или геологический эффект. Применение люминесцентно-минералогических поисково-оценочных признаков основано на возможности выявления в породах, вмещающих рудные тела, ореолов рассеяния, образованных выделениями (вкрапленностью) тех же люминесцирующих минералов, которые характерны для самой руды. Таковыми могут быть как собственно рудные минералы — касситерит (см. примеры 1, 2), шеелит, алмаз, рубин, циркон, бадделит, сподумен, эвкриптит, бавенит, миларит, лейкофан, церуссит, виллемит, гидроцинкит, иттрофлюорит, гагаринит, датолит, данбурит, криолит, минералы уранила и др., так и минералы-спутники определенных типов рудоносных пород, указывающие на их локализацию — апатит, плагиоклазы, микроклин (примеры 3—5), а также, возможно, кальцит, флюорит, ангидрит и др. Существование "люминесцентных ореолов" вокруг рудных тел создает, в частности, возможность прогнозной оценки месторождений на глубину при поисках "слепых" тел. Выявление и оконтуривание таких

ореолов проводят при документации керна скважин, стенок горных выработок, шлиховом опробовании.

Во-вторых, новый этап обусловлен внедрением качественно новой техники, в первую очередь мощных УФ лазеров. С помощью лазерной техники стало возможным использование люминесценции как геофизического метода дистанционного зондирования при наземных поисках и аэропоисках. Фирма Сцинтрекс-Люминекс (США—Канада) разработала воздушный вариант комплекса для поисков с вертолета, а фирма Произагт (ФРГ) — наземный вариант для поиска с автомобиля [28]. Основные технические и методические показатели поисковых комплексов следующие: длина волны излучения лазера  $\lambda = 265, 307, 337, 425$  нм, мощность не ниже 200 кВт в импульсе, освещаемая площадка  $20 \times 20$  см<sup>2</sup>, расстояние от лазера до поверхности от 30 до 100 м. Обнаженность поверхности должна быть не менее 10%. Порог обнаружения люминесцирующего минерала составляет порядка 0,5% от освещаемой площади. Один импульс лазера приходится примерно на 1 м<sup>2</sup> поверхности при аэропоисках. Прием сигнала осуществляется в окне селекции, по  $\lambda$  и  $\tau$ , например, для шеелита  $\lambda_{\text{макс}} = 420 \div 480$  нм,  $\tau = 6 \cdot 10^{-6}$  с. Объектами поиска являются шеелитовые, полиметаллические, урановые руды в Турции, Альпах, Пиренеях, Северной и Южной Америке, Южной Африке. Минеральные объекты, выявляемые по люминесценции: шеелит, гидроцинкит, урановые слюдки и другие минералы уранила.

В нашей стране впервые предложено и опробовано лазеролюминесцентное зондирование оловорудных объектов с целью их минералого-технологического картирования [3].

Приводим примеры применения люминесцентного метода при поисково-оценочных работах, апробированные в последние несколько лет.

*Пример 1.* Выявление касситеритового оруденения по низкотемпературной желтой ФЛ касситерита [6].

Пробу руды отбирают с помощью полевого рентгено-радиометрического анализатора на олово. В сложных оловосодержащих рудах большинства месторождений Средней Азии и Дальнего Востока наряду с касситеритом содержатся железосодержащие оксиды (варламовит), станнин, гидростаннаты и сульфостаннаты. Поэтому соотношение содержания олова с касситеритом — наиболее ценным и легкообогатимым оловоносным минералом — неправомерно. Заметим, что полевой ЯГР-спектрометр отличает олово в форме оксидов от соединений других типов, но не различает касситерит и варламовит. Куски руды просматривают под люминескопом ОИ-18 или ЛСП после охлаждения в жидком азоте. По яркой желтой люминесценции выявляют касситерит, выясняют его распространенность, преобладающие формы выделений. Это позволяет экспрессно, в условиях полевой лаборатории оценить технологические особенности руд, в частности их контрастность. Так, в месторождениях Средней Азии руды в основном контрастные, тогда как в месторождениях Дальнего Востока касситерит зачастую рассеян в руде в виде тонкодисперсной фазы, трудной для извлечения.

*Пример 2.* Выявление касситеритового оруденения в естественном залегании по люминесценции, возбуждаемой лазером [3].

В отличие от предыдущего примера не требуется отбора каменного материала, не нужен жидкий азот. Луч УФ лазера сканирует поперек намечаемой борозды для опробования шириной 10 см и при этом медленно передвигается вдоль борозды по стенке горной выработки со скоростью примерно 15 см/мин. Участки, засвечиваемые лучом, последовательно фотографируют на черно-белую или лучше цветную пленку. Подбором длины волны излучения лазера, в данном случае 337 нм, и светофильтра на фотоаппарате, выделяющего желтую полосу свечения касситерита, максимально снижают мешающий фон синей люминесценции органических веществ и некоторых попутных минералов, например флюорита. По площади и форме светлых участков на позитивной черно-белой пленке или желтых участков на цветной пленке оценивают количество и контрастность выделений касситерита. Здесь важен сам принцип [3]. Варианты наблюдения, обсчета, автоматизации при решении различных конкретных задач могут быть самые разные.

*Пример 3.* Разбраковка аномалий, выявляемых при поисках кимберлитов, проводимая с помощью люминесцентного анализа шлихов, содержащих апатит — индикатор мантийных пород (А.М. Портнов и др. [24]).

Общезвестные минералы-спутники алмаза из кимберлитов — пироп, хромшпинелиды, пикроильменит — химически и механически устойчивы и разносятся на многие десятки километров от трубок. Поэтому минералого-геохимические методы поиска кимберлитов и оценки аномалий, основанные на выявлении указанных минералов, характеризуются невысокой точностью локального прогноза. Апатит же, благодаря меньшей твердости и большей растворимости в кислых таежных почвах, быстро разрушается при переносе, не сохраняется во вторичных коллекторах и имеет ореол не более 2—3 км от коренных источников сноса. Поисково-оценочную информацию дают, во-первых, само присутствие апатита в шлихах, характерное для кимберлитов и нехарактерное для безрудных базальтовых даек; во-вторых, фиолетово-синяя ФЛ примесных ионов  $Ce^{3+}$  и  $Eu^{2+}$ , характерная для апатита, генетически связанного с мантийным магматизмом. Эффективность метода можно проиллюстрировать следующими конкретными примерами его применения при поисково-оценочных работах в алмазоносных районах с различной геологической обстановкой [24].

1. На площади 1 тыс. км<sup>2</sup> аэрогеофизическая съемка выявила много десятков магнитных аномалий, которые связаны как с безрудными дайками базальтов, не содержащих апатита, так и с трубкообразными телами пикритовых порфиринов, имеющих сходство с кимберлитами. На площади были отобраны 300 шлихов, тяжелая немагнитная фракция изучена с помощью люминескопа ОИ-18. Примерно 10% шлиховых проб содержали апатит со слабым фиолетовым свечением, главным образом ионов  $Ce^{3+}$ , что указывало на связь апатита с мантийными породами. "Шлиховые люминесцентные ореолы" такого апатита пространственно совмещены с наиболее перспективными из

аномалий. При бурении скважин получен керн кимберлитовых пикритовых порфиритов.

2. Обследование 30 аномалий на площади 3 тыс. км<sup>2</sup> и их оценка путем шлихового опробования показали, что в эпицентрах аномалий почва обычно содержит пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, но не обнаружено апатита с фиолетовым свечением. Проверка бурением показала отсутствие кимберлитов.

3. Шлиховое опробование района выявило высокую концентрацию пироба и пикроильменита фракции >2 мм. Апатит во фракции <0,5 мм не найден. Дальнейшее геологическое изучение района показало, что в нем расположена древняя речная терраса, обогащенная устойчивыми минералами-спутниками алмаза, которая отстоит от коренного источника на десятки километров и создает ложную аномалию их концентрации.

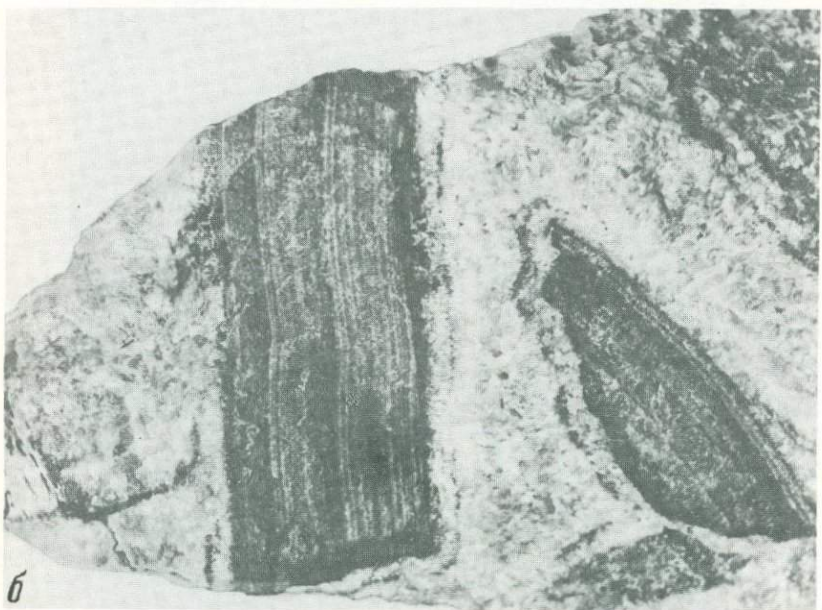
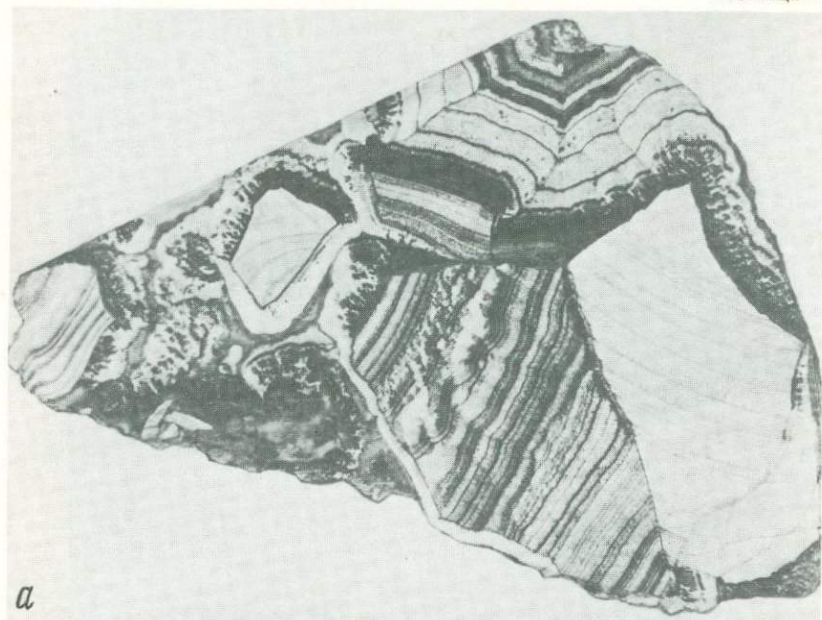
*Пример 4.* Выявление продуктивных участков на грейзеновом апогипербазитовом месторождении изумрудов по ФЛ апатита и плагиоклаза (И.И. Куприянова и В.В. Морошкин [17]).

Выделения апатита с фиолетово-синей ФЛ служат локальным поисково-оценочным признаком изумрудоносных участков месторождения, если частота встречаемости штуфов, содержащих такой апатит, составляет более 15% от всего количества отобранных в пробе штуфов, содержащих апатит, оттенки свечения которого варьируют от фиолетово-синего (Ce<sup>3+</sup>, Eu<sup>2+</sup>) до желтого (Mn<sup>2+</sup>). Дополнительным признаком служит плагиоклаз с сильным фиолетовым свечением Eu<sup>2+</sup>, интенсивность которого оценивают по образцам сравнения. В богатых изумрудоносных жилах (зонах) частота встречаемости плагиоклаза с сильным свечением составляет не менее 80% от всех штуфов, содержащих плагиоклаз со "слабым", "средним" и "сильным" свечением. В бедных и забалансовых рудах она меньше 50%.

Геолого-генетическая сущность указанных признаков объясняется гибридизацией источников вещества, формировавших месторождение изумрудов, неравномерной переработкой вмещающих базит-гипербазитов кислыми постгранитными флюидами. Eu<sup>2+</sup>, входивший в апатит и плагиоклаз, является меткой мантийного источника, так же как Sr<sup>3+</sup>, входивший в берилл. Однако апатит и плагиоклаз встречаются гораздо чаще, чем берилл, окрашенный хромом, поэтому их фиолетовая люминесценция, обусловленная редкоземельными элементами Eu<sup>2+</sup>, Ce<sup>3+</sup> является поисковым признаком изумрудов.

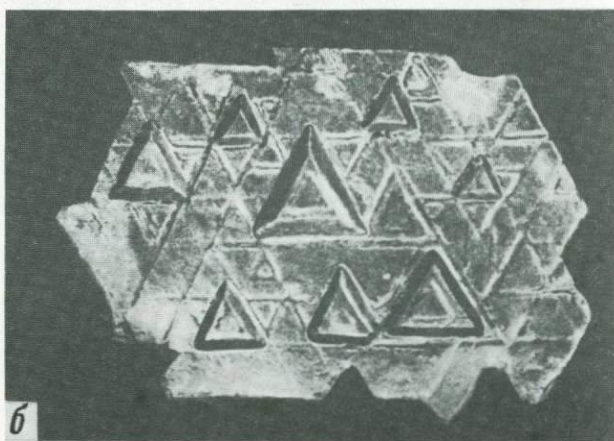
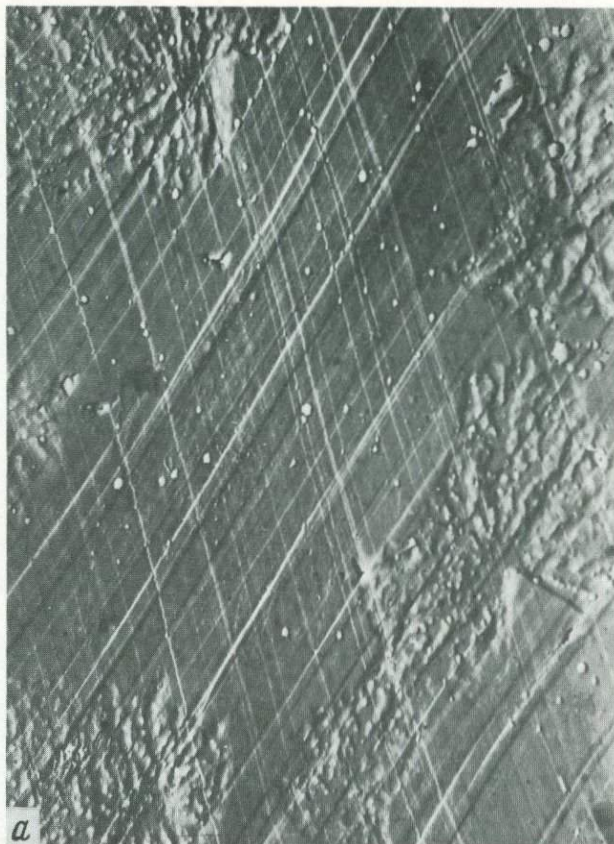
*Пример 5.* Выявление и оконтуривание слюдоносных пегматитовых тел по фотолюминесценции плагиоклазов и микроклина [22].

Фиолетово-синяя ФЛ Eu<sup>2+</sup> в плагиоклазах и фиолетовая ФЛ Eu<sup>2+</sup> в микроклине служат поисковыми признаками пегматитовых жил слюдоносной формации, в частности слепых тел, выявляемых и оконтуриваемых по "люминесцентным ореолам", образованным вкрапленностью полевых шпатов в боковых породах. Появление Eu<sup>2+</sup> в микроклине и плагиоклазах из слюдоносных пегматитов отражает, по-видимому, активное воздействие глубинных флюидов, содержащих европий, в породах, подвергавшихся региональному метаморфизму амфиболитовой фации в условиях высокой глубинности, пониженного по-

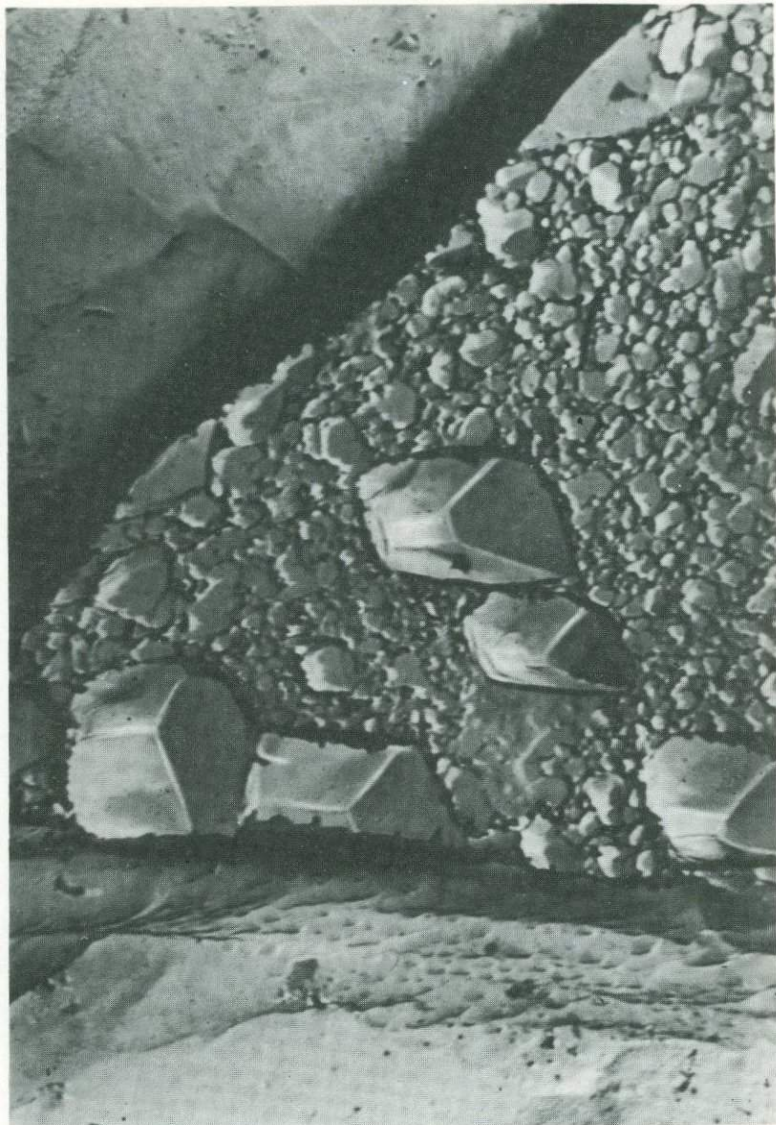


Брекчированные датолитоносные геденбергит-волластонитовые скарны ритмично-полосчатой текстуры; месторождение Дальнегорское, Центральный карьер

*a* — брекчия обломков ритмично-полосчатых скарнов, сцементированных волластонитом (светло-серое), пироксеном (черное и темно-серое) и датолитом (белое), уменьш. в 4 раза; *б* — обломки ритмично-полосчатых датолитоносных скарнов в датолитовой руде: белое и светло-серое — датолит, уменьш. в 2 раза



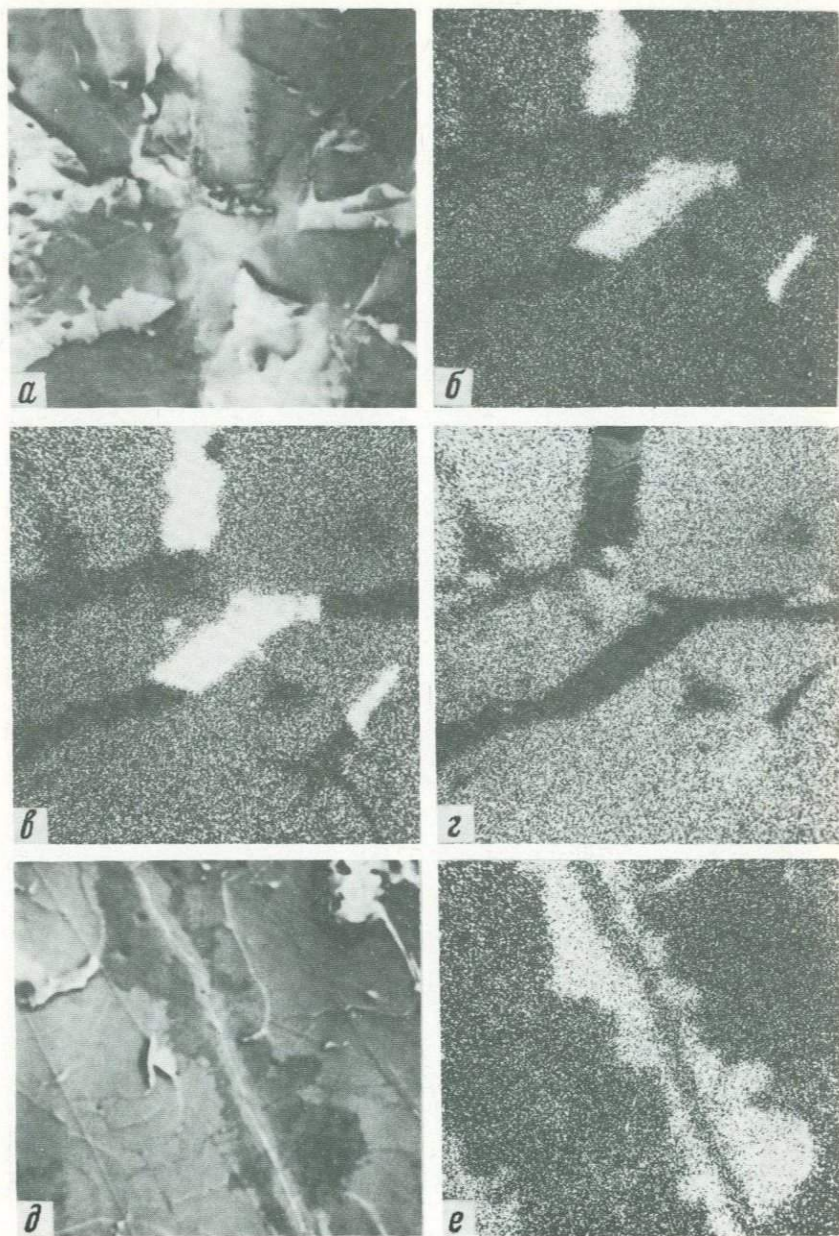
*a* — дендритные автоэпитаксисические наросты на плоском кристалле самородного золота, на поверхности которого видна сетка выходов плоскостей скольжения; целлюлозно-угольная реплика; увел. 4000; Забайкалье; *б* — тригональные автоэпитаксисические наросты на поверхности крупной плоской золотины (фотография образца), увел. 8.



Кристаллы золота, выросшие на поверхности золотины после травления ее смесью соляной и азотной кислот и насыщения травителя золотом; вмещающий минерал — кварц; целлюлозно-угольная реплика; увел. 12000; Восточные районы СССР

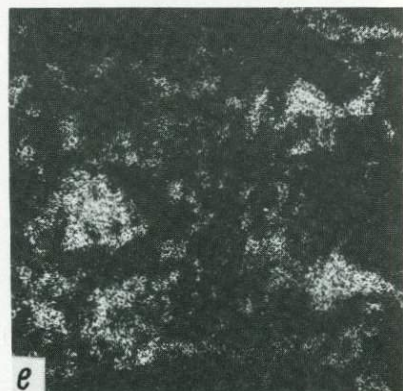
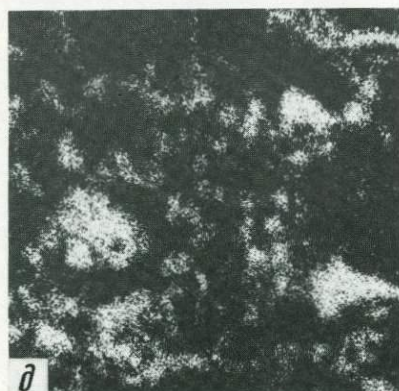
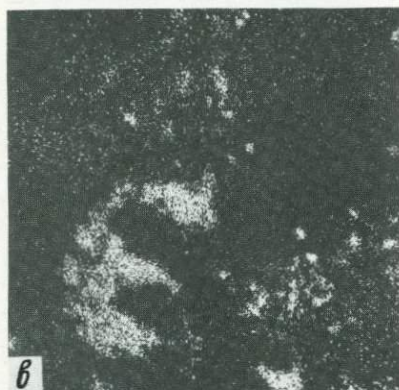
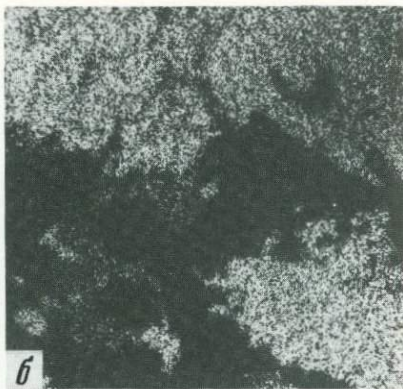
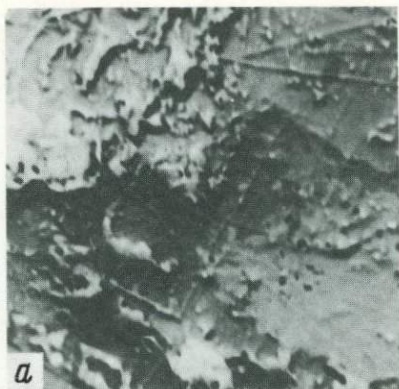


Автоэпитаксические наросты на поверхности кристалла арсенопирита, целлюлозно-угольная реплика; увел. 8000; Енисейский кряж



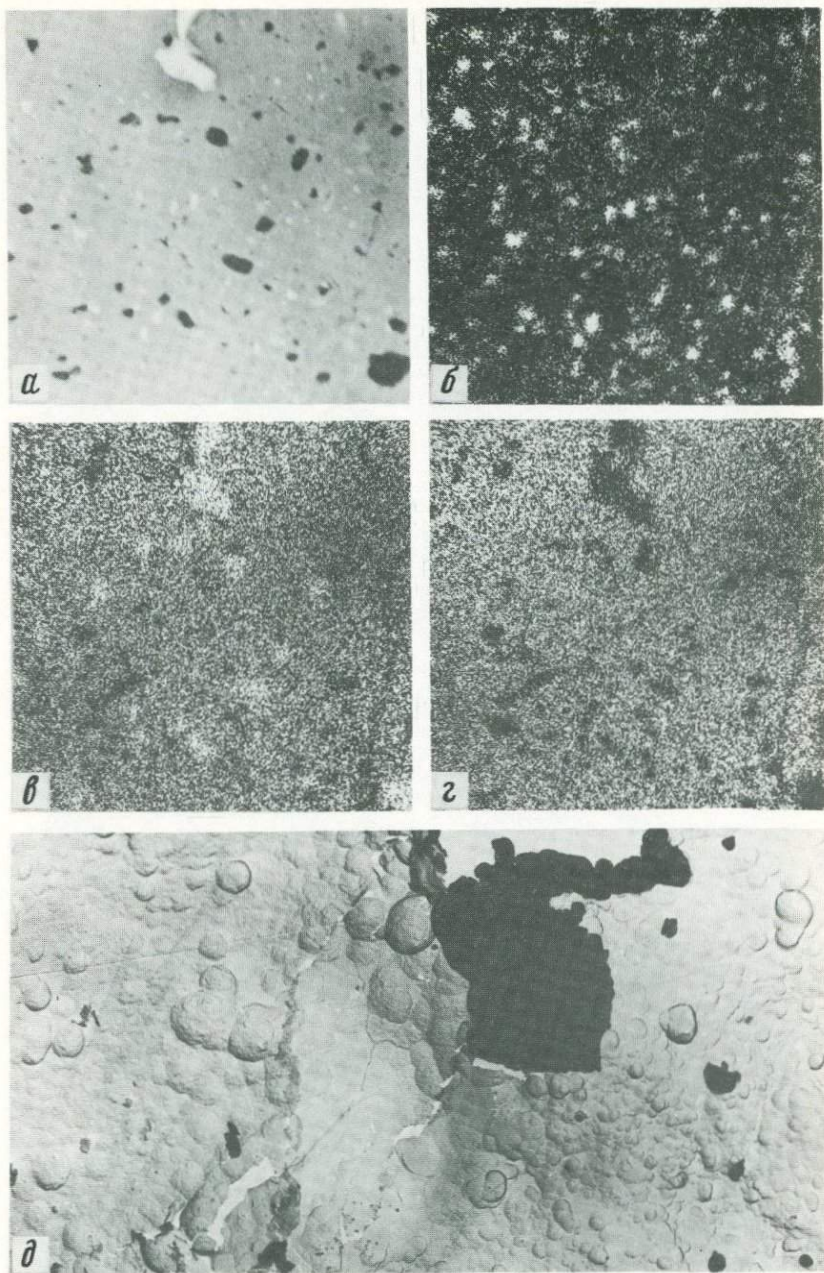
#### Новообразования в пироклорах на поздних стадиях

*a—г* — бастнезит — в пироклоре; *д—е* — обогащение пироклора свинцом вдоль трещинки; *a, д* — изображение в обратнорассеянных электронах; в характеристических рентгеновских лучах лантана (*б*), церия (*в*), ниобия (*г*), свинца (*е*); увел. 400 (*a—г*) и 1200 (*д—е*)



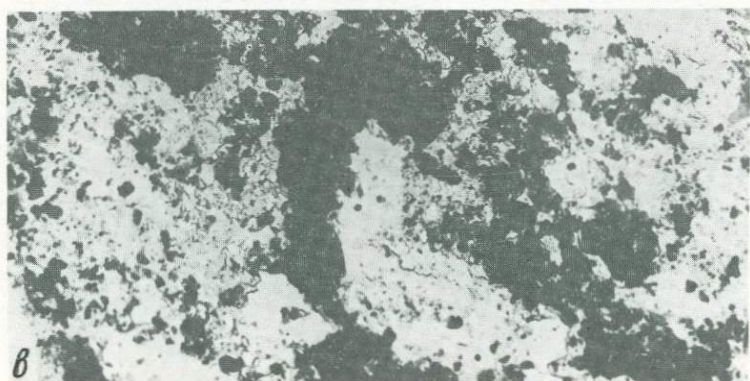
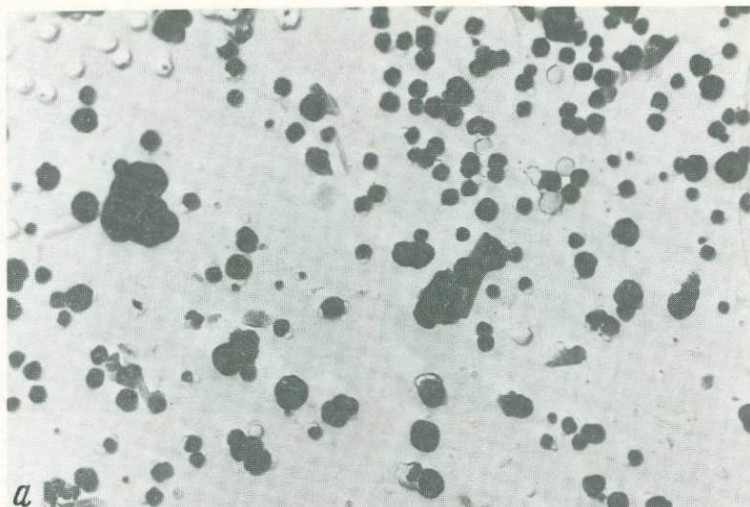
#### Микровростки в колумбите II

*a—в* — минералов урана, *г—е* — калиевого полевого шпата; *a, г* — изображение в обратнорассеянных электронах; в характеристических рентгеновских лучах ниобия (*б*), урана (*в*), калия (*д*), кремния (*е*); увел. 800



Циркон; эмульсиевидные включения торита (а—г) и глобулярное строение поверхности микроблоков (д)

а — изображение в обратно-рассеянных электронах; б—г — в характеристических рентгеновских лучах тория (б), циркония (в), кремния (г); увел. 800 (а—г) и 7000 (д)



Различные морфологические выделения перетолженного циркона II в цирконе I (а, б) и окислов урана, тория (в); увел. 1400 (а), 18000 (б) и 7000 (в)

тенциала среды Eh, повышенной кислотности, которая активизирует  $\text{Eu}^{2+}$  как сильное основание. Последний является также оценочным признаком масштабов оруденения. В слюдоносных зонах крупных тел сильно светящиеся блоки составляют до 50% от всех выделений, а в бесплодных зонах и мелких пегматоидных телах — не более 10%. Вокруг пегматитовых тел во вмещающих породах развита вкрапленность зерен плагиоклаза и реже микроклина с фиолетовой ФЛ  $\text{Eu}^{2+}$ . Подобные "люминесцентные ореолы" достигают мощности 15 м над слюдоносными зонами крупных тел и 6—7 м под ними. При этом свечение вкрапленности микроклина наблюдается лишь вокруг богатых слюдоносных зон. Густота вкрапленности и интенсивность свечения в среднем убывают по мере удаления от пегматитовых тел. Возникновение люминесцентных ореолов можно объяснить рассеянием  $\text{Eu}^{2+}$ , поступавшего во вмещающие породы из кристаллизационных камер пегматитов вместе с другими подвижными компонентами ( $\text{H}_2\text{O}$ , F,  $\text{CO}_2$ , Na, K). Возможен и частичный вынос  $\text{Eu}^{2+}$  из пегматитов в процессе образования мусковита за счет гидролиза полевых шпатов. Зависимость яркости свечения и мощности полевошпатовых "люминесцентных ореолов" от слюдоносности пегматитовых тел позволяет использовать этот фактор как полевой экспрессный поисково-оценочный признак при разведке и минералогическом картировании слюдоносных пегматитовых полей.

## ЗНАЧЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Наиболее важной областью применения люминесценции в технологии минерального сырья является обогащение руд. Радиометрические (электронные) методы сепарации руд и в их числе РЛ сепарация (РЛС) могут: повысить комплексность извлечения полезных компонентов; снизить объем отходов в основном процессе; сделать более рентабельным последующее глубокое обогащение, отделив в голове процесса крупнокусковые отвалы хвосты; выделить различные технологические типы руд по содержанию и минеральному составу полезных и вредных компонентов для флотации и гидрометаллургического передела; повысить производительность и культуру труда путем автоматизации рудосортировки, заменяющей ручную рудоразборку; получить дополнительный экологический и экономический эффекты за счет переработки лежалых хвостов, доизвлечения из них основного или попутных полезных компонентов [20]. В последние годы РЛ сепарация руд заняла ведущее место среди методов радиометрической сепарации благодаря способности к люминесценции довольно широкого круга рудных и сопутствующих породообразующих минералов-диэлектриков, не содержащих железа, высокой чувствительности фотоприемников люминесцентного сигнала (ФЭУ), большей безопасности в работе сравнительно с ядерно-физическими методами.

Наряду с методом РЛ сепарации известен опыт ФЛ сепарации, проводимой с флюоритовыми рудами, при которой источником возбуждения ФЛ служат ртутно-кварцевые лампы [20]. Значительно более

перспективным представляется применение УФ лазеров в качестве источников возбуждения ФЛ минералов при сепарации руд [3]. Их преимущество состоит в несравнимо большей простоте управления лазерным пучком при сканировании, а также при формировании импульсов с целью селекции сигнала по  $\tau$ , в большей безопасности и меньших габаритах по сравнению с генераторами мощного рентгеновского импульсного излучения.

При выборе признаков разделения минералов часто возникает вопрос: обязательно ли знать физическую, химическую, геолого-генетическую природу данного признака или достаточно эмпирического подхода — выбрать разделительные признаки, исходя из сопоставления люминесцентных характеристик ведущих минералов руды, убедившись в их практической эффективности при сепарации пробы. Действительно, на начальном этапе развития метода люминесцентной сепарации шли эмпирическим путем: по синей люминесценции извлекали алмазы, обогащали флюоритовые руды. Однако, например, при разработке серийного сепаратора и отладке технологии РЛ сепарации алмазосодержащих руд потребовалось убедиться в наличии указанного признака разделения у примерно миллиона кристаллов алмаза из различных кимберлитовых трубок (В.В. Новиков, см. [20]). Лишь позже выяснилось, что синяя РЛ алмаза связана с собственным дефектом — А-центром свечения. Исключительность самого алмаза оправдывала такой подход исследований, однако он вряд ли приемлем для других видов сырья. Так, способ ФЛ сепарации флюоритовых руд, разработанный для некоторых рудных жил на месторождении в Средней Азии, оказался неэффективным для других типов флюоритовых руд, так как в последних не проявлен примесный центр фиолетово-синего свечения  $\text{Eu}^{2+}$  во флюорите.

В нынешний период, когда на практике часто возникает вопрос о возможности включения звена радиометрического кускового обогащения в общую технологическую схему переработки руд самых различных видов сырья, необходимо относительно быстро и научно обоснованно дать заключение о наличии устойчивых разделительных признаков минералов при анализе сравнительно небольших проб руды. В исследованиях по радиометрическим методам обогащения руд выяснено, что первоначальный объем выборки образцов, представлятельно характеризующий всю пробу руды, может составлять в большинстве случаев 100 кусков [20]. Уменьшение объема исследуемых выборок должно компенсироваться глубиной обоснования найденных признаков разделения руды, формирующих "окно селекции"  $\langle I, \lambda, \tau \rangle$ , их надежностью, стабильностью, что невозможно без знания природы центров свечения, физических механизмов взаимодействия с ними возбуждающего излучения, геолого-геохимических факторов, обусловивших наличие тех или иных ведущих центров свечения в минералах руды.

Создание банка люминесцентно-спектральных и кинетических параметров, характеризующих ведущие центры свечения в основных рудных и породообразующих минералах, позволяет в принципе задать оптимальные диапазоны селекции сигнала по  $I, \lambda, \tau$  при конструи-

ровании оптической, электронной, механической систем сепаратора, предусмотреть возможность регулировки и оперативной переналадки этих систем при переходе от одного класса крупности руды к другому, при поступлении других типов руды и даже видов сырья, т.е. создавать их по типу гибких технологических модулей. Первые шаги к созданию банка таких данных сделаны в работах [9, 26].

Ниже приведены примеры, показывающие возможность обогащения методом РЛ сепарации некоторых видов сырья — металлического (примеры 1, 2), оптического (пример 3), строительного (пример 4), горнохимического сырья (примеры 5, 6).

*Пример 1.* Шеелитовая руда [14].

Проба бедной шеелитовой руды содержит 0,15%  $WO_3$  и является высококонтрастной. В руде содержится 70—80% амфиболов, 10—15% кварца, 10—15% кальцита и других карбонатов, 1—2% сульфидов. Природа разделительного признака шеелита — собственная полоса свечения с  $\lambda_m = 420—450$  нм. Нелюминесцирующие амфиболы и сульфиды, крайне слабо люминесцирующий кварц не создают помех при выделении сигнала фиолетово-синей РЛ шеелита. Оранжево-красная РЛ карбонатов отсекается подбором фотоумножителя и светофильтра. Технологические показатели РЛ сепарации пробы шеелитовой руды класса -100+30 мм следующие (определены совместно с А.В. Вальчиковым).

Продукт	Выход, %	Содержание $WO_3$ , %	Извлечение $WO_3$ , %
Концентрат	38,6	0,35	89,3
Хвосты РЛС	61,4	0,027	10,7
Исходная руда	100,0	0,15	100,0

*Пример 2.* Комплексная руда из редкометалльных пегматитов (Б.С. Горобец, Э.Г. Литвинцев и др. [10]).

Проба руды содержит альбит пластинчатый (40%), ассоциирующий с минералами тантала, микроклин (10%), кварц (8%), безрудный фарфоровидный агрегат позднего альбита, кварца и микроклина (30%), мусковит (4%), сподумен (0,7—2,4%), петалит (0,5—0,8%), эвкрипит (0,3%). Разделительными признаками служат следующие полосы в спектрах РЛ: у альбита пластинчатого 570 нм (примесь  $Mn^{2+}$ , наибольшая активность которого в пегматитовом процессе совпала со стадией выделения "рудной" генерации альбита и ассоциирующих с ним минералов тантала), у микроклина 300 нм ( $Tl^+$ ,  $Pb^{2+}$ ); у сподумена 600 нм ( $Mn^{2+}$  в Al-октаэдрах), у эвкрипитита 700 нм ( $Fe^{3+}$  в тетраэдрах), у петалита — отсутствие таковых. Фарфоровидный агрегат и мусковит не люминесцируют. На предварительной стадии РЛ сепарации отделяют около трети объема исходной руды, отвальной по содержанию всех полезных компонентов.

Далее в комбинации с нейтронно-абсорбционным методом сепарируют литиевый продукт, выделяя селективно кондиционный сподуменовый продукт (30% сподумена), петалитовый продукт (50% петалита) и эвкрипитовый продукт (20% эвкрипитита). Задача разделъ-

ного получения указанных литиевых продуктов разрешима лишь при использовании минералогических разделительных признаков сподумена, петалита, эвкрипитита; эти минералы в остальном имеют близкие физические и физико-химические технологические свойства и поэтому не разделяются в процессе флотационно-гравитационного обогащения руд, а также при использовании других методов радиометрической сепарации (оптических, ядерно-физических).

Попутно из комплексной руды выделяют высококачественный калиевый полевой шпат, идущий на изготовление электрокерамики [8, 10, 11].

*Пример 3.* Флюоритовая руда (А.В. Вальшиков, результаты см. в работе [11]).

Проба бедной руды содержит наряду с флюоритом сопутствующие минералы, которые практически не люминесцируют (кварц) или люминесцируют в другой области спектра (карбонаты). Разделительным признаком флюорита служит УФ полоса в спектре РЛ при 300 нм, обусловленная собственными фторными центрами во флюорите. Методом РЛ сепарации получен кондиционный концентрат флюорита кускового марки ФК-65 со следующими показателями сепарации для класса  $-50+30$  мм.

Продукт	Выход, %	Содержание CaF <sub>2</sub> , %	Извлечение CaF <sub>2</sub> , %
Концентрат	31	66,7	69,7
Хвосты РЛС	69	13,1	30,3
Исходная руда	100	29,7	100

*Пример 4.* Калиевополевошпатовая руда из слюдоносных пегматитов (Б.С. Горобец и др. [9]).

Качество керамического сырья определяется отношением  $K_2O/Na_2O$  (калиевый модуль), которое зависит от содержания в руде микроклина и плагиоклаза. В добываемой руде из месторождений Северо-Западной части СССР калиевый модуль меньше 2, что вызывает необходимость обогащения руды. По существующей технологии разделение микроклина и плагиоклаза производят путем ручной рудо-разборки по цвету минералов, зачастую плохо различимых. Разделительным признаком плагиоклаза при автоматической крупнокусковой РЛ сепарации является  $Mn^{2+}$ , который замещает  $Na^+$  или  $Ca^{2+}$  в кристаллической решетке и светится в зеленой полосе с  $\lambda_m = 570$  нм,  $\tau \sim 10^{-2}$  с. У микроклина та же полоса на порядок слабее: микроклин не содержит структурной примеси  $Mn^{2+}$ , последний находится лишь в перлитах.

После исследования интервалов изменения значений  $I$ ,  $\lambda$ ,  $\tau$  у микроклина, плагиоклаза и кварца В.И. Калинчуком был составлен алгоритм, заложенный в электронную управляющую систему РЛ сепаратора. С его помощью реализовано разделение микроклина, с одной стороны, и плагиоклаза, кварца, нелюминесцирующего биотита и минеральных агрегатов гнейса — с другой. Подбором порога обнаружения сигнала в алгоритме удастся повысить модуль сырья до 5—6.

*Пример 5.* Данбуритовая руда [9].

Наряду с данбуритом в руде содержатся датолит, кварц, амфиболы, карбонаты. Разделительным признаком данбурита так же, как и датолита, является УФ полоса свечения в диапазоне 240÷400 нм, в которой проявлены  $\text{Ce}^{3+}$ -центр и кислородные центры.

Получены следующие показатели РЛ сепарации пробы данбуритовой руды для класса крупности — 150+0 мм на сепараторе.

Продукт	Выход, %	Содержание $\text{V}_2\text{O}_5$ , %	Содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , %	Извлечение $\text{V}_2\text{O}_5$ , %
Концентрат	19,0	16,9	7,3	39,1
Промпродукт+ отсев	57,3	7,5	9,0	52,6
Хвосты	23,7	2,9	13,0	8,3
Исходная руда	100	8,2	9,5	100

На аналогичном принципе основана РЛ сепарация датолитовой руды из скарнов; показатели обогащения близки к приведенным для данбуритовой руды [9].

*Пример 6.* Апатитовые руды (В.И. Ершов и др. [12]).

Апатит имеет интенсивный и устойчивый разделительный признак — УФ полосу в спектре РЛ, обусловленную примесью  $\text{Ce}^{3+}$ . Выяснена возможность и показана целесообразность предварительной РЛС апатит-нефелиновых руд Хибинского массива. Так, содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в исходной руде составляет 15,4%, в обогащенном продукте возрастает до 17,7% при извлечении 97,4%  $\text{P}_2\text{O}_5$  и выходе хвостов 15,2% [11, 12].

При РЛС апатит-карбонатной руды из карбонатитов, содержащей 5,7%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , решают две технологические задачи: 1) выделяют кальцитовый продукт с отвальным содержанием фосфора и железа (выход 45%); 2) получают две технологические разновидности руды — с высоким и низким карбонатным модулем, каждая из которых подвергается в дальнейшем различным режимам флотационного обогащения [11].

*Пример 7.* Баритовая руда [11].

В руде гидротермального месторождения содержится кальцит, который требуется удалить на предварительной стадии крупнокусовой сепарации. Разделительным признаком барита служит полоса при 350 нм в спектре РЛ. По ней производят отделение барита от кальцита, характеризующегося оранжево-красной полосой свечения. Получен кусковой концентрат барита КБ-4 (87%  $\text{BaSO}_4$ ) с сопутным выделением продукта для производства кальцитового наполнителя.

Наряду с приведенными примерами отметим также успешно реализованные в лабораторных условиях опыты по РЛ сепарации celestinовой руды (получение концентрата), фосфоритовой руды (обезмагниевание), сивьвинитовой руды (получение сивьвинового, галитового, глинистого продуктов в сухом виде) [11].

1. Бушева А.Г., Жукова В.А., Гафт М.Л. Рентгенолюминесцентные свойства плагиоклазов гранитных пегматитов // Экспресс-информ/ ВИЭМС. Лаб. и технол. исслед. и обогащ. минерал. сырья: Отч. произв. опыт. 1987. Вып. 4. с. 1-5.
2. Василькова Н.Н., Соломкина С.Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М.: Недра, 1965. 134 с.
3. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Маршукова Н.К. и др. Диагностика касситеритового оруденения в естественном залегании по люминесценции при лазерном возбуждении // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, N 1. С. 176-178.
4. Гафт М.Л., Горобец Б.С., Николаева Э.П., Панкратова З.С. О природе и типоморфизме люминесцентных свойств минералов бария и стронция // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, Вып. 3. С. 332—339.
5. Гафт М.Л., Ермоленко В.И., Ершов В.И. и др. Рентгенолюминесцентная сепарация боросиликатных руд // Обогащение руд. 1985. N 4. С. 10—13.
6. Гафт М.Л., Маршукова Н.К., Рубанов В.Г. Криолюминесценция при анализе оловянных руд на касситерит // Разв. и охр. недр, 1984. N 1. С. 30—32.
7. Горобец Б.С. Типоморфные люминесцентные свойства минералов // Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций/ Под ред. Н.В. Петровской. М.: Наука, 1986. С. 50—59.
8. Горобец Б.С., Гинзбург А.И. Использование люминесценции при поисково-оценочных работах // Разведка и охрана недр. 1980. N 8. С. 15—20.
9. Горобец Б.С., Вальщиков А.В., Литвинцев Э.Г. Методические особенности люминесцентного обогащения руд // Обогащение руд. 1987. N 3. С. 12—16.
10. Горобец Б.С., Литвинцев Э.Г., Луговской Г.П., Рябцев В.В. Люминесцентные свойства минералов редкометалльных пегматитов и их значение для технологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 10. С. 18—21.
11. Горобец Б.С., Литвинцев Э.Г., Вальщиков А.В. и др. Опыт применения рентгенолюминесцентной сепарации при обогащении минерального сырья // Экспресс-информ. /ВИЭМС. Лаб. и технол. исслед. и обогащ. минер. сырья: Отч. произв. опыт. 1987. Вып. 10. С. 1—10.
12. Ершов В.И., Назаров В.В., Саморукова В.Д. О возможности рентгенолюминесцентной сепарации хибинских апатитов // Обогащение руд. 1984. N 4. С. 24—27.
13. Ершов В.И., Войтенко А.К., Долгоруков А.С., Назаров В.В. Радиометрическая сепарация сильвинитовой руды // Там же. 1983. N 3. С. 12—14.
14. Зверев В.В., Лилеев В.А. Оценка обогатимости рентгенолюминесцентным методом шеелитовых руд различных типов // Вопросы радиометрического обогащения руд цветных, редких, черных металлов и горхимсырья. М.: ВИМС, 1979. С. 55—59.
15. Красильщикова О.А., Таращан А.Н., Платонов А.Н. Окраска и люминесценция природного флюорита. Киев: Наук. думка, 1986. 224 с.
16. Краснобаев А.А., Вотяков С.Л., Крохалев В.Я. и др. Рентгенолюминесценция как возможный показатель генетического разнообразия цирконов // Ежегодник—1982. Свердловск: ИГГ Урал. отд-ние АН СССР, 1983. С. 146—149.
17. Куприянова И.И., Морошкин В.В. О возможности использования люминесцентных свойств плагиоклаза и апатита как признаков изумрудности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 9. С. 84—90.
18. Методы минералогических исследований: Справочник/Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1985. 480 с.
19. Методические указания по геологическому применению люминоскопа ЛСП-101 Мингео СССР, Л.: НПО "Геофизика", 1981. 41 с.
20. Мокроусов В.А., Лилеев В.А. Радиометрическое обогащение нерадиоактивных руд. М.: Недра, 1979. 192 с.
21. Морошкин В.В., Горобец Б.С. Экспериментальная оценка сравнительных Eh условий минералообразования по соотношению валентных форм европия в апатите // Минералогический сборник. Львов: Вища шк., 1985. N 39, вып. 2. С. 21—26.
22. Морошкин В.В., Горобец Б.С., Бушев А.Г. Поисковое и генетическое значение люминесценции микроклина и плагиоклазов из слюдоносных мусковитовых пегматитов // Изв. АН СССР. сер. геол. 1987. N 10. С. 87-91.
23. Портнов А.М., Горобец Б.С. Люминогены — индикаторы режимов минера-

- лообразования в стратифицированной земной коре // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, N 2. С. 486-490.
24. *Портнов А.М., Горобец Б.С., Контарович Р.С., Прокофьева Н.А.* Люминесцентно-геохимический анализ шлихов при оценке аэромагнитных аномалий // Геология руд. месторождений. 1984. N 2. С. 91—93.
  25. *Сидоренко Г.А., Горобец Б.С., Дубинчук В.Т.* Современные методы минералогического анализа урановых руд. М.: Энергоатомиздат. 1986. 184 с.
  26. Спектры люминесценции минералов: Методические рекомендации НСОММИ при ВИМС Мингео СССР. М.: ВИМС, 1981, 153 с.
  27. *Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978. 296 с.
  28. *Seigel H.O.* Luminescence method — new method of air and ground exploration of ore deposits // JTC Journal. 1985. N 3. P. 162—168.

УДК 549.0:549.6

**А.Ю. Беляков, С.М. Кравченко**

## **ИЗОМОРФИЗМ В МИНЕРАЛАХ И НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ**

Проблема изоморфизма минералов — одна из центральных в минералогии и кристаллохимии. Большинство породообразующих минералов представляет собой изоморфные серии, и почти во всех рудных минералах наблюдаются явления изоморфизма. Изоморфизм в первом приближении определяется как свойство элементов замещать друг друга в кристаллических структурах с образованием твердых растворов [8].

Первый этап исследования изоморфизма связан с попытками решения проблемы на основе лишь свойств кристаллов — размеров ионных радиусов [5, 9, 21], электроотрицательности, комплексообразования и кристаллического поля. В дальнейшем была показана необходимость термодинамического подхода к проблеме изоморфизма с учетом характеристик фазовых переходов. В русле этого направления были выполнены фундаментальные исследования [18, 23].

Современный этап исследования изоморфизма в связи с резко возросшей техникой эксперимента характеризуется детализацией исследований на основе огромного количества экспериментальных данных в нескольких направлениях, связанных с получением характеристик строения новых типов кристаллических решеток, свойств атомов в них, механизма химических связей, ионного обмена, твердых растворов внедрения и др. [1, 8, 19]. В частности, предложены экспериментальные методы различия явлений изоморфизма от накопления микровключений во время роста кристаллов [17].

В минералах, образующих изоморфные серии, наблюдаются закономерные постепенные изменения химических и физических свойств, влияющих на ценность минерального сырья, особенности его обогащения и переработки, специфику методов диагностики, определения геологической позиции и парагенетических ассоциаций минералов. Это в конечном счете и очерчивает большой круг задач прикладной

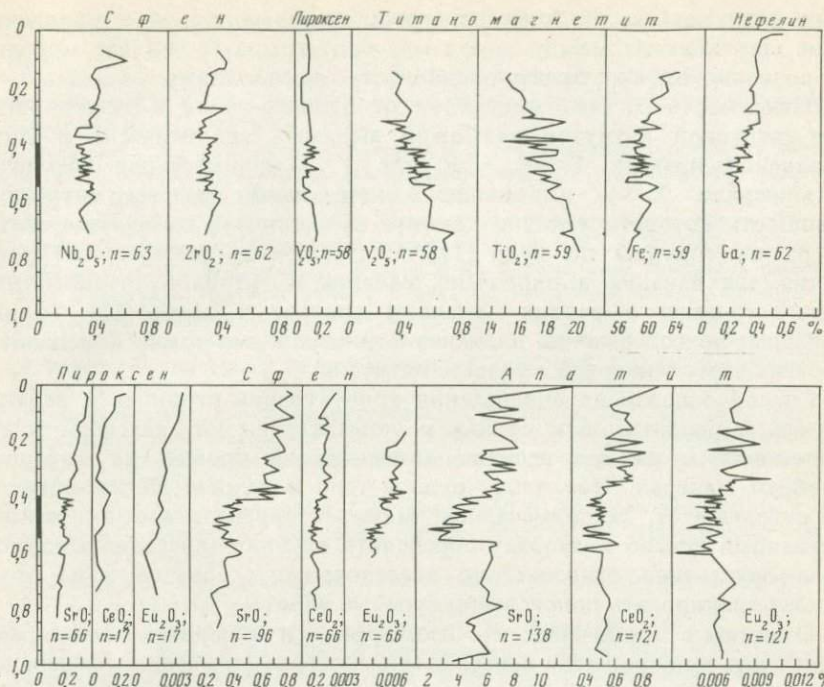
минералогии, определяющийся явлениями изоморфизма: комплексное использование руд и открытие новых видов минерального сырья, методы диагностики составов минералов и использование их свойств для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, а также при переработке минерального сырья.

Из известных в настоящее время более чем 2000 минеральных видов являются полезными и используются в качестве минерального сырья около 15% [7]. Обнаружение крупных скоплений любого нового вида минерального сырья является весьма трудной задачей и решение ее считается крупным достижением. В то же время многие традиционные виды минерального сырья благодаря явлению изоморфизма оказываются концентраторами не одного, а нескольких полезных компонентов. Их комплексное (полное и безотходное) использование может существенно расширить сырьевую базу многих отраслей промышленности, повысить рентабельность разработки месторождений и, кроме этого, решить многие вопросы, связанные с проблемой охраны окружающей среды.

Не ставя перед собой задачи анализа всех проблем прикладной минералогии, связанных с явлением изоморфизма минералов, авторы настоящей статьи ограничатся вопросом использования явлений изоморфизма при поисках глубинных рудных тел.

Хибинские месторождения апатит-нефелиновых руд в последние годы стали классическим примером комплексных руд [15]. Причем их комплексность с точки зрения различных возможностей ее проявления максимальна. Все основные минералы, слагающие руды (apatит, нефелин, пироксен, сфен, титаномагнетит), представляют интерес для промышленности. Кроме этого, каждый минерал содержит изоморфные примеси элементов, характерных для агапитовых магм, из которых образовались хибинские руды: апатит — стронций, редкие земли; нефелин — галлий, литий, рубидий, цезий; сфен — стронций, редкие земли, цирконий, ниобий, тантал; титаномагнетит — титан, ванадий; пироксен — ванадий. Таким образом, благодаря изоморфизму практически каждый из минералов хибинских апатит-нефелиновых руд является комплексным источником полезных компонентов.

Использование минералогической информации при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых основано на явлении типоморфизма минералов [6, 16]. Закономерные вариации состава минералов расслоенных интрузий за счет явлений изоморфизма составляют их фундаментальную особенность, носят название "скрытой расслоенности" [10, 20] и являются их типоморфным признаком [13]. Скрытая расслоенность, существующая наряду с ритмической, заключается в закономерном изменении состава минералов от лежащего к висячему боку интрузии. В результате процессов кристаллизационной дифференциации в масштабах магматической камеры поздние фракции — минералы верхних частей интрузии — обогащаются, как правило, легкоплавкими компонентами. Поскольку изменения химического состава минералов вызывают сопряженные изменения физических свойств, приуроченность минерала к определенному уровню расслоенной интрузии определяет практически все его свойства.



Изменение состава минералов в разрезе ийолит-уртитового комплекса

Заштрихованный участок — положение в разрезе апатит-нефелинового рудного тела; n — количество использованных анализов

Благодаря этому состав минералов может быть использован как "стратиграфический" признак для градуировки разреза интрузии.

Выявление закономерных трендов изменения состава минералов ийолит-уртитовой интрузии Хибинского массива, в которой апатит-нефелиновое рудное тело занимает определенное положение [14; 23], позволило доказать принадлежность ее к классу расслоенных интрузий [11, 12, 14, 15]. От подошвы к кровле интрузии изменяется состав практически всех минералов (см. рисунок): увеличиваются содержания в апатите — стронция, редких земель; в сфене — стронция, редких земель, ниобия, циркония; в нефелине — галлия; в пироксене — стронция, редких земель и уменьшаются содержания в пироксене — ванадия; в титаномагнетите — ванадия и титана.

Скрытая расслоенность объединяет все породы ийолит-уртитового комплекса в единую петрогенетическую систему. Рассчитанные коэффициенты распределения элементов [15] и их вариации в разрезе интрузии позволяют сделать вывод о том, что ийолит-уртитовый комплекс представляет собой единую интрузию, осложненную протектоническими подвижками на стадии затвердевания либо образовавшуюся в результате трех субфаз, внедрявшихся последовательно и залегающих одна над другой от первой субфазы к третьей. Выявленные фундаментальные геохимические тренды, которые в расслоен-

ных интрузиях несут более надежную информацию, чем геологические соотношения между породами, подтверждают эти две модели, не позволяя, однако, отдать предпочтение одной из них.

Зависимость состава минералов от положения их в разрезе ийолит-уртитовой интрузии возможно выразить аналитически в виде уравнений прямых  $Y=aX + B$ , где  $Y$  — концентрация элемента в минерале,  $X$  — положение в нормальном разрезе интрузии, мощность которого условно принята за единицу и изменяется снизу вверх от единицы до нуля [11]. Статистически достоверны уравнения для ванадия в пироксене, ванадия и титана в титаномагнетите, стронция и редких земель в апатите и сфере [12]. Таким образом, по содержанию элемента в минерале возможно определить уровень этого минерала в разрезе интрузии.

Способ основан на определении концентрации стронция и редких земель в апатитах или сферах и установлении по зависимости от положения в разрезе величин концентраций уровня, на котором отобран минерал. Поскольку рудное тело в разрезе ийолит-уртитового комплекса, как отмечалось, занимает определенное положение, описанный способ позволяет определить глубину залегания апатитового оруденения относительно исследованного образца и на этой основе планировать поисковые и буровые работы.

Отметим в заключение, что изоморфизм в минералах необходимо учитывать при процессах переработки минерального сырья. Минералогические особенности этих процессов являются предметом исследований технологической минералогии. Вариации состава минералов могут существенно влиять на схемы обогащения руд, определять необходимость тех или иных обогатительных операций и процессов переработки минеральных концентратов [2, 4].

Например, замещение кальция более тяжелыми стронцием и редкими землями в апатите уменьшает весовое содержание фосфора, при этом молекулярный его процент остается неизменным [3]. Зависимость содержания  $P_2O_5$  в апатите от содержаний  $SrO$  и  $TR_2O_3$  следующая:  $P_2O_5$ , мас. % =  $41,72 - 0,26 (TR_2O_3 + SrO)$ .

Подход к оценке качества минеральных концентратов с этих позиций может стать основой для оптимизации и регулирования технологических процессов и пересмотра некоторых стандартов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
2. Беляков А.Ю., Пиккат-Ордынская А.П., Архангельская Б.Н. Зависимость флотационных свойств апатита хибинских ийолит-уртитов от его состава и генезиса // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, N 6. С. 1446—1448.
4. Блисковский В.З., Беляков А.Ю. Типоморфизм минералов в обогатительной минералогии // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1981. С. 164—268.
5. Власов К.А. Периодический закон Д.И. Менделеева и изоморфизма элементов. М.: ИМГРЭ АН СССР, 1963. 96 с.
6. Гинзбург А.И., Матиас В.В. Типоморфизм минералов как основа поисковой минералогии // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 51—57.
7. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 239 с.

8. Годовиков А.А. Химические основы систематики минералов. М.: Недра, 1979. 303 с.
9. Гольдшмидт В.М. Кристаллохимия. Л.: ОНТИ Химтеормет, 1937. 60 с.
10. Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.
11. Кравченко С.М., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. Геохимические особенности ийолит-уртитового комплекса Хибин как следствие скрытой и ритмической расслоенности // ДАН СССР. 1976. Т. 231, N 4. С. 437—460.
12. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Маева М.М. Скрытая расслоенность ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Там же. 1985. Т. 280, N 3. С. 759—762.
13. Кравченко С.М., Минеев Д.А., Беляков А.Ю. Типоморфизм минералов расслоенных интрузий // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 132—136.
14. Кравченко С.М., Минеев Д.А., Каменев Е.А. и др. Редкие земли и стронций в породах и минералах ийолит-уртитового комплекса Хибинского массива // Геохимия. 1979. N 7. С. 1035—1045.
15. Новые Хибинские апатитовые месторождения. М.: Наука, 1981. 181 с.
16. Овчинников Л.Н. Некоторые аспекты современного изучения акцессорных минералов // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1981. С. 3—5.
17. Овчинников Л.Н., Капитонова Т.А., Челищев Н.Ф. Микронеоднородность и изоморфизм в слюдах // Тез. докл. на XI съезде ММА. Новосибирск: Наука, 1978. Т. 2. С. 79—80.
18. Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 120 с.
19. Урусов В.С. Теория изоморфной смесимости. М.: Наука, 1977. 251 с.
20. Уэйджер А., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
21. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. 2. 799 с. Избр. тр., т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 768 с.
22. Хибинский щелочный массив. Л., Недра, 1972. 175 с.
23. Ярошевский А.А. Термодинамическая интерпретация основных понятий изоморфизма: (Краткий обзор) // Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах. М.: Наука, 1971. С. 6—12.

УДК 662.7+549.082:553.4

**И.Т. Александрова, Н.В. Петрова, Г.А. Сидоренко**

## **ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

В развитии сырьевой базы редкометальной промышленности немаловажную роль играют исследования в области технологической минералогии. Этот раздел минералогической науки зародился с начала развития технологии переработки минерального сырья и связан с именем Н.М. Федоровского, который обуславливал успехи технологии комплексным изучением вещественного состава руд. В 1974 г. А.И. Гинзбург предложил выделить этот раздел минералогии в самостоятельное научное направление — "технологическая минералогия" [4], сформулировал основные задачи этой науки, пути и методы их решения.

В последующих работах А.И. Гинзбурга вопросы технологической минералогии получили дальнейшее развитие [3,5,6]. Было показано,

что технологическая минералогия объединяет целый ряд задач, включающих выявление пространственных закономерностей распределения полезных компонентов, установление всего комплекса полезных и вредных элементов-примесей в минералах, составление баланса распределения полезных компонентов по минералам и определение форм вхождения ценных компонентов в состав минералов. На основе баланса распределения элементов и знания форм их вхождения в минералы может быть рассчитано геохимическое рассеяние элементов и вычислено теоретически возможное извлечение их при процессах обогащения руд.

Технологическая минералогия предусматривает также изучение поведения минералов в процессах дробления, измельчения и обогащения руд, пиро- или гидрометаллургической переработки концентратов, промпродуктов и руд. Важными задачами технологической минералогии являются выяснение возможностей направленного изменения свойств минералов для более полного извлечения полезных компонентов и выявление предпосылок создания на основе отходов производства новых ценных материалов с особыми свойствами.

Анализируя возможности технологической минералогии, А.И. Гинзбург выделил ряд разделов, каждый из которых может рассматриваться как самостоятельное научное направление.

Особое значение технологическая минералогия приобретает при создании технологических схем переработки редкометалльных руд. Это связано с тем, что редкометалльные руды характеризуются целым рядом черт, отличающих их от руд цветных и черных металлов.

Специфическими особенностями редкометалльных руд, определяющими их технологические свойства, являются следующие:

а. Сложность минерального состава, заключающаяся в том, что полезный компонент руд рассредоточен по нескольким минералам, имеющим различные технологические свойства (растворимость в кислотах, степень дефектности структур, характер поверхности минерала, характер сростаний с другими минералами и т.д.).

Так, в одном из пневматолито-гидротермальных редкоземельных месторождений лантаноиды и иттрий сконцентрированы в фосфатах (ксенотиме и монаците), фторидах (флюорите и иттрофлюорите), фторкарбонатах (иттросинхизите, баствезите и др.), а также содержатся в значительном количестве в малаконе и ферриторите. В одном из месторождений бериллия полезный компонент сосредоточен в берилле, фенаките, бавените, бертрандите и броммелите. То же самое характерно и для тантало-ниобиевых руд в пегматитах, где полезные компоненты содержатся в пирохлоре, манганотанталите, воджините, иксиолите, микролите и в карбонатитах, где рудная минерализация представлена пирохлором, колумбитом, гатчеттолитом, ферсмитом, луешитом, циркелитом.

б. Комплексность руд, также обусловленная их сложным минеральным составом, когда в рудах присутствует несколько рудных элементов. При этом один рудный минерал может содержать два или

более полезных компонентов: например, воджинит — носитель олова и тантала.

в. Для большей части редкометалльных руд (за исключением пегматитовых), характерна тонкая вкрапленность рудных минералов, выделения которых часто составляют сотые и даже тысячные доли миллиметра, а иногда и доли микрона. Примером могут служить упомянутые выше руды редкоземельного месторождения, в котором один из основных рудных минералов — иттротрихит встречается в выделениях размером 0,2 мкм, а размер зерен ксенотима во флюорите в некоторых типах руд составляет 3—8 мкм.

г. Низкие концентрации в редкометалльных рудах полезных компонентов, составляющие часто лишь десятые, а иногда сотые и тысячные доли процента (0,005—0,025% для  $Ta_2O_5$ ).

д. Полученные из редкометалльных руд концентраты, как правило, бедны и содержат, помимо рудных, большое количество породообразующих минералов, отличаются непостоянством минерального состава.

Перечисленные особенности редкометалльного сырья вызывают большие трудности при его переработке. В целом ряде случаев эти руды являются труднообогатимыми, а концентраты — трудно вскрываемыми. К созданию схем их переработки требуется нетрадиционный подход, который должна "подсказать" технологическая минералогия.

Вопросы использования методов и приемов технологической минералогии при разработке схем обогащения редкометалльных руд наиболее полно отражены в работах Л.Б. Чистова и Л.Б. Зубкова [10], которые отмечают, что актуальными задачами сегодняшнего дня являются создание технологий обогащения бедных редкометалльных руд, считавшихся ранее необогатимыми, а также повышение эффективности процессов обогащения низкосортных руд на действующих предприятиях. Важность этих задач подчеркивал еще А.И. Гинзбург, указывавший, что повышение извлечения полезных компонентов из труднообогатимых руд равносильно открытию и освоению новых месторождений.

Л.Б. Чистов и Л.Б. Зубков приводят примеры необогатимых редкометалльных руд бериллия, тантала, ниобия, РЗЭ., в которых полезные компоненты в значительной степени рассеяны по породообразующим минералам. Редкие элементы либо изоморфно входят в решетку этих минералов, либо образуют в них микровкрапленность собственно редкометалльных минералов. Подобные руды не могут быть обогащены существующими механическими методами с приемлемыми технологическими показателями. Для разработки схем их обогащения предлагается опережающий комплекс методов минералогического изучения руд, в котором наряду с традиционными исследованиями (изучение вещественного состава руд, гранулометрический анализ, составление баланса распределения полезных компонентов в минералах и др.) включаются гравитационно-магнитный анализ с очень дробным фракционированием руд по плотности, магнитным, электрическим и другим свойствам, детальное изучение свойств рудных и

породообразующих минералов, а также оценка возможностей направленного изменения их свойств, теоретические основы которого разработаны В.И. Ревнивцевым [9].

Использование предложенного комплекса позволяет наметить новые направления в разработке схем обогащения редкометального сырья. Этими направлениями, на наш взгляд, могут быть более широкое использование разделения минералов в тяжелых суспензиях, магнитных жидкостях (магнитно-статические сепараторы), разработка новых более эффективных флотационных реагентов и созданных с учетом структуры связей атомов в поверхностном слое минерала, возможности их изменения физико-химическим воздействием, использование ультразвука и гидравлического удара для дробления и измельчения и т.д.

Не менее важное значение имеет технологическая минералогия для изучения химико-металлургических процессов переработки минерального сырья. Опыт технологических исследований и промышленной переработки редкометальных руд показывает, что проблема их передела может быть успешно решена с помощью химических методов. Однако для промышленного использования эти методы должны удовлетворять ряду требований: высокой избирательности используемых реакций, значительной скорости разложения минералов, возможности попутного извлечения большей части полезных компонентов и т.д. При этом разработка эффективных технологий требует использования целого комплекса минералого-технологических исследований: установления минеральных форм нахождения полезных компонентов в рудном сырье, экспериментального изучения кинетики и механизма химического взаимодействия минералов, исследования влияния сопутствующих минералов, выявления стимуляторов разложения полезных минералов, а также осуществления реакций в желаемом направлении. Все это вызывает необходимость детального минералогического изучения как исходного сырья, так и продуктов его металлургической переработки.

На основе многолетних исследований, проводимых авторами на редкометальных объектах, был выработан определенный методический подход к изучению процессов химико-металлургической переработки сырья, основанный на использовании кристаллохимических различий разделяемых минералов, характере и скоростях взаимодействия минералов в составе сырья. Помимо определения минерального состава исходного концентрата (или промпродукта обогащения), исследования включают изучение технологических свойств не только редкометальных, но и всех минералов, входящих в концентрат, исследование их поведения в процессе химико-металлургической переработки, влияния пороодообразующих минералов на процесс разложения редкометальных, минералогическое изучение отходов производства. При проведении подобных работ широко используют моделирование процесса, которое сначала проводят на мономинеральных фракциях, затем на простых двух- или трехкомпонентных искусственно составленных смесях этих фракций и, наконец, на более сложных смесях, приближенных к составу концентрата. Найденные

оптимальные режимы вскрытия проверяют и уточняют на реальных концентратах [2].

При разработке схем передела редкометалльных концентратов со сложным и непостоянным минеральным составом очень важно установить закономерности, по которым меняются технологические показатели в зависимости от изменения минерального состава сырья. Подобный подход к изучению химико-металлургических процессов позволяет оценить, насколько эффективны используемые реагенты, установить, какие вторичные реакции могут протекать при переработке концентратов, рекомендовать минеральные компоненты, позволяющие ускорять или замедлять процесс.

Авторами были проведены исследования по изучению процессов вскрытия минералов редкоземельных и тантало-ниобиевых руд.

На многих примерах показано, что одним из критериев оценки поведения редкометалльных минералов в технологических процессах является скорость их взаимодействия с реагентами. Она зависит не только от особенностей структуры и состава самих рудных минералов, но и от совокупности свойств всех минеральных компонентов концентрата (пробы). Так, при содовом вскрытии (спекание с крабонатом натрия с последующей обработкой спека азотной кислотой) минеральной смеси монацита, ксенотима и пирита последний раньше редкоземельных фосфатов взаимодействует с содой [I, II]. При этом происходит образование сульфата натрия и триоксида железа (гематита), который также будет взаимодействовать с содой и одновременно с пиритом. Поэтому для повышения извлечения РЗЭ и иттрия в спекаемой шихте необходимо увеличить количество соды. Однако при содержании в исходной смеси более 25% пирита, повышение концентрации соды будет способствовать образованию в процессе спекания редкоземельных ферритов, нерастворимых в азотной кислоте. Подобных примеров множество.

На примере тантало-ниобиевых концентратов можно видеть как меняется устойчивость минералов к действию различных реагентов в зависимости от их минеральных форм и от минеральных смесей, в которых они обрабатываются [7,8].

Устойчивость тантало-ниобатов к воздействию фтористоводородной и серной кислот или их смесей возрастает в ряду гатчеттолит — микроллит — пирохлор — колумбит — танталит — воджинит.

Последний в отличие от гатчеттолита, интенсивно растворяющегося при умеренных параметрах (40°С, 30—45 мин), требует жестких условий обработки. Практически полное его разложение возможно лишь в условиях автоклавного выщелачивания при 120—130°С.

Этот ряд устойчивости сохраняется и при взаимодействии тантало-ниобатов с серной кислотой.

Гатчеттолит почти нацело разлагается серной кислотой при 220°С, а для вскрытия воджинита температура должна быть не ниже 350—400°С. Напротив, при щелочной обработке структурно-фазовые превращения воджинита завершаются его переходом в метаниобат натрия (соединение со структурой луешита) при сравнительно уме-

ренной температуре 160—180°C. Микролит даже при 250—280°C не претерпевает заметных изменений.

Присутствие в составе рудного сырья значительного количества алюмосиликатов (полевые шпаты) или силикатов, содержащих алюминий (некоторые пироксены и амфиболы) существенно влияет на поведение тантало-ниобатов. Это влияние проявляется как в резком снижении скорости их взаимодействия с растворами едкого натра, так и изменении состава и свойств продуктов взаимодействия.

Детальными минералогическими исследованиями с применением комплекса методов (ИК-спектроскопия, электронная микроскопия, рентгенофазовый анализ) было установлено, что структурные преобразования силикатных минералов при гидротермальной щелочной обработке сопровождаются переходом в раствор тридцати и более процентов кремнезема. Это приводит к уменьшению концентрации свободного  $\text{Na}_2\text{O}$  в растворе и, как следствие, к снижению скорости процесса, а также к появлению в составе фаз от разложения тантало-ниобатов новообразованного более растворимого в кремнещелочных растворах соединения — силиката тантала.

Присутствие в рудах силикатов, содержащих алюминий, оказывает также значительное влияние на процесс разложения редкоземельных минералов.

Так, было установлено положительное влияние роговой обманки (при содержании 5%) и альбита на извлечение полезных компонентов из редкоземельных фторкарбонатитов и фторидов, содержащихся в виде тонкой вкрапленности во флюорите. При этом в результате процессов спекания и выщелачивания минеральных смесей в конечном итоге образуется азотнокислый алюминий, который способствует растворению фторидных соединений РЗЭ. в азотной кислоте. Более высокие содержания роговой обманки ведут к образованию труднорастворимого силиката иттрия.

Одна из задач технологической минералогии — обосновать механизм взаимодействия в системе минерал—реагент, выявить особенности и различия в кинетике процессов и на этой основе разработать приемы, использование которых обеспечивает повышение селективности и эффективности разложения минералов.

Так, особенность сернокислотного разложения тантало-ниобатов состоит в том, что продуктом их разложения является новая "твердая" фаза легко гидролизующихся сульфатов ниобия и тантала, состав, свойства и растворимость которых в значительной степени зависят от условий проведения процесса и от наличия в составе сырья тех или иных примесных минералов. Замедление процесса отмечается в присутствии форстерита и флюорита, интенсивно взаимодействующих с серной кислотой, что сопровождается "схватыванием" материала и затормаживанием процесса.

Улучшение кинетики сернокислотного разложения тантало-ниобатов и получение более растворимых продуктов во всех случаях достигаются в присутствии титансодержащих минералов (ильменита, лопарита) вследствие протекания вторичных реакций образования более

растворимых двойных соединений титана и ниобия и снятия тем самым явления диффузионного торможения.

К сожалению, до настоящего времени не существует таких селективных растворителей, которые растворяли бы один минерал в смеси, не затрагивая других. Поэтому разработка приемов, обеспечивающих возможно бóльшую эффективность разделения минералов или продуктов их образования в металлургических процессах, — одна из важных задач технологической минералогии редкометалльного сырья.

Таковыми приемами являются изменение реакционной способности редкометалльных минералов термохимическими методами (восстановительный обжиг, термическая обработка в присутствии оксидов и карбонатов щелочных металлов), либо проведение процесса, в частности сульфатизации, в присутствии тех или иных добавок, например окислителей. Это позволяет повысить избирательность разложения редкометалльных минералов, что особенно важно при переработке бедного сырья со сложным минеральным составом, и получить продукты требуемой чистоты.

Одним из приемов технологической минералогии является математическое моделирование технологического процесса. Помимо нахождения оптимальных условий проведения процесса переработки концентратов с различным минеральным составом, использование этого приема позволяет выявить закономерности, определяющие зависимость технологических показателей от минерального состава сырья. Для редкометалльных концентратов это особенно эффективно в связи с характерной для них изменчивостью минерального состава.

При этом опережающая информация о минеральном составе должна быть достаточно полной, что обеспечивается, как отмечено выше, лишь применением комплекса методов минералогического анализа.

Информация о руде должна, прежде всего, отражать такие ее характеристики, как 1) структурно-текстурные особенности, 2) форму нахождения в руде, связь с минеральной матрицей руды ее полезного компонента (или компонентов), 3) фазовый состав исходной руды и концентрата с количественной оценкой содержания фаз.

Для получения информации 1 и 2 часто явно недостаточно разрешение оптической микроскопии, и лишь применение электронной микроскопии дает ответ на вопрос о форме нахождения в руде того или иного рассеянного компонента, ответ, который определяет пути извлечения полезного (или вредного, что не менее значимо) элемента. Так, при нахождении его в рассеянной форме собственного минерала активно работает обогащение, при сорбированной форме на поверхностях, сколах, трещинках, межблоковых полостях — химическая десорбция, в том числе путем подземного выщелачивания; при изоморфном вхождении неизбежна химическая пиро- или гидрометаллургия.

Фазовый анализ начинается с оптической микроскопии, разрешения которой может не хватать для выявления и тем более диагностики фаз высокодисперсных, метамиктизированных, оптически изотропных. Более того, по своим метрологическим характери-

стикам минералогический анализ (средствами оптической микроскопии) пока оценивается в лучшем случае как полуквантитативный. В совокупности оба фактора требуют привлечения к количественному фазовому анализу таких методов, как РКФА, ИКС, термического (для термоактивных фаз) методов, достоверность результатов которых оценена в 10 отн. % (с вариациями по интервалам). Особо внимания заслуживают методы химического фазового анализа, которые, по сути дела, являются методами определения количества той или иной фазы, выявленной и диагностированной предварительно каким-либо методом минералогического анализа. Множество факторов влияет на результаты химического фазового анализа, однако он часто является единственным средством оценки содержаний фазы менее 0,01 абс. %.

Уже получение перечисленных выше 1, 2, 3 характеристик исходного минерального сырья в определенной мере служит обоснованием путей его передела, сокращает сроки отработки технологических схем, если, конечно, эти характеристики получены технологом заблаговременно.

Минералогические методы служат не только средством обоснования процесса технологической переработки минерального сырья, но и его оптимизации, что показано нами на ряде конкретных примеров. Решению этой задачи служит комплексирование минералогических методов.

Так, при изучении "обогащительных" свойств минералов, изучении их флотационного "поведения", выборе наиболее активного агента, изменяющего это поведение, наиболее эффективно работает пара "ИКС—РКФА". Это естественно, поскольку РКФА обеспечивает оценку фазового состава руд и технологических продуктов, а ИКС — особенностей поверхностного слоя минерала и его изменения под влиянием различных воздействий, а именно поверхность "работает" в обогащении.

При гидро-, пирометаллургическом переделе руд и концентратов эффективно использование другой пары РКФА — термический анализ, первый фиксирует изменение фазового состава в процессе передела, второй дает информацию, например, о температуре деструкции фаз и влиянии на эту температуру ассоциирующих минеральных фаз или добавок-реагентов.

Априорная информация о взаимном влиянии фаз на ход технологического процесса, дополняя информацию об исходном сырье, ведет от математического моделирования процесса к управлению этим процессом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова И.Т., Николаев В.И. и др. Поведение природных соединений редких земель при термической обработке с карбонатом натрия // Физико-химические основы переработки минерального сырья Киргизии. Фрунзе: Илим, 1975. С. 107—108.
2. Александрова И.Т., Петрова Н.В. Состояние и перспективы развития технологической минералогии в области изучения химико-металлургических процессов // Применение технологической минералогии для повышения эффективности использования минерального сырья. М.: ВИМС, 1987. С. 39—43.

3. Гинзбург А.И. Технологическая минералогия — важнейшее направление минералогических исследований // Технологическая минералогия главных промышленных месторождений. Л.: Наука, 1987. С. 3—9.
4. Гинзбург А.И., Александрова И.Т. Технологическая минералогия — новое направление минералогических исследований // Разведка и охрана недр. 1974. N 3. С. 36—40.
5. Гинзбург А.И., Александрова И.Т., Шманенков И.В. Задачи технологической минералогии, пути и методы их решения // Сов. геология. 1977. N 5. С. 7—20.
6. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. С. 175—224.
7. Горжевская А.И., Грекулова Л.А., Сидоренко Г.А., Петрова Н.В. Преобразование танталита в процессе кислотного выщелачивания // Геохимия. 1985. N 9. С. 24—31.
8. Петрова Н.В., Муленко В.Н. Влияние добавок диоксида титана на сульфатизацию гатчеттолитового концентрата // Изв. вузов. Цв. металлургия. 1982. N 1. С. 59—62.
9. Ревнищев В.И. Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы страны и основные задачи ее формирования как нового научного направления // Роль технологической минералогии в развитии сырьевой базы СССР. Л.: Наука, 1983. С. 4—20.
10. Чистов Л.Б., Зубков Л.Б. Современное состояние и задачи минералого-технологических исследований редкометалльных руд // Применение технологической минералогии для повышения эффективности использования минерального сырья. М.: ВИМС, 1987. С. 33—39.
11. Шахно И.В., Авжиева Е.М., Александрова И.Т. Влияние пирита на степень разложения ксенотима при спекании его с содой // Изв. вузов. Цв. металлургия. 1983. N 2. С. 11—15.

УДК 662.7:549.1

**Л.Б. Чистов, Л.Б. Зубков, Н.С. Барсукова**  
**ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДАМИ**  
**ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ**  
**ПЕРСПЕКТИВ ОБОГАЩЕНИЯ**  
**И КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ**  
**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД**

Выдающаяся роль в деле организации минералогических исследований по технологии переработки руд цветных и редких металлов принадлежит Анатолию Ильичу Гинзбургу. Еще в конце 50-х годов в своих трудах [4] он отмечал необходимость повышения полноты минералогической изученности редкометалльных руд как своеобразных природных образований и широкого использования результатов минералогических исследований как для поисков и разведки этих руд, так и для создания эффективных технологических схем их переработки. В начале 70-х годов А.И. Гинзбург отмечал, что детальное изучение минерального состава руд и поведения минералов в ходе технологического процесса является залогом создания рациональных схем переработки руд черных, цветных и редких металлов [5].

В последующие годы минералогические исследования по детальному изучению вещественного состава руд, различных продуктов обогащения этих руд и переработки концентратов получили всеобщее признание как новое направление минералогической науки — технологическая минералогия [9, 12, 5, 6, 19].

В 80-е годы укрепление и развитие сырьевой базы редких металлов стали осуществляться за счет не только освоения и включения в сферу промышленной эксплуатации новых месторождений, но и интенсификации технологических процессов обогащения руд на действующих предприятиях, предусматривающей полную, т.е. с высокими показателями извлечения, и комплексную переработку руд. Этот путь интенсивного развития сырьевой базы редких элементов потребовал проведения в больших масштабах геолого-технологического картирования руд участков будущей добычи, а также исследований по совершенствованию технологических схем обогащения. Потребовалось значительное увеличение общего количества отбираемых технологических проб. Стали резко возрастать объемы научно-исследовательских работ по изучению этих проб. Минералого-технологическая изученность и оценка редкометалльных руд новых месторождений, новых участков, рудных тел, горизонтов потребовали резкого увеличения дорогостоящих и трудоемких технологических исследований.

В связи с этим была предпринята попытка, исходя из специфических особенностей редкометалльных руд и главных параметров их вещественного состава, устанавливать для каждого месторождения или участка общие перспективы и возможные технологические показатели их обогащения экспрессными методами минералогических исследований.

Одной из главных особенностей руд редкометалльных месторождений является многообразие их типов [4, 9]: месторождения одного и того же редкого элемента могут быть представлены различными генетическими типами и относятся к разным рудным формациям.

Другой особенностью этих руд является чрезвычайно низкая концентрация в них редких элементов. По сравнению с цветными металлами содержания в рудах редких металлов обычно на один-два порядка ниже. Тем не менее редкометалльные концентраты по действующим ГОСТам или техническим условиям считаются пригодными для металлургического передела только при условии, что они содержат десятки (до 40—70%) процентов основного металла, т.е. степень обогащения редкометалльных руд должна быть очень высокой — в десятки и сотни раз.

Характерен комплексный характер руд. Укажем типовые комбинации практически ценных сопутствующих друг другу редких элементов в рудах различного типа:

- а) тантал-ниобий-олово-бериллий-литий;
- б) тантал-ниобий-цирконий-иттриевые РЗЭ;
- в) тантал-ниобий-цирконий-фосфор-железо;
- г) ниобий-тантал-цериевые РЗЭ-титан;
- д) ниобий-тантал-цериевые РЗЭ-железо-фосфор;
- е) иттриевые РЗЭ-свинец-молибден-олово;
- ж) цирконий-титан-цериевые РЗЭ.

Немаловажную промышленную ценность, как правило, представляет собой нерудная часть редкометалльных образований — отходы (хвосты) обогащения: кварцевые, полевошпатовые, нефелиновые, слюдяные, эгириновые и др. Потребность в их концентратах самых

разных отраслей народного хозяйства всегда велика. Комплексный характер редкометальных руд обусловлен их сложным минеральным составом.

Весьма типичным явлением для руд редкометальных месторождений является связь одного и того же полезного компонента с разными минералами, часто имеющими резко различные физические свойства и химический состав. Например, в некоторых типах пегматитов минералами-концентраторами тантала являются одновременно танталит-колумбит, микролит, воджинит и иксиолит. В карбонатитах тантал и ниобий могут быть связаны с пироксолом, гатчетолитом, циркелитом, луешитом, ферсмитом, перовскитом.

Еще одна особенность типична для руд редкометальных месторождений всех типов — это тонкая вкрапленность рудных минералов. Обычно она не превышает 1 мм, а для многих промышленных типов руд составляет менее 0,2 мм.

Особенно мелкими размерами зерен отличаются почти все тантало-ниобаты, вкрапленность которых нередко измеряется сотыми долями миллиметра, составляет до 0,1—0,15 мм и не более. Естественно, что полное раскрытие зерен таких минералов и высвобождение их от сростков требует тонкого измельчения руды, нередко даже для первичного обогащения до 0,1—0,2 мм. При таком тонком измельчении часть зерен полезных редкометальных минералов, обладающих к тому же небольшой твердостью и повышенной хрупкостью, разрушается и переходит в тонкие шламы, с которыми иногда теряется до 50% минерала. Потери с ними пока считаются безвозвратными. Проблема эффективной переработки шламов является для редкометальных руд весьма актуальной.

Характерной особенностью руд редких элементов является рассеяние последних в различной форме по пороодообразующим минералам.

Многие из редких элементов по свойствам атомов близки к литофильным, сидерофильным или халькофильным элементам, поэтому они могут входить в виде изоморфной примеси в кристаллические решетки различных пороодообразующих и рудных минералов.

В качестве примера можно привести факты повышенных содержаний бериллия в скарнах за счет изоморфного вхождения в везувиан и эпидот; тантала и ниобия — в сфене, ильмените, рутиле и др.

Изоморфное вхождение редких элементов в кристаллическую решетку пороодообразующих и рудных минералов, которое принято называть геохимическим рассеянием, приводит к неизбежным потерям минералов при обогащении; величина потерь может составлять 20—40% от общего количества металла в руде.

Помимо изоморфной примеси, редкие элементы могут находиться в пороодообразующих и прочих минералах руды в виде тончайших (от долей до первых микрон) микровключений собственных редкометальных минералов, что также снижает уровень извлечения полезных компонентов [10]. В подобных рудах, несмотря на сравнительно высокие, иногда даже промышленные содержания редких металлов, методами механического обогащения не удастся получить

концентраты требуемого качества со сколько-нибудь удовлетворительными технологическими показателями.

Исходя из указанных особенностей редкометалльных руд, можно сформулировать главные минералогические критерии оценки их качества и технологических свойств. Таковыми являются: структурно-текстурные и петрографо-минералогические особенности руд; физические свойства и в первую очередь измельчаемость руд; вещественный состав (химический, минеральный; свойства и состав минералов, баланс распределения элементов по минералам, гравитационно-магнитные особенности руды и т.п.); распределение основных минералоготехнологических параметров редкометалльной руды в плане и на глубину месторождения (минералоготехнологическое картирование).

Разберем эти основные минералогические критерии, позволяющие обоснованно прогнозировать технологические схемы обогащения редкометалльных руд.

Установление структурно-текстурных и петрографо-минералогических особенностей позволяет охарактеризовать взаимоотношения рудных и породообразующих минералов, размер вкрапленности редкометалльных минералов в недробленной руде, характер их распределения (равномерный, гнездово-спорадический, неравномерный и т.д.). На основании этих данных определяется верхний предел измельчения руды, прогнозируются возможности эффективного применения различных методов предварительной кусковой сепарации руды [11].

Измельчаемость руд, определение количества шламов раздробленной до оптимальной крупности руды и прогноз потерь с ними полезных компонентов. Эти характеристики руды устанавливаются гранулометрическим анализом измельченной руды, определением размерности редкометалльных минералов и распределением их по узким классам крупности.

Данные гранулометрического анализа измельченной руды являются весьма важными не только для разработки режимов дробления и измельчения (оптимальные нагрузки, методы измельчения, выбор аппаратуры и т.п.), но и для рациональной организации процесса раскрытия минералов [18].

Для минералов с повышенной радиоактивностью (гачеттолит, пироклор, бетафит, фергусонит и др.) может быть успешно применена методика определения размера зерен методом радиографического отпечатка [24].

Помимо определения размерности полезных минералов в исходной руде, не меньше, а может быть даже и большее значение для оценки технологических свойств руды имеет гранулометрический состав этих минералов в материале, подготовленном к обогащению, т.е. в руде после дробления и измельчения до крупности, соответствующей максимальному размеру свободных зерен, определенному по замерам в шлифах.

Необходимо отметить, что часть зерен, иногда довольно значительная, находится в сростках с породообразующими минералами и поэтому попадает при гравитационном анализе в легкие фракции. Их доизмельчением до крупности, определяемой размером этих

включений, повторной обработкой в тяжелых жидкостях и подсчетом в продуктивных фракциях удастся определить количество и размеры зерен редкометаллических минералов, которые могут быть дополнительно высвобождены при доизмельчении. Однако часть зерен-микровключений, иногда довольно значительная, не высвобождается с хвостами обогащения. Эти потери совместно с потерями в тонких шламах называют "технологическим рассеянием" полезного компонента.

Знание параметров гранулометрического состава зерен редкометаллических минералов позволяет технологам-обогащителям однозначно определять начальную крупность измельчения руд, метод первичного обогащения, необходимость двух-трех стадийного гравитационного обогащения, величину неизбежных потерь полезных минералов.

Важным этапом минералого-технологических исследований редкометаллических руд является определение их полного химического состава.

Главным моментом, определяющим достоверность данных по химическому составу руд, следует считать представительность изучаемой технологической пробы, которая должна соответствовать представляемым ею рудам не только по содержанию полезных компонентов, но и по минеральному составу, а следовательно, и по концентрациям основных порообразующих окислов.

Получение полной информации по химическому составу руды предполагает применение различных современных методов анализа минерального сырья (химический, спектральный, рентгеноспектральный, нейтронно-активационный, рентгено-радиометрический, радиометрический и др.).

Поскольку в процессе проведения минералого-технологических исследований необходимы балансовые расчеты распределения полезных компонентов по классам, фракциям, минералам и продуктам обогащения, рекомендуется производить их неоднократное определение с применением различных методов и сравнивать сходимость прямых определений с расчетной балансовой цифрой. Если дисбаланс составит более  $\pm 10$  отн. %, анализы, а иногда и опыты надо перерабатывать.

Количественный минералогический анализ руд — это основополагающий, но весьма трудоемкий этап изучения их минералого-технологических свойств. Результаты этого анализа содержат очень много как чисто минералогической, так и технологической информации. На его основе можно выбирать наиболее эффективные направления технологии обогащения (гравитация, флотация, магнитная сепарация и т.д.), оценивать реальные перспективы комплексности использования руд, прогнозировать технологические показатели их переработки.

Поэтому минералогический анализ редкометаллических руд, содержащих в основном низкие концентрации полезных компонентов, должен обязательно отвечать двум основным требованиям — высокой чувствительности и большой точности определения содержаний редкометаллических минералов: определение содержаний в сотые, а иногда и тысячные доли процента с точностью до 1—5%.

К настоящему времени разработаны специальные методики количе-

ственных анализов различных типов руд и россыпей [2, 3, 15, 16, 22, 25, 26].

Физические свойства и химический состав минералов определяющим образом влияют на выбор эффективных направлений технологических исследований. От них зависит не только эффективность того или иного способа обогащения, но и его режимы, конкретные технологические показатели и качество конечных продуктов. Поэтому детальное изучение тех свойств руд и минералов, которые определяют их поведение в технологическом процессе, является одной из главных задач технологической минералогии.

Знание физико-механических свойств руд (предельное сопротивление удару, истираемость и др.) необходимо для правильного решения вопросов рудоподготовки — выбора оптимальных режимов дробления, измельчения, грохочения и гидравлической классификации. Традиционно эти исследования проводятся инженерно-геологическими лабораториями, поэтому полученные результаты обычно слабо увязываются с данными по минеральному составу руд, их текстурно-структурными особенностями и свойствами минералов. Следовало бы рекомендовать изучение механических свойств выполнять перед началом исследований и с участием минералогов.

Для технологических целей имеют наибольшее значение следующие свойства минералов: плотность, твердость, хрупкость, магнитная восприимчивость, электропроводность и электросопротивление, растворимость в кислотах и щелочах, поведение при нагревании, особенности кристаллической структуры минерала и определяемые ими физико-химические свойства поверхностей минеральных частиц и др. [1, 3, 6, 7, 8, 13, 14, 15, 20, 21].

Одним из важных направлений в минералого-технологических исследованиях редкометалльных руд являются эксперименты по направленному изменению технологических свойств рудных или породообразующих минералов в нужном направлении путем перестройки их кристаллической структуры в результате физического и химического воздействия на весь объем минерального зерна или физико-химического изменения строения его поверхности [17, 23].

Получили развитие и методы более глубокого изменения свойств минералов редкометалльных руд, основанные на воздействии различных физических агентов на их кристаллическую структуру с целью образования новых минеральных фаз. Например: окислительный обжиг приводит к резкому увеличению магнитной восприимчивости форстерита и изменению его флотационных свойств. При восстановительном обжиге лейкоксенизированного ильменита образуется ильменит дефектной структуры, из которого легко может быть выщелочено железо. Спекание лейкоксена с  $\text{CaCO}_3$  приводит к образованию искусственного перовскита, обладающего более легкой растворимостью в  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Исходя из кристаллохимических и физических свойств минералов и искусственных соединений, образующихся при термическом (окислительный или восстановительный обжиг) и гидрометаллургическом воздействии, минералогическими методами могут быть обоснованы и осуществлены в промышленных условиях новые технологические спо-

собы получения различных редкометалльных продуктов. Например, получение технического диоксида циркония из бадделеитового концентрата, искусственного рутила из ильменитового концентрата, диоксида титана — из кварц-лейкоксенового продукта.

В очень большой степени характеризует технологические свойства редкометалльных руд химический состав слагающих руды минералов — пороодообразующих, аксессуарных, рудных и редкометалльных. Точная и полная информация о содержаниях в минералах главных и второстепенных компонентов, а также о формах их нахождения позволяет достаточно достоверно прогнозировать ряд конечных технологических показателей. На основании этих данных рассчитываются балансы распределения полезных компонентов по минералам, необходимые для обоснования максимального теоретически возможного извлечения каждого из них в концентраты и неизбежных потерь с отвальными продуктами обогащения.

Определение истинного химического состава редкометалльных минералов сталкивается с определенными трудностями, связанными с наличием тонкого прорастания зерен различных минералов, присутствием тонких сростков и микровключений других минералов, что искажает (иногда очень значительно) химический состав минерала. Поэтому выделение чистых минералов для определения состава должно проводиться с применением различных подготовительных операций: разделение в тяжелых жидкостях, магнитная, электрическая сепарация, флотация и т.д.

Главным методом определения химического состава редкометалльных минералов является химический анализ. Для отдельных элементов применяются количественный спектральный, нейтронно-активационный, рентгеноспектральный, атомно-адсорбционный и другие методы анализа.

Редкометалльным минералам свойственны присутствие различных труднодиагностируемых сростков и включений. Для диагностики и определения химического состава эффективно применение методов электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа (РСМА). С помощью микрозонда можно получить разнообразную информацию о минерале: локальный качественный и количественный состав, распределение элементов вдоль выбранных направлений и их площадное распределение, микрофотографии образца в режимах растровой электронной микроскопии. Обработка результатов анализа сложна и производится на ЭВМ по специальным программам [7].

Зондовый микроанализ дает возможность точно диагностировать фазовый состав минералов, установить минеральные формы нахождения редкометалльных примесей, но не обеспечивает определение количественных соотношений выделенных фаз. Для этих целей необходимо применять метод фазово-химического анализа, основанного на различиях в растворимости минералов. Результаты фазовых анализов, помимо решения главной задачи — установления соотношений минеральных форм нахождения редких элементов, помогают выявлению эффективных направлений гидрометаллургического вскрытия концентратов или их очистки от вредных примесей.

По результатам количественного минералогического анализа руд и исследованиям химического состава всех имеющихся в рудах минералов, в первую очередь точного установления в них содержаний полезных элементов, составляются балансы распределения элементов по минералам в относительных процентах к содержанию полезных компонентов в изученной технологической пробе в целом.

То или иное количество редкого металла при обогащении неизбежно теряется с тонкими шламами, и величина этих потерь зависит от крупности выделений полезного минерала, его физических свойств и режима рудоподготовки и обогащения. При расчете балансов распределения компонентов по минералам количества, связанные с тонкими шламами, целесообразно выделять в качестве самостоятельного компонента. Такой методический подход позволяет более объективно оценивать технологические свойства руды — разница между количеством полезного компонента, связанного с редкометальным минералом, и реальным извлечением этого компонента в конечный концентрат будет указывать на реальные резервы повышения извлечения, к которым следует стремиться при совершенствовании технологии обогащения.

Конкретные направления технологии обогащения и их оптимальные показатели можно прогнозировать на основании данных по содержанию и распределению редких элементов во фракциях, на которые были разделены классы крупности технологической пробы при ее подготовке к минералогическому анализу. Для этого во всех продуктах, выделенных в результате гравитационного анализа, магнитного, электрического или другого фракционирования, определяются содержания полезных компонентов. Затем для каждого класса крупности вычисляются балансы их распределения по фракциям и отношения между собой. В результате мы имеем информацию, позволяющую охарактеризовать основные технологические свойства руды: крупность измельчения, при которой происходит "освобождение" полезных минералов от сростков; уровень потерь редких элементов с хвостами обогащения и величины отвальных содержаний в хвостах; ожидаемые содержания редких элементов в черновых и конечных концентратах и их извлечение, изменение этих показателей в зависимости от крупности материала; эффективность применения методов гравитации и флотации для первичного обогащения руд; необходимость использования многостадийных схем гравитационного обогащения; извлечение в промпродукты, их возможное качество; возможные способы доводки черновых концентратов.

Для редкометальных руд обычной является значительная дисперсия размеров выделений полезных минералов. В этих случаях при проведении гравитационных анализов руд для крупных классов ( $-0,5 + 0,25$  мм) характерны большие потери редких элементов с легкими фракциями ( $\sim 70 - 40\%$ ), а гравитационное обогащение проводится по 2-х или даже 3-х стадийным схемам.

Поэтому для оценки эффективности применения 2-й стадии необходимо доизмельчение материала непродуктивных фракций до крупности, при которой происходит высвобождение основной части редко-

металлических минералов от сростков. Доизмельченный материал обрабатывается по той же схеме, что и исходная руда, выделенные фракции анализируются, и в итоге устанавливаются количества полезных компонентов, которые могут быть доизвлечены из хвостов на 2-й стадии обогащения.

Минералогическое обеспечение работ по созданию эффективной технологии обогащения редкометаллических руд и металлургической переработки концентратов должно предусматривать не только детальные исследования вещественного состава представительной пробы исходной руды, но и оперативное изучение различных технологических продуктов.

Методический подход к решению этой задачи может быть различным.

При проведении поисковых опытов по выбору направлений и методов обогащения, установлению оптимальных режимов его процесса обогатители получают значительное количество различных продуктов. Для правильной оценки полученных результатов обычно не нужны высокая точность и чувствительность минералогического анализа, а достаточным являются ориентировочные данные по минеральному составу продуктов обогащения и главным особенностям основных минералов.

Минералогическое изучение продуктов обогащения, полученных при проведении балансовых опытов, должно осуществляться в полном объеме с предварительной обработкой руды с целью разделения на фракции, максимально близкие к мономинеральным.

Редкометаллические минералы, теряемые с тем или иным отвальным продуктом, рекомендуется изучить с целью выявления причин, обусловивших их попадание в эти продукты, и установления путей снижения потерь.

Важным направлением промышленной оценки редкометаллических руд является картирование их технологических свойств в недрах. Большая значимость этих работ определяется тем, что установление в результате картирования минералого-технологических особенностей руд отдельных зон, участков, блоков, подготовленных к выемке, позволяет управлять качеством руд в процессе отработки месторождения, т.е. подбирать оптимальные варианты их шихтовки или своевременно изменять технологическую схему на обогатительной фабрике.

Картирование технологических свойств руд в настоящее время в том или ином объеме проводится на многих отработываемых месторождениях и является обязательным этапом при разведке новых месторождений редких металлов. Оно осуществляется путем отбора представительных технологических проб, характеризующих отдельные участки месторождения, изучения вещественного состава и проведения испытания этих проб на обогатимость. Испытания осуществляются по оптимальной технологии, разработанной для руд данного месторождения, и предусматривают получение всех основных технологических показателей. Поскольку для каждой технологической пробы необходимо выполнить большой объем исследований, а число таких проб

при картировании достигает несколько десятков, эта работа требует затраты значительных сил, средств и времени.

Имеющийся опыт минералого-технологических исследований различных промышленных типов редкометалльных руд позволяет наметить следующие этапы минералого-технологического изучения руд для целей картирования.

В 1-й этап на начальных стадиях разведки редкометалльного месторождения производится детальное изучение вещественного состава руд и разрабатывается технология обогащения на материале представительных технологических проб, характеризующих главные промышленные типы, сорта руд и основные участки месторождения. При этом путем сопоставления результатов минералогических и технологических исследований выявляются главные факторы вещественного состава руд, влияющих на обогатимость.

2-й этап проводится на конечных стадиях геологоразведочных работ, когда уже определены запасы руд, выделены их природные типы, оконтурены промышленные блоки, рудные тела, участки, разработаны кондиции, отработана технология обогащения. Производятся работы по непосредственному минералого-технологическому картированию. Для этих целей отбираются представительные малообъемные технологические пробы. На их материале проводится охарактеризованный выше комплекс исследований вещественного состава, в итоге дается оценка технологических свойств, иногда даже без проведения работ по обогащению.

Схема обработки, минералогического, гравитационного и других анализов для всех проб одного типа руд должна быть единой, так как только в этом случае последующее сравнение результатов изучения будет корректным. Такое сравнение полученных данных по балансу распределения редких элементов по минералам, по гравитационному и магнитному фракционированию, по составу и свойствам минералов позволяет достаточно достоверно выделить технологические сорта руд по таким, например, показателям, как размер вкрапленности ценных минералов, максимально возможное извлечение полезных компонентов в концентрат, различия в технологии обогащения, качество концентратов и др., т.е. достичь практически тех же результатов, что и при проведении трудоемких технологических исследований. Но поскольку исследования вещественного состава при наличии отработанной методики могут быть выполнены достаточно быстро и не требуют такого большого количества рудного материала, как технологические испытания, в итоге может быть изучено значительно большее число проб и, следовательно, достоверность результатов картирования по данной методике будет даже выше.

В случае выявления при изучении вещественного состава картировочных проб новых типов руд, существенно отличающихся по своим технологическим свойствам от известных, является целесообразным проведение дополнительных технологических исследований.

На 3-м этапе для отработываемых редкометалльных месторождений, когда накоплен большой объем информации как по веществен-

ному составу руд в пространстве, так и по различиям в технологии обогащения, задача технологического картирования может быть упрощена. Для этого необходимо с помощью ЭВМ провести сопоставление на материале нескольких десятков технологических проб данных по их вещественному составу с технологическими показателями, определенными исследованиями по обогатимости руд, и выявить наиболее значимые факторы вещественного состава, определяющие технологические свойства. Так, например, для пироклорсодержащих миаскитов нами установлено, что извлечение ниобия в черновые концентраты находится в тесной корреляционной зависимости от размера выделений пироклора (коэффициент корреляции 0,9). В итоге, определив один из этих параметров вещественного состава по выведенной формуле, получаем расчетное извлечение ниобия в черновой концентрат. Отклонение расчетных данных от экспериментальных составляет 1—3%, т.е. достоверность результатов полностью соответствует требованиям картирования.

В заключение следует отметить, что на современном уровне методики и приемы минералогических исследований редкометалльных руд, имеющих сложный вещественный состав и низкие содержания полезных компонентов, разработаны с такой детальностью и широтой, что позволяют обоснованно прогнозировать целый ряд технологических показателей обогащения руды, которые раньше получались только в результате трудоемких технологических операций, а именно: измельчаемость руды, потери полезного компонента со шламами и хвостами обогащения, предельно возможные показатели извлечения его в черновой и конечный концентраты, качество последнего, возможность получения попутных концентратов, перспективы комплексного использования сырья и создание безотходных технологий и т.д.

Этими же исследованиями можно предопределять возможные технологические пути обогащения руд и переработки некондиционных концентратов. Необходимо продолжать исследования по разработке, совершенствованию и внедрению новых методов минералого-технологического изучения редкометалльных руд.

Итак, методы технологической минералогии являются весьма перспективными для принципиальной оценки обогатимости руд и должны широко использоваться в практике геологоразведочных работ и технологических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов Д.Г., Дроздов С.А., Савельев А.С. Магнитная сепарация и магнитные свойства минералов // Научные труды Гиредмета. М.: Гиредмет. 1979. Т. 98. С. 65—73.
2. Берлинский А.И. Разделение минералов. М.: Недра, 1975. 173 с.
3. Вещественный состав и обогатимость минерального сырья. М.: Наука, 1978. 288 с.
4. Гинзбург А.И. Генетические типы месторождений редких элементов // Разведка и охрана недр. 1957. № 6. С. 1—12.
5. Гинзбург А.И., Александрова И.Т., Шманенков И.В. Задачи технологической минералогии, пути и методы их решения // Сов. геология. 1977. № 5. С. 7—20.
6. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 240 с.

7. *Доброцветов Б.Л.* Новые методы определения вещественного состава руд и продуктов их переработки. М.: Цветметинформация. 1977. 46 с.
8. *Зандерна А.* Методы анализа поверхностей. М.: Мир, 1979. 438 с.
9. *Зубынин Ю.Л., Чистов Л.Б.* Важнейшие промышленные типы руд редких металлов и проблемы их комплексной технологической переработки // Научные труды Гиредмета. М.: Гиредмет. 1982. Т. III. С. 7—14.
10. *Зуев В.Н., Зубков Л.Б., Чистов Л.Б.* О формах нахождения тантала и ниобия в грейзенизированных вольфрамоносных гранитах и вольфрамитах одного из месторождений Восточного Забайкалья // Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ. 1967. С. 21—33.
11. Изучение гранулометрического состава и контрастности полезных ископаемых для оценки возможности обогащения их с помощью радиометрических методов. Методические рекомендации. М.: ВИМС. 1978. 24 с.
12. *Комаров О.К., Чистов Л.Б., Зубков Л.Б.* Технологическая минералогия руд редких металлов и ее задачи // Научные труды Гиредмета. М.: Гиредмет. 1979. Т. 89. С. 5—9.
13. *Копченова Е.В.* Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 247 с.
14. *Куликов Б.Ф., Зуев В.В., Вайнштейн И.А.* Минералогический справочник технолога-обогапителя. Л.: Недра, 1978. 208 с.
15. *Ли А.Ф.* Минералогическое исследование руд цветных и редких металлов. М.: Недра, 1967. 260 с.
16. Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1977. 162 с.
17. Применение ультразвука для интенсификации процессов обогащения и минералогического анализа // Тр. ВИМСа. 1971. Вып. 17. 232—236 с.
18. *Ревнищев В.И.* О рациональной организации процесса раскрытия минералов в соответствии с современными представлениями физики твердого тела // Тр. Механообра. 1975. Вып. 140. С. 153—169.
19. *Ревнищев В.И.* Роль технологической минералогии в обогащении полезных ископаемых // Зап. ВМО. 1982. Ч. III, вып. 4. С. 443—449.
20. *Сидоренко Г.А.* Кристаллохимическое изучение минерального сырья — средство повышения эффективности геологоразведочных работ // Сов. геология. 1982. N 4. С. 3—13.
21. *Сидоренко Г.А., Юдин Р.Н.* Современное состояние и перспективы развития термического анализа минерального сырья. М.: ВИЭМС. 1981. 33 с.
22. Современные методы минералогического исследования. М.: Недра. 1969. Ч. I. 280 с.
23. Физические и химические воздействия при обогащении полезных ископаемых. М.: ИПКОН АН СССР. 1979. 200 с.
24. *Флеров Г.Н., Берзина Н.Г.* Радиография минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 223 с.
25. *Чистов Л.Б.* Методика изучения вещественного состава редкометалльных карбонатитовых руд в связи с задачами их обогащения // Научные труды Гиредмета. М.: Гиредмет. 1971. Т. 35. С. 29—40.
26. *Чистов Л.Б., Зубков Л.Б.* Методика изучения вещественного состава руд коры выветривания применительно к их технологической оценке на примере карбонатитовых месторождений // Тр. Всесоюз. семинара по методике оценки и разведки танталосных кор выветривания и россыпей. М.: ИМГРЭ. 1969. С. 1—35.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
<i>Фельдман Л.Г., Куприянова И.И.</i> Научное наследие А.И. Гинзбурга .....	6
<i>Гинзбург А.И.</i> Основные направления развития современной прикладной минералогии .....	24
<i>Маршукова Н.К., Павловский А.Б.</i> Натанит и его парагенезисы на оловорудных месторождениях .....	37
<i>Куприянова И.И.</i> Типоморфизм минералов в локальном прогнозировании эндогенного оруденения .....	40
<i>Малинко С.В., Носенко Н.А.</i> Генетические связи датолита Дальнегорского месторождения и проблема формирования боросиликатных руд .....	54
<i>Кривоконова Г.К., Сеницына С.Е.</i> Опыт использования данных о составе и структурном состоянии калиевых полевых шпатов при решении вопросов петрогенезиса и расчленения гранитоидов .....	73
<i>Архангельская В.В., Нечелюстов Г.Н., Рябенко С.В.</i> Минералогия лантаноидов и иттрия в процессе редкометалльного щелочного метасоматоза .....	88
<i>Кудрин В.С., Кудрина М.А.</i> Минералогические критерии и методы прогнозной оценки скарновых месторождений вольфрама .....	106
<i>Гетманская Т.И., Чернов Б.С.</i> Минералогические особенности геолого-генетических моделей грейзеновых месторождений вольфрама .....	119
<i>Новгородова М.И., Успенский Е.И.</i> Вольфрам в золотых рудах .....	129
<i>Добровольская М.Г.</i> Типоморфные минеральные ассоциации в свинцово-цинковых месторождениях разных рудных формаций .....	142
<i>Семенов Е.И.</i> О типизации гранитных пегматитов .....	151
<u><i>Луганской Г.П., Недумов И.Б., Тимофеев И.Н.</i></u> Минеральный состав и структурно-текстурные признаки редкометалльных пегматитов как основа оценки месторождений на ранних стадиях их исследования .....	154
<i>Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А.</i> Минералогические критерии геологических условий формирования рудоносных карбонатитовых комплексов .....	164
<i>Румянцев В.Н.</i> О механизме и последовательности минералоотложения в гидротермальном растворе .....	173
<i>Петровская Н.В.</i> Автоэпитаксические новообразования, сопутствующие эндогенной коррозии минералов .....	179
<i>Шурига Т.Н., Гайдукова В.С., Нечелюстов Г.Н.</i> Микронеоднородность редкометалльных минералов из субщелочных метасоматитов .....	186
<i>Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д.</i> Некоторые вопросы номенклатуры минералов платиновых металлов .....	196
<i>Сидоренко Г.А.</i> Метрология в минералогических исследованиях .....	209
<i>Горобец Б.С.</i> Значение люминесценции в генетической и прикладной минералогии .....	215
<i>Беляков А.Ю., Кравченко С.М.</i> Изоморфизм в минералах и некоторые задачи прикладной минералогии .....	231
<i>Александрова И.Т., Петрова Н.В., Сидоренко Г.А.</i> Технологическая минералогия редкометалльного сырья .....	235
<i>Чистов Л.Б., Зубков Л.Б., Барсукова Н.С.</i> Обоснование методами технологической минералогии перспектив обогащения и комплексного использования редкометалльных руд .....	243

## CONTENTS

Reface .....	3
<i>Feldman L.G., Kuprianova I.I.</i> A.I. Ginzburg's scientific heritage .....	6
<i>Ginzburg A.I.</i> Principal trends of development in modern applied mineralogy .....	24
<i>Marshukova N.K., Pavlovsky A.B.</i> Natanite and its parageneses on tin-ore deposits .....	37
<i>Kuprianova I.I.</i> Minerals typomorphism in local forecasting of endogenic mineralization .....	40

<i>Malinko S.V., Nosenko N.A.</i> Consanguinities of Dalnegorsk datolite deposit and problem of borosilicate ores forming .....	54
<i>Krivokoneva G.K., Sinitsina S.E.</i> Method of using the data about the content and structural state of alkali feldspars when solving problems of paragenesis and separation of granitoids .....	73
<i>Arkhangelskaya V.V., Nechelustov G.N., Riabenko S.V.</i> Lanthanoids and yttrium mineralogy in the process of rare-metal alkaline metasomatosis .....	88
<i>Kudrin V.S., Kudrina M.A.</i> Mineralogical criterion and methods of forecasting estimation of skarn tungsten deposits .....	106
<i>Getmanskaya T.I., Chernov B.S.</i> Mineralogical peculiarities of geology-genetic models of greisen tungsten deposits .....	119
<i>Novgorodova M.I., Uspensky E.I.</i> Tungsten in gold ores .....	129
<i>Dobrovolskaya M.G.</i> Typomorphic mineral associations of lead-zinc deposits in different ore formations .....	142
<i>Semenov E.I.</i> About typification of granitic pegmatites .....	151
<i>Lugovskoy G.P., Nedumov I.B., Timofeev I.N.</i> Mineral composition and structural-textural features of rare-metal pegmatites as the base of valuation of deposits on the early stages of their study .....	154
<i>Epshtein E.M., Danilchenko N.A.</i> Mineralogical criteria of geological conditions of forming ore-bearing carbonatite complexes .....	164
<i>Rumiantsev V.N.</i> About the mechanism of succession mineral sedimentation in hydrothermal solution .....	173
<i>Petrovskaya N.V.</i> Autoepitaxial neogeneses, accompanying the endogenic corrosion of metals .....	179
<i>Shuriga T.N., Gaidukova V.S., Nechelustov G.N.</i> Micro non-uniformity of rare-metal minerals from subalkaline metasomatites .....	186
<i>Evstegneyeva T.L., Genkin A.D.</i> Some questions of minerals nomenclature of platinum metals .....	196
<i>Sidorenko G.A.</i> Metrology in mineralogical studies .....	209
<i>Gorobets B.S.</i> Significance of luminescence in genetic and applied mineralogy .....	215
<i>Beliakov A.Ju., Kravchenko S.M.</i> Isomorphism in minerals and some problems of applied mineralogy .....	231
<i>Alexandrova I.T., Petrova N.V., Sidorenko G.A.</i> Technological mineralogy of rare-metal raw materials .....	235
<i>Chistov L.B., Zubkov L.B., Barsukova N.S.</i> Substantiation by methods of technological mineralogy the perspectives of enrichment and complex use of rare-metal ores .....	243

Научное издание

## ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ И ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

Утверждено к печати

Всесоюзным минералогическим обществом АН СССР  
Московское отделение

Художник А.М. Драговой. Художественный редактор И.В. Монастырская  
Технический редактор Л.В. Русская. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 46972

Подписано к печати 23.02.90. Т — 01315. Формат 60 × 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 16,0 + 0,6 вкл. Усл.кр.-отт. 16,9. Уч.-изд.л. 20,3

Тираж 600 экз. Тип.зак. 26. Цена 4р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4 р. 20 к.

5233

