

**ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ**



ТОМСК — 1977

2174
4712

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1977



В сборнике помещен оригинальный материал по минералогии, геохимии и рудным месторождениям Сибири. В ряде статей освещаются минералогическо-геохимические особенности некоторых железорудных месторождений Восточного Саяна и новых полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Приведено краткое описание рудных формаций метасоматических месторождений некоторых металлов Алтае-Саянской области. Подробно освещены морфогенетические типы расщепления кристаллов на примере магнетита.

Значительная часть сборника посвящена вопросам экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Рассмотрены возможности применения термолюминесценции для корреляции и определения относительного возраста магматических и метаморфических комплексов.

Сборник представляет интерес для геологов и научных работников, занимающихся изучением рудных месторождений, и специалистов по экспериментальной и технической минералогии и петрографии.

Редактор — профессор Б. М. Тюлюпо

2-9-2

© Издательство Томского университета, 1977 г.

АНАТОМИЯ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАСЩЕПЛЕНИЯ ИНДИВИДОВ МАГНЕТИТА

В. Н. СЕРГЕЕВ

Особенности внешней и внутренней морфологии «расщепленных», первичноблоковых, мозаичных природных индивидов (кристаллов, зерен), а также «сростки многих неделимых» неоднократно привлекали внимание исследователей (Григорьев, 1961; Ерофеев, 1871; Кокшаров, 1876; Корножицкий, 1896; Леммлейн, 1973; Малькова, Лхасмурен, 1963, 1965; Шаскальская, Шубников, 1933; Шубников, 1947; Buerger, 1932; Lehmann, 1911; Pelikan, 1896; Poroff, 1934 и др.) с целью получения генетической информации. Известны такие побудительные причины расщепления и мозаичности кристаллов, как изоморфные и механические примеси, пересыщение и быстрая кристаллизация и, возможно, «термические напряжения». Перечисленные факторы могут действовать отдельно или совместно, в определенной мере дополняя друг друга. Например, В. Д. Кузнецов (1954), Д. В. Гогоберидзе (1952) и другие указывают на быструю кристаллизацию вещества с участием примесей. Причиной расщепления кристаллов кальцита Верхнего Рудника (Тетюхе) В. Ф. Петрунь (1958) считает изоморфную примесь марганца, а появление веерообразных кристаллов целестина из месторождения Шор-Су Н. П. Юшкин (1966) связывает с механической сезонной примесью глинистого вещества, выпадающего на грани. Расщепление кристаллов кварца, лелленгита из близповерхностных образований Хинганского оловорудного месторождения Д. В. Рундквист (1958) объясняет механическими примесями и специфическими условиями формирования руд, что можно сказать и о пирите из магнетитовых руд Качарского месторождения (Куликов, Мокиевский, 1960). Многоэтапный и сложный процесс расщепления кварца из хрусталоносных проявлений Северного Тянь-Шаня прослеживает А. В. Осинский (1968), связывая его с быстрой кристаллизацией из пересыщенных растворов и образованием кристаллитов. Краткий обзор позволяет заключить, что природа и механизм расщепления, блокирования, мозаичности и агрегативности кристаллов разнообразен, а онтогенез и анатомия подобных образований еще далеко не познана.

Нами исследовались магнетиты из скарново-метасоматических и жильных гидротермальных месторождений: Калиостровского, Абаканского, Алексеевского, Тейского, Начульского (Хакасия); Тайгажирского, Водораздельного, Лавреновского (Горная Шория); Дашкесанского (Азерб. ССР); Коршуновского, Нерюндинского, рудопроявлений бассейна реки Илимпей (Восточная Сибирь) и др. В скарнах интересующие нас образования магнетита относятся к проявлениям поздних генераций, связанных с процессами переотложения вещества и перекристаллизации руд «ранних» магнетитов под воздействием наложенных стадий минерализации (сульфидной, хлорит-карбонатной, золото-

кварцевой и т. п.) и метаморфизма с возникновением друз перекристаллизации. В жильно-гидротермальных месторождениях агрегаты «расщепленных» индивидов магнетита обнаружены в трещинах и полостях, где они образуют друзы роста, параллельно-шестоватые агрегаты, сферолитовые и желвачные скопления среди массивных руд и вмещающих пород. Магнетит здесь сопровождается целым рядом тесно ассоциирующих минералов (апатит, хлорит, серпентин, кварц, эпидот, анизотропный гранат, кальцит и др.).

Можно выделить три морфологически различных типа расщепления индивидов магнетита, отличающихся анатомией, отдельными морфологическими деталями и их сочетаниями в структурном узоре, последовательностью, побудительными причинами и механизмом формирования. Внешне эти типы, как правило, различить не удастся без детального изучения анатомического строения, но отдельные характерные черты их внешней морфологии можно отметить.

Некоторые черты внешней морфологии «расщепленных» индивидов магнетита

Индивиды магнетита первого типа встречаются в скарновых месторождениях среди кристалликов друз переотложения, жилок альпийского типа, секущих первичные массивные руды (рис. 1, а). Часто это не имеющие своей огранки зерна округлой неправильной формы,

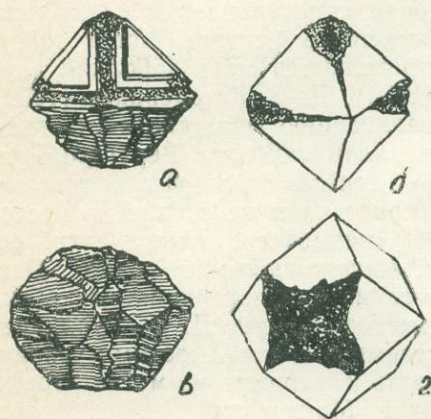


Рис. 1. Морфология расщепленных кристаллов магнетита. а — кристалл $(111) + (311)$ из Водораздельного месторождения; б — кристалл (111) с притупленными вершинами и ребрами из Калиостровского месторождения; в — зерно магнетита Тейского месторождения; г — кристалл (110) с притупленной вершиной и ребрами из Белогерского месторождения (Приморье)

поверхность которых покрыта множеством псевдограней с индукционной или контактной штриховкой, отпечатками соседних зерен различных минералов (эпидота, кальцита, кварца, хлорита, граната и др.). Расщеплению подвергаются обычно области индивида, обращенные в полость — навстречу фронту питающего раствора. В области вершин, ребер головки таких кристаллов покрыты притупляющими поверхностями, иногда ступенчатыми, входящими углами, а чаще они имеют сложную неровную поверхность, покрытую псевдогранями, кавернами выщелачивания. Ступенчатость кристаллов $(111) + (110)$ хорошо выражена у магнетита, встречающегося в друзах Дашкесана с эпидотом, гранатом и кальцитом. Область граней (110) состоит из гряд параллельных и частично несколько дезориентированных ребер и граней (111) .

Множество входящих углов имеет зеркальные поверхности, принадлежащие субиндивидам (111) , другая их часть заполнена пористым магнетитом, благодаря чему грани (110) имеют матовую поверхность. Среди кристаллов магнетита Дашкесана встречаются комбинации форм $\{531\} + \{110\} + \{311\} + \{111\}$, что придает индивидам шаровидный облик. Форму $\{531\}$ принято относить к формам растворения, на что ука-

зывает как будто их кавернозная и неровная поверхность, с другой стороны исследования внутреннего строения индивидов не полностью подтверждают это мнение. Грани (531) являются прерозионными и представляют в разрезе пирамиды роста из послойно отложенного вещества на корродированную растворением поверхность пирамид простой формы (110), т. е. имеют более сложный генезис, чем «обычные» грани, совмещающая в себе как элементы роста, так и растворения. У этих кристаллов иногда на некотором этапе роста наблюдается расщепление, которое впоследствии консервируется нарастанием нового вещества и может быть обнаружено лишь при изучении внутреннего строения. Расщепленные индивиды магнетита из Тейского месторождения встречены в виде образований, выросших на вытянутые пластинчатые зерна пирита (псевдоморфозы по гематиту-мушкетовиту) совместно с кварцем, эпидотом, серпентином и кальцитом. С поверхности они покрыты псевдогранями с контактной штриховкой или значительно корродированы и обрастаются корочками кальцита, серпентина, кварца (Сергеев, 1963). Зерна магнетита такого же облика, оказавшиеся при изучении их анатомии расщепленными и относящиеся к первому морфогенетическому типу, встречены в целом ряде месторождений (Дашкесанском, Тейском, Абаканском, Тайгажирском, Шорбинском и др.).

Индивиды магнетита, относимые нами по своему внутреннему строению к образованиям второго типа, имеют целый ряд характерных морфологических черт и встречены в месторождениях Коршуновском, Нерюндинском, Копаяевском, Краснояровском и др. Магнетит образует здесь параллельно-шестоватые агрегаты первого рода, реже второго (по Д. П. Григорьеву) среди вмещающих пород или массивных ранних магнетитовых скарнов и руд. В жилах симметричного и ритмичного сложения магнетит представлен шестоватыми кристаллами, нарастающими только четырехгранной головкой (111), обращенной в полость навстречу питающему раствору (Сергеев, 1961), реже это изометричные зерна. Для магнетитов Коршуновского месторождения впервые описаны оригинальные многоглавые вершинки индивидов, указывающие на «расщепленный характер» индивида, сложенного многими субиндивидами. Этот случай позволяет считать расщепление одной из причин образования ориентированных сростаний кристаллов («неделимых»), сложенных многими субиндивидами разных порядков. Наблюдаются индивиды магнетита, увенчанные головками {111}, {110} и их комбинацией {111} + {110}, а также кристаллами {110} + {311}. Многовершинные головки имеют в плане вид линзовидных и прямоугольных пирамидок с многими не строго параллельными входящими углами и «головками-грядками» с выпуклыми или вогнутыми ребрами (рис. 2). Можно видеть двухвершинные октаэдрические головки с входящим углом между ними и многовершинные головки из нескольких нестрого ориентированных октаэдрических субиндивидов, сростающихся по плоскостям, близким к (100), с разделяющими их швами сростания. Каждый субиндивид многовершинной головки вытянут по одной и уплощен по другой оси L_4 , параллельной плоскости сростания. Грани субиндивидов покрыты тонкой индукционной штриховкой и отпечатками соседних минералов — эпидота, кварца, хлорита, кальцита.

Индивиды третьего морфологического типа внешне часто имеют огранку, причем кроме главных форм {111}, {110} и их комбинаций обычно присутствуют вицинальные грани с иррациональными символами или просто участки-псевдограни со сложными по морфологии поверхностями, которые притупляют вершины и ребра (рис. 1, а, б, г). Кристаллы встречаются в другах переотложения и жилах альпийского типа, зерна неправильной формы образуются среди частично перекри-

сталлизованной плотной массивной магнетитовой руды скарно-метасоматических месторождений (Водораздельного, Лавреновского, Начульского и др.). Например, на головках кристаллов (111) магнетита Водораздельного месторождения, обращенных в друзовые полости, часто появляются участки, близкие к форме {110}, притупляющие

вершины и ребра. Они возникают спорадически и относятся к вицинальным поверхностям, которые могут быть выражены сложными иррациональными индексами, как не занимающие идеального теоретически положения, что является следствием сложного внутреннего строения индивидов магнетита в целом. Их поверхность часто покрыта дезориентированными по отношению друг к другу субиндивидами размером от 0,002 до 1 мм в поперечнике, выросшими на базисе грани неустойчивой формы, в данном случае (110). Кроме того, могут наблюдаться входящие углы, «скругленные коррозионные» поверхности и т. п. Признаки расщепления можно обнаружить, наблюдая области

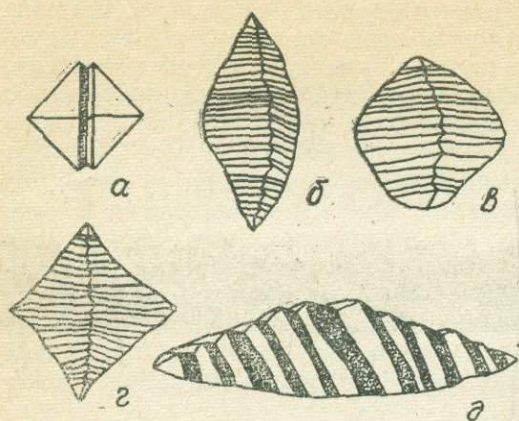


Рис. 2. Морфология многовершинных головок шестоватых индивидов магнетита Коршунковского месторождения. а — сросток двух индивидов (111) по плоскости [100]; б — выпуклая линзовидная многовершинная головка; в — изометричная и г — линзовидная вогнутая многовершинная головка; д — строение многовершинной головки расщепленного индивида второго типа. Увел. $\approx 60-80$

вершин и ребер, где появляются многоглавые сростки субиндивидов первых порядков, входящие углы со множеством ступенек и притупляющие, слегка выпуклые или вогнутые шероховатые поверхности с неправильными очертаниями. Последние иногда покрыты головками субиндивидов разных порядков, порами и кавернами позднего растворения, отпечатками совместно росших минеральных зерен. Появление головок субиндивидов на притупляющих вицинальных поверхностях часто указывает на развитие вершинной зональности (Сергеев, Кузьмин, 1966; Сергеев, 1970, 1971), которая устойчива на поверхностях реликтовых граней неустойчивой формы. Эти признаки расщепления можно обнаружить, когда пирамиды «аномального сложения» $\langle 110 \rangle$ полностью не перекрыты пирамидами граней (111). В других случаях на месте ребер наблюдаются ступенчатые входящие углы, например, на кристаллах (111) магнетита Калиостровского месторождения, что дает возможность предполагать наличие плоско-ступенчатой зональности полицентрического неравномерного роста устойчивой формы, приводящей к возникновению антискелетных форм, не связанных с расщеплением (Сергеев, 1966; Сергеев, Кузьмин, 1966₂). Возникновение многовершинных кристаллов может быть связано с неравномерным ростом и геометрическим отбором при развитии вершинной зональности, причем несколько субиндивидов первых порядков, обгоняя и подавляя рост других, остаются не законсервированными ростом соседних пирамид новой устойчивой формы. Если происходит зарастание пирамид аномального сложения, то явление расщепления может быть обнаружено только при изучении анатомии индивида. Может

реализоваться случай обрастания вершинок субиндивидов общей зональностью с появлением граней со сложными символами. Таким образом, расщепление может служить причиной появления вицинальных граней со сложными иррациональными индексами, не занимающими теоретически идеального положения (Кузнецов, 1954; Леммлейн, 1973; Шубников, 1947 и др.).

Анатомия расщепленных индивидов

Анатомия расщепленных индивидов магнетита первого типа несет целый ряд специфических морфологических деталей и отличается общим структурным узором. Кристаллы $(110) + (111)$ магнетита Дашкесанского месторождения привлекают внимание мозаично-веерообразным узором (рис. 3, 4) субиндивидов различных порядков с общим зональным фоном. Появление субиндивидов возможно на различных гипсометрических уровнях и этапах развития кристалла-хозяина, различна и интенсивность расщепления — от немногих субиндивидов (рис. 3) до множества субиндивидов разных порядков (рис. 4), причем пирамиды $\langle 110 \rangle$ более подвержены процессу блокирования, чем пирамиды $\langle 111 \rangle$. Зародышевая часть кристалла имеет обычное зональное

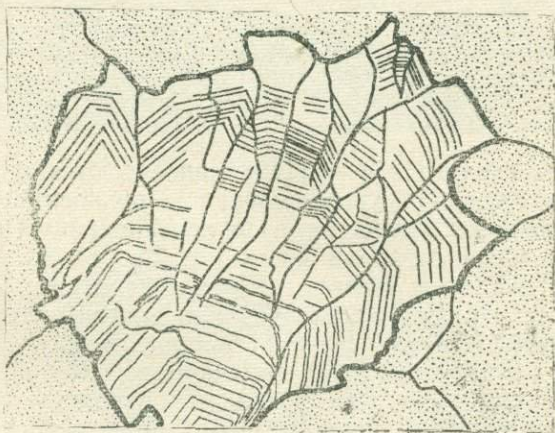


Рис. 3. Веерообразный узор расщепленного индивида магнетита первого типа, состоящий из многих субиндивидов, значительно разоrientированных по отношению к кристаллу-хозяину и друг к другу. Дашкесан, Азерб. ССР, Увел. 200

строение, которое на некотором уровне сменяется системой разноориентированных зональных субиндивидов-блоков. Четкого уровня зарождения субиндивидов нет, оно происходит на различных гипсометрических уровнях. Крупные субиндивиды имеют четкие швы срастания между собой и зональное строение. В этих субиндивидах, в свою очередь, можно наблюдать субиндивиды более высоких порядков с менее четко выраженными границами и зональностью, что приводит к появлению тонкого мозаичного («свилливатого») узора (рис. 4). На рис. 4 видны все переходы от блоков, соответствующих теоретическому положению грани (110) , до блоков с отклонением до 12° и более. К периферии величина субиндивидов увеличивается, возникают узоры, напоминающие веерообразные—секториальные. Анатомическое строение кристаллов и зерен $(111) + (110)$ расщепленных магнетитов Калиост-

ровского месторождения (рис. 5) характеризуется веерообразным, состоящим из сильно вытянутых линзовидных, лапчатой формы пирамид-субиндивидов, которые возникают на нескольких довольно различных гипсометрических уровнях зарождения. Зародышевая часть представлена зональными кристаллами $(111) + (110)$ с более развитой формой

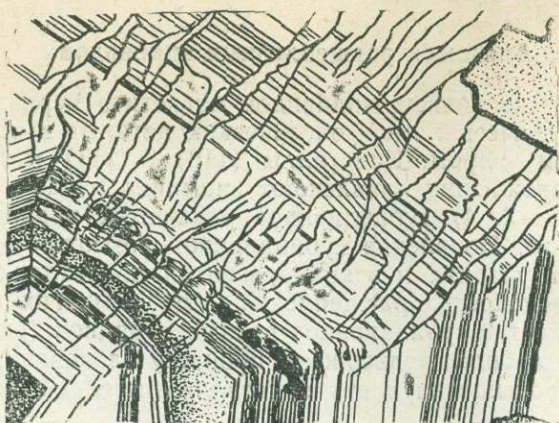
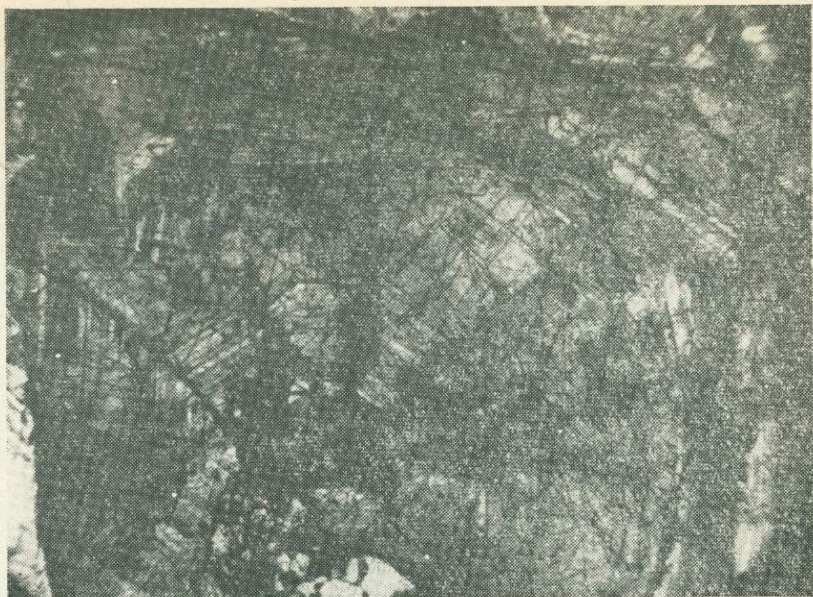


Рис. 4. Фрагмент анатомического строения индивидов магнетита первого типа, сложенный субиндивидами-блоками («паркетный узор») различных порядков. Дашкесан. Увел. 60

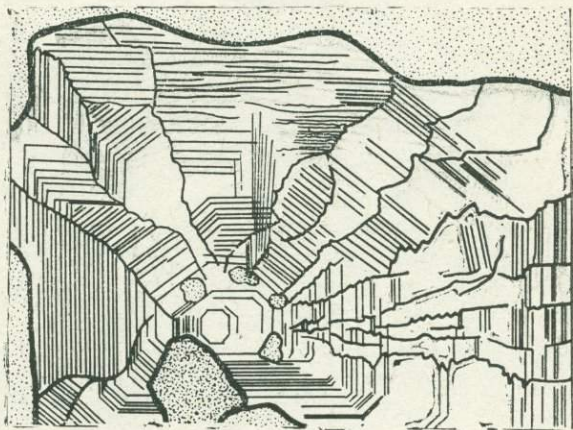
{111}. Пирамиды грани (111) и (110) подвергаются приблизительно одинаковому и интенсивному расщеплению с появлением удлинённых пирамид-субиндивидов. Степень их разориентированности весьма различна — от нескольких градусов до минут. Визуально это подчеркивается взаимным наклоном систем зон роста отдельных субиндивидов, развитых в рамках пирамиды роста той или другой грани, по отношению друг к другу. В одних случаях границы между субиндивидами выражены четко, в других лишь намечаются. На заключительных этапах формирования кристалла возникают входящие углы за счет неравномерного разрастания пирамид-субиндивидов первых порядков.

Для внутреннего строения расщепленных кристаллов и зерен первого типа Тейского месторождения (Сергеев, 1963; Сергеев, Кузьмин, 1966₂) характерно развитие сильно вытянутых лапчатых, различно ориентированных субиндивидов-секторов, создающих веерообразный узор (рис. 6, 7). Сектора-субиндивиды значительно дезориентированы по отношению друг к другу, границы между субиндивидами и гранями кристалла-хозяина неровные, зазубренные. Ориентировка зональности роста подчеркивает степень их дезориентированности. Уровни, на которых появляются субиндивиды, четко выделяются в виде зон-кайм, переполненных включениями нерудных минералов, и напоминают зоны зарождения друз. Здесь, в поле влияния граней кристалла-хозяина, на расщепление влияют механические примеси из кристалликов других минералов, оседающих и растущих одновременно с гранью кристалла-хозяина. С другой стороны, возможно ориентирующее влияние грани кристалла-хозяина на ориентировку прилипающих к ней и выживающих кристаллитов магнетита. Эти своеобразные зоны зарождения расщепления кристаллов характеризуются наличием магнетита нового зарождения, выпавшего в виде кристаллитов на грань кристалла-хозяина, иногда совместно с другими минералами (актинолитом, серпенти-

ном, хлоритом, кварцем, кальцитом и др.). Определенную роль в истории этих построек играют процессы сингенетичных растворов, зафиксированных в коррозионных профилях в структурном узоре кри-



a



б

Рис. 5. *a*. Расщепленный индивид магнетита первого типа из блоков-субиндивидов различных порядков. Расщеплению подвергаются все пирамиды роста граней (111) и (110), обращенные в полость. *б*. Схематический рисунок с фотографии (рис. 5, *a*). Калиостровское месторождение. Западная Сибирь.

Увел. 140

сталла-хозяина. На основании изучения анатомии таких кристаллов их можно характеризовать как первичноблоковые с появлением

субиндивидов-секторов в рамках пирамид роста граней простых форм $\{111\}$ и $\{110\}$, осложненные субиндивидами более высоких порядков.

Второй морфологический тип расщепления наблюдается в параллельно-шестоватых агрегатах, выполняющих трещины на месторождениях железа Сибирской платформы или в друзовых агрегатах, появив-

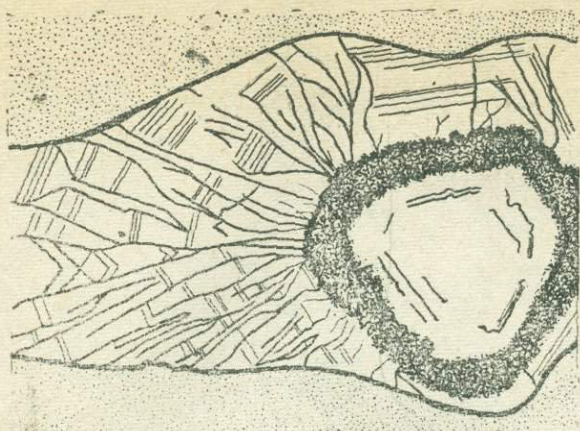


Рис. 6. Расщепленный индивид магнетита первого типа с зоной, переполненной включениями нерудных минералов и кристалликов-зародышей магнетита, которая послужила «зоной зарождения расщепления». Тейское месторождение. Хакассия. Увел. 160

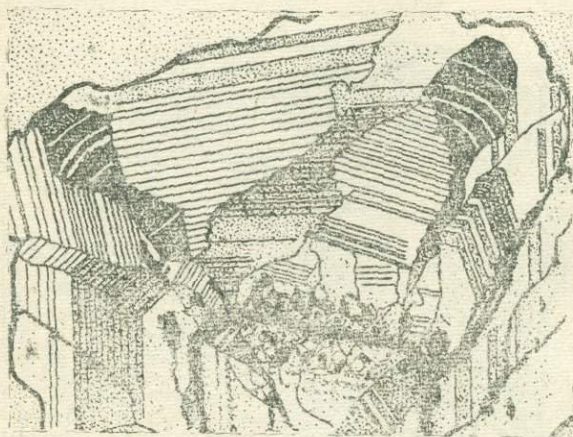
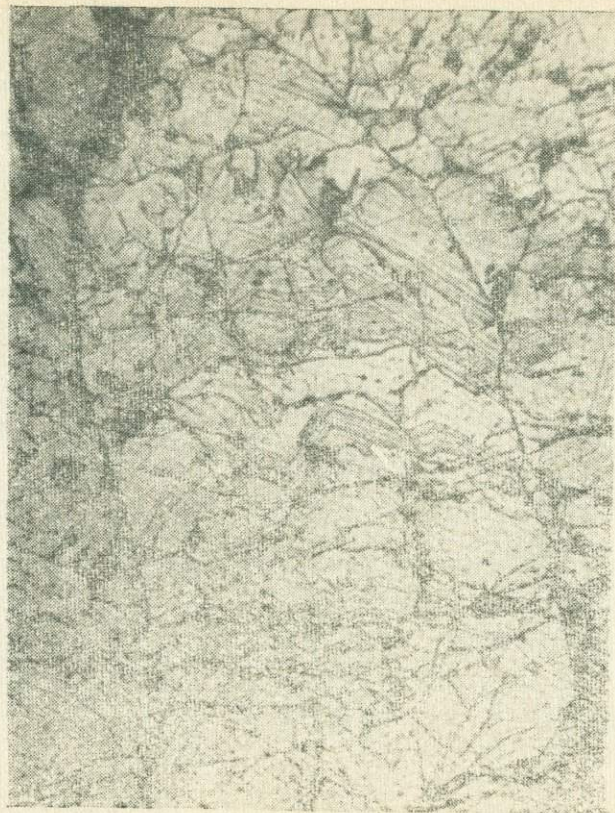
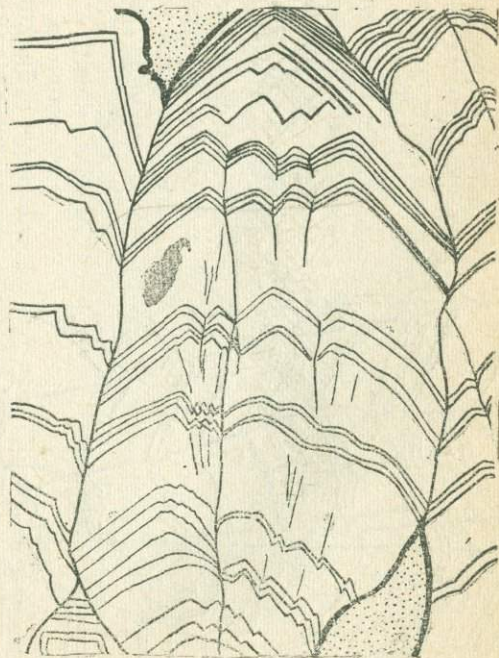


Рис. 7. Фрагмент строения расщепленного индивида магнетита первого типа. Наблюдается зонально-секториальная внутренняя часть с зоной включений и периферийная область из секторов-субиндивидов, разориентировка которых фиксируется по зональности роста. Тейское месторождение. Увел. 40

шихся в кавернах и пустотах. Для формирования этих образований характерна небольшая глубина и резкие колебания температур, примесь магнезия и другие специфические условия. На рис. 8, 9, 10 показано внутреннее строение индивидов магномагнетита и магнетита из друз



a



б

Рис. 8. а. Шестоватые индивиды расщепленного магнетита (второй тип) в продольном срезе. Субиндивиды нескольких зарождений и разных порядков, возникающие последовательно от корневой части до вершины. Головка кристалла зарастается общей зональностью роста б. Схематический рисунок с фотографии. Коршуновское месторождение, Восточная Сибирь. Увел. 120

и параллельно-шестоватых агрегатов Коршуновского месторождения. В продольном сечении (рис. 8, 9) шестоватые индивиды имеют зональное строение с узором «елочка» (Сергеев, 1961) и признаки расщепления, выражающиеся в появлении на некотором этапе развития того или иного количества субиндивидов. Субиндивиды своими зональными узорами вписываются в общий структурный рисунок кристалла-хозяина. Отклонение субиндивидов от оси L_4 главного кристалла достигает иногда 10° . Наблюдаются субиндивиды нескольких порядков с четкими границами раздела. По мере роста всей постройки субиндивиды могут зарастаться сплошными общими для многих субиндивидов «волнистыми» зонами с исчезновением границ между ними. Появление и заращение в кристалле-хозяине субиндивидов может происходить неоднократно, однако чаще субиндивиды первого порядка сохраняются в узоре внутреннего строения индивида до конца его развития. Это порождает многоглавые вершины кристаллов, описанные выше (рис. 2).

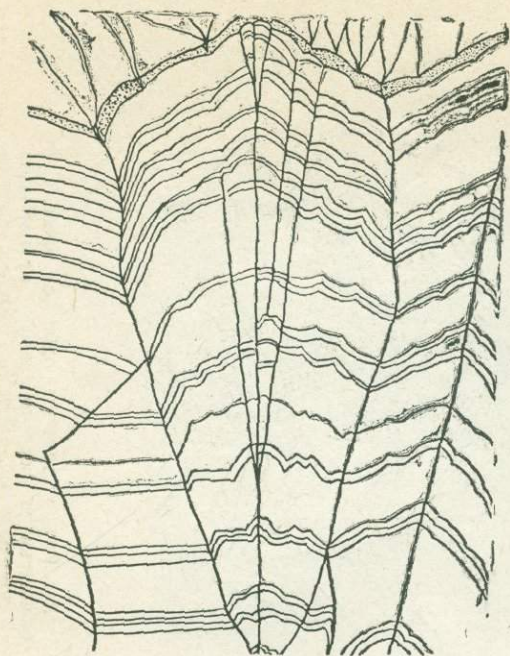


Рис. 9. Расщепленный субиндивид магнетита с четкими прямолинейными швами срастания по $[100]$ субиндивидов. Многоглавая вершина имеет общую зональность «волнистого» профиля. Коршуновское месторождение. Увел. 120

С другой стороны, наблюдаются индивиды с четкими и ровными швами, разделяющими кристалл на два или несколько субиндивидов. Срастание происходит по плоскости $[100]$ (рис. 9). В поперечном сечении (рис. 10) вблизи вершинки подобный кристалл имеет своеобразный неравномерно-концентрический узор вокруг нескольких центров с выходами осей L_4 и волнистыми контурами зон. По периферии возникает общая облегающая весь индивид зональность.

Третий морфогенетический тип расщепления является наиболее своеобразным и широко распространен в скарново-метасоматических месторождениях. Индивиды подобного магнетита встречаются в друзах переотложения, жилах альпийского типа и связаны со специфическими условиями формирования. Примером могут служить кристаллы $(111) + (110) + (hkl)$ магнетита из Водораздельного месторождения, изучение анатомии которых дает возможность проследить историю их развития, особенности морфологии и условия их образования (рис. 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18). Расщепления этого типа наблюдаются у зерен магнетитов Калиостровского, Начульского, Шорбинского, Тайгажирского, Лавреновского и других месторождений. В истории формирования сложнопостроенных расщепленных индивидов магнетита из Водораздельного месторождения можно наметить несколько последовательных этапов, отличающихся условиями развития (роста и растворения) и возникающими морфологическими узорами, структурными элементами

ми и их взаимоотношениями в общем анатомическом строении (рис. 11, 12, 13, 14, 15, 16).

Первый этап можно рассматривать как зарождение и рост кристаллов (110) с нарастанием вещества в виде плоско-замкнутой зональности.

Второй этап в развитии этих индивидов отмечен появлением при-
тупляющих граней (111) при вершинах с выходом L_3 . Грани (111)

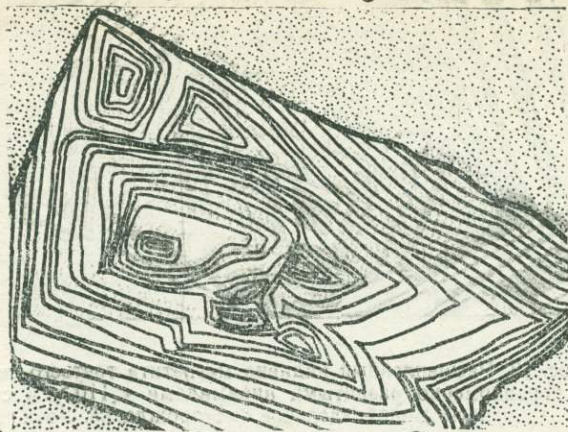


Рис. 10. Поперечный срез шестоватого расщепленного индивида магнетита второго типа в области многоглавой вершинки. Несколько субиндивидов с обособленными центрами выхода L_4 и зональностью роста обрастаются общими зонами. Коршунское месторождение. Увел. 240

возникают как реакция кристалла на резко изменившиеся условия формирования. Наблюдаются результаты природного растворения граней (110) с появлением кривогранных поверхностей, покрытых фигурками травления. С этого момента кристалл приобретает четко выраженное зонально-секториальное строение с развитием пирамид $\langle 110 \rangle$ и $\langle 111 \rangle$. Продолжающийся рост фиксируется в развитии послойно-незамкнутой зональности тангенциального роста в пирамидах $\langle 111 \rangle$ и вершинной зональности скелетного роста в пирамидах $\langle 110 \rangle$ (Сергеев, Кузьмин, 1966₂; Сергеев, 1971). Сосуществуют две неравновесные в данных условиях формы $\{110\}$ и $\{111\}$, из которых первая является неустойчивой, угнетенной формой. Форма $\{110\}$ с момента появления вершинной зональности из октаэдрических идиоморфных головок существует практически лишь номинально, так как пирамида $\langle 110 \rangle$ оказывается сложенной зональными ритмами из головок $\{111\}$ и только положение этих зон-ритмов свидетельствует об ориентирующем влиянии базисных поверхностей «огрубленных» граней (110). Нормальный рост граней (111) на фоне аномального развития областей-пирамид граней (110), покрывающихся вершинной зональностью, знаменует начало локального расщепления в пределах пирамид $\langle 110 \rangle$. Расщеплению подвергаются, как правило, не все пирамиды $\langle 110 \rangle$ в кристалле, а только обращенные в сторону питающего потока растворов (рис. 12), и период жизни аномальных по сложению пирамид $\langle 110 \rangle$ также неодинаков — одни быстро зарастаются пирамидами $\langle 111 \rangle$, другие развиваются до окончания роста. Локальное расщепление пока-

зано на рис. 13, проявившееся лишь в области одной из пирам. д $\langle 110 \rangle$ аномального сложения (Сергеев, Кузьмин, 1966₁).

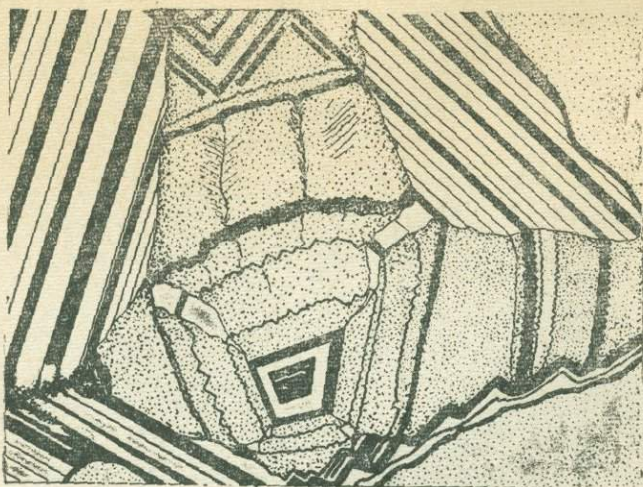


Рис. 12. Расщепленный индивид магнетита третьего типа с неравномерно развитыми пирамидами $\langle 110 \rangle$ в сторону полости. Водораздельное месторождение. Увел. 120

Третий этап — это период совместного роста пирамид граней двух простых форм $\{110\}$ и $\{111\}$, причем пирамиды роста $\langle 110 \rangle$ приоб-

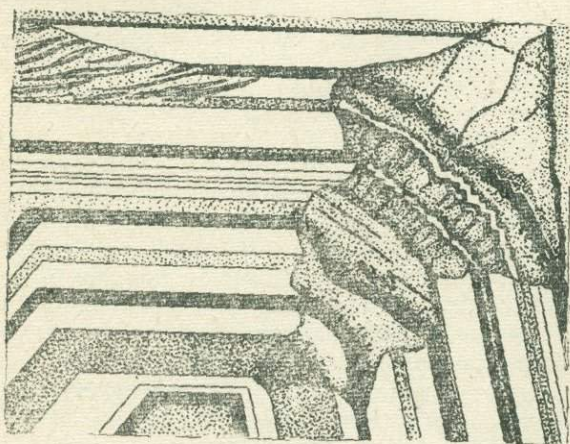
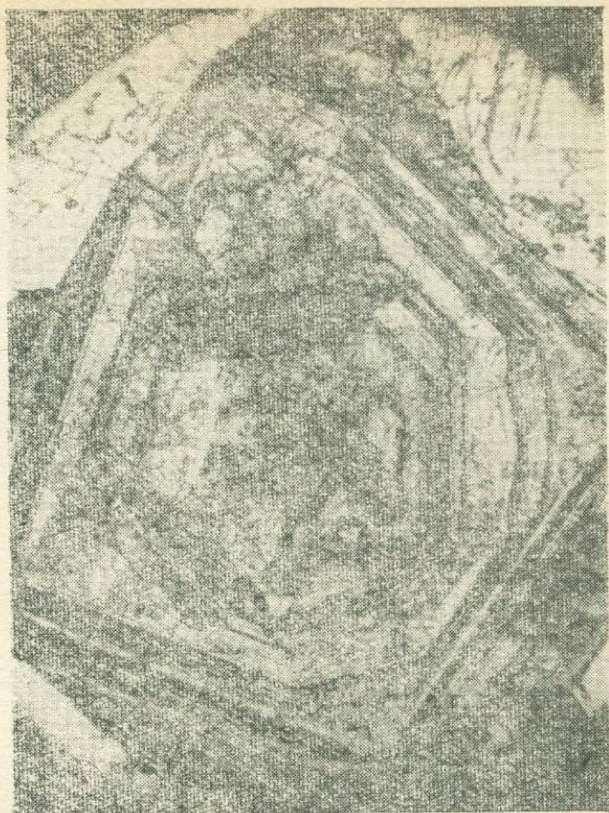


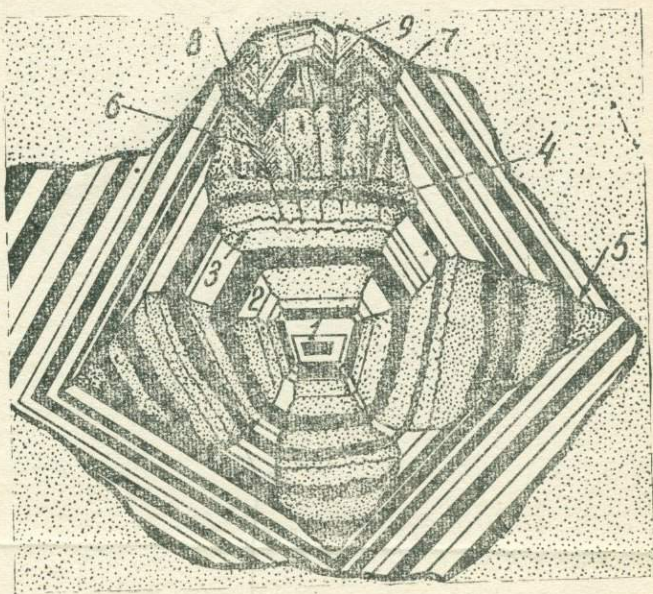
Рис. 13. Локальное расщепление в области ребра кристалла $\{111\}$ с появлением пирамиды роста $\langle 110 \rangle$ аномального сложения. Водораздельное месторождение. Увел. 140

ретают «аномальное сложение»*, а площадь их развития постоянно сужается за счет развития пирамид $\langle 111 \rangle$. Бугорки травления на гранях $\{110\}$ служат своеобразными затравками для появления снача-

* Аномальное сложение пирамид роста граней $\{110\}$ возникает с резким изменением условий роста, что выражается в появлении притупляющих граней $\{111\}$, и одновременным периодическим растворением граней $\{110\}$ с образованием профилей растворения, покрытых фигурками растворения и ритмами вершинной зональности.



a



б

Рис. 11. а. Строение расщепленного индивида магнетита третьего типа с изменением габитуса в процессе роста. Симметричное развитие пирамид аномального сложения $\langle 110 \rangle$ и пирамид устойчивой формы $\{111\}$ от зародышевой части, представленной кристаллом $\{110\}$ с обычной плоско-каймообразной зональностью. б. 1 — зародышевая часть кристалла $\{110\}$; 2 — притупляющие грани $\{111\}$; 3 — вершинная зональность с идиоморфными головками субиндивидов $\{111\}$; 4 — фестончатые и волнистые профили ритмов вершинной зональности; 5 — швы срастания пирамид $\langle 111 \rangle$ и $\langle 110 \rangle$; 6 — швы срастания крупных субиндивидов низших порядков; 7 — крупные субиндивиды, сложенные субиндивидами высших порядков; 8 — послойно-незамкнутая общая зональность, обрастающая вершинки субиндивидов; 9 — вицинальные грани со сложными иррациональными индексами. Водораздельное месторождение. Горная Шория. Увел. 120

на крошечных «прерозийных пирамидок» (по Г. Г. Леммлейну, 1973) роста граней $\{111\}$, а затем и идиоморфных головок субиндивидов $\{111\}$ — формы, устойчивой в новых условиях (рис. 14). Головки такого субиндивида ориентированы осями L_4 перпендикулярно к базису, т. е. участкам корродированной грани (110) . В истории формирования вершинки-субиндивида можно различать такие моменты, как зарождение «прерозийных пирамидок» $\langle 111 \rangle$ на поверхности фигурок травле-

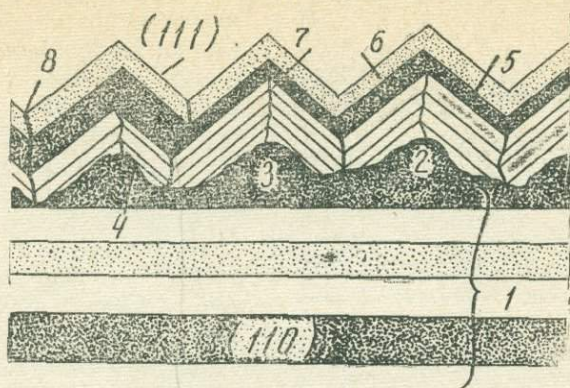


Рис. 14. Фрагмент строения вершинной зональности на «затравках» из бугорков травления. 1 — послойно-каймообразная зональность кристалла (110) ; 2 — бугорки травления в сечении, перпендикулярном грани (110) ; 3 — корродированная поверхность фигурок травления; 4 — прерозийные пирамидки на корродированном субстрате; 5 — сплошная каймообразная зона индивида; 6 — сплошная каймообразная зона, покрывающая многие головки субиндивидов; 7 — швы срастания между прерозийными пирамидками одной головки; 8 — границы между отдельными субиндивидами. Водораздельное месторождение.

Увел. 800

ния граней (110) , обрастание всей фигурки плоскими гранями (111) , причем фактически ориентировка их не всегда строго параллельна граням идеальной формы $\{111\}$ и, наконец, между соседними зональными прерозийными гранями (111) , встречающимися торцами, образуется шов срастания, который сходится к оси L_4 в вершинке субиндивида. Головка субиндивида далее может покрываться общей плоско-незамкнутой зональностью и далее швы срастания проявляются только между отдельными субиндивидами-вершинками. Наблюдаются случаи, когда на протяжении отдельных участков или всего профиля грани (110) вершинная зональность фиксируется сплошной зубчатой зоной. Отмечен и другой способ возникновения вершинной зональности (Сергеев, 1971) при выпадении кристаллитов магнетита формы $\{111\}$ на грань кристалла (110) с выживанием лишь строго ориентированных субиндивидов (рис. 15, б). Ритмы вершинной зональности повторяют все неровности коррозионной поверхности, что приводит к возникновению своеобразных «волнистых», «фестончатых», «зубчатых» профилей (рис. 15), которые в общем остаются в той или иной мере параллельными зонам тангенциального роста кристалла-зародыша (110) . Отклонения субиндивидов в одном ритме вершинной зональности относительно поверхности грани (110) достигают 12° , чаще $1-2^\circ$. Это же можно сказать и об отклонении субиндивидов по отношению друг к другу.

Ритмы отличаются между собой величиной субиндивидов, которая варьирует от субмикроскопической до десятых долей миллиметра с общей тенденцией к увеличению по мере формирования индивида. Наблюдаются отличия в степени микропористости и в количестве включений нерудных минералов, причем возникают значительные объемы внутренней поверхности.

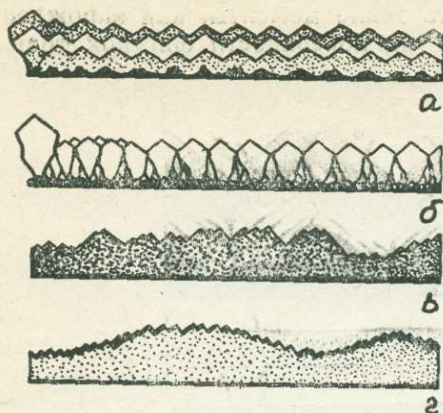


Рис. 15. Схематическое изображение профилей вершинной зональности в пирамидах «аномального сложения» $\langle 110 \rangle$. а — сплошной пильчатый профиль с зарождением вершинок на бугорках травления; б — зона шестоватых субиндивидов, появившихся из кристаллитов магнетита, выпавших из раствора и прошедших геометрический отбор; в — фестончатый неравномернозубчатый профиль; г — волнистый зубчатый профиль. Водораздельное месторождение

Четвертый этап характеризуется неравномерностью развития вершинной зональности в границах пирамид $\langle 110 \rangle$ и их «избирательным расщеплением» с появлением крупных субиндивидов первых порядков и многоглавых вершин. Резко сокращается площадь пирамид $\langle 110 \rangle$ и количество субиндивидов. Наиболее ярко выражено расщепление пирамид $\langle 110 \rangle$, обращенных в полость, трещину, к межзерновой границе — отсюда поступал питающий раствор и колебания условий кристаллизации, связанные с его состоянием. Пирамиды $\langle 110 \rangle$, находящиеся в условиях менее интенсивного питания, зарастаются пирамидами $\langle 111 \rangle$ (рис. 11, 12). На рис. 16 изображен фрагмент расщепленного кристалла (рис. 11) в области вершины, где выделяется несколько крупных

субиндивидов (I, II) первых порядков, которые, в свою очередь, имеют сложное внутреннее строение (рис. 16). Аналогичная картина наблюдается в обломке кристалла магнетита Калиостровского месторождения (рис. 17). На определенном этапе происходит зарастание многих субиндивидов высоких порядков и появление крупных субиндивидов с четкими границами раздела (рис. 16). Затем начинает преобладать тангенциальный рост над скелетным, что фиксируется в развитии плоско-незамкнутой зональности, перекрывающей головки мелких субиндивидов вершинной зональности. Здесь наблюдаются следы коррозии и тонкие трещинки деформаций, которые ориентированы перпендикулярно к базисной грани (110). Трещинки деформаций секут элементы вершинной зональности и ориентированы параллельно осям L_4 , выходящим в вершинках субиндивидов. Эти трещинки параллельны плоскости [100]. Области локального расщепления могут иметь и довольно кратковременную историю, связанную с зарождением и регенерацией кристалла. Этот тип расщепления пока не выделен в самостоятельный вид из-за скудности имеющегося материала. В области ребер и вершин кристаллов (110) возникают корродированные участки с последующим появлением как прерозионных граней (111), так и субиндивидов крустификационной зональности скелетного роста (рис. 18).

Пятый этап является завершающим историю роста индивида, и по мере разрастания пирамид $\langle 111 \rangle$ оформляется октаэдрический облик кристалла. При полном зарастании областей пирамид $\langle 110 \rangle$ расщепление можно обнаружить только при изучении анатомии мине-

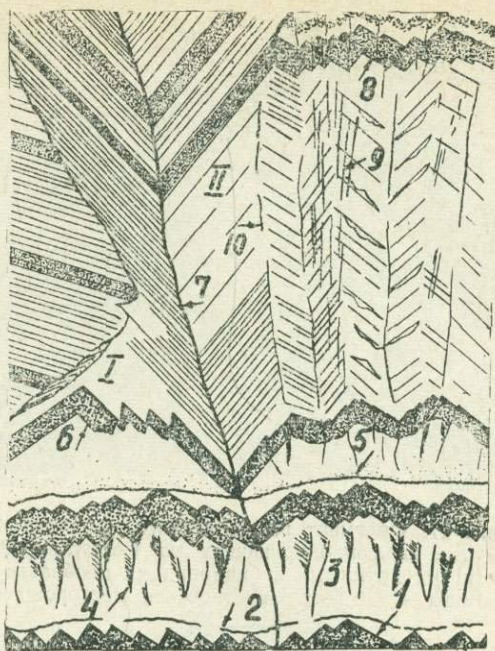


Рис. 16. Фрагмент строения расщепленного кристалла магнетита, изображенного на рис. 11, а, б. Крупные субиндивиды низших порядков — I, II; 1 — идиоморфные головки субиндивидов высших порядков; 2 — профиль поверхности растворения; 3 — ритм шестоватых субиндивидов (III) высших порядков; 4 — швы срастания субиндивидов; 5 — профиль поверхности растворения; 6 — головки субиндивидов следующего ритма; 7 — швы срастания крупных субиндивидов I и II; 8 — головки субиндивидов высших порядков внутри субиндивида низшего порядка — II; 9 — трещинки деформаций; 10 — швы срастания субиндивидов высших порядков внутри субиндивида — II. Водораздельное месторождение. Увел. 450



рала, но если эта тенденция не реализована до конца, то можно наблюдать участки в области вершин и ребер, обращенных в полость, акцессорные грани, субиндивиды, многовершинники, поверхности со сложной микроскульптурой. Интересно отметить эволюцию габитуса и соподчинение форм в процессе роста (растворения) индивидов магнетита Водораздельного месторождения: $\{110\} \rightarrow (110) \vdots + (111) \rightarrow <[110] + + (111)_{n+1} > \vdots + <111> \rightarrow \{111\} + [hkl]$. Точками обозначены

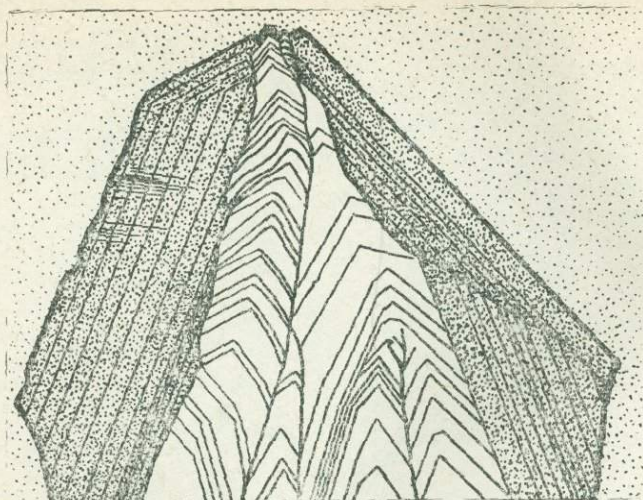


Рис. 17. Фрагмент расщепленного индивида магнетита, эволюционирующего по формуле $\{110\} \rightarrow \{111\}$ с крупными субиндивидами в области пирамиды $<110>$. Калиостровское месторождение. Увел. 120

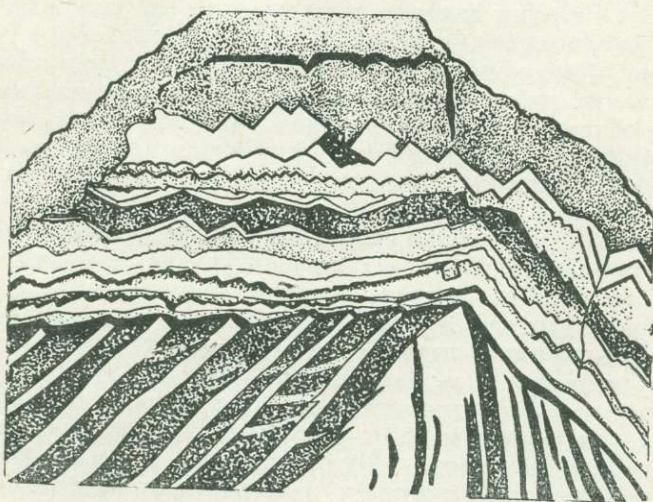
моменты наиболее четких и общих растворений, квадратными скобками обозначена номинальная грань (110) и $[hkl]$, « $n+1$ » — субиндивиды различных порядков вершинной зональности, из которых собственно и состоят «пирамиды аномального сложения». В квадратных скобках в конце ряда показаны акцессорные формы со сложными символами, возникающие в области вершин и ребер расщепленных кристаллов.

Заключение

На основании изученного фактического материала можно выделить три морфогенетических типа расщепления индивидов магнетита, отличающихся механизмом и условиям образования, внутренней морфологией и историей формирования. Онтогенез и анатомия «расщепленных», первичноблоковых, мозаичных минеральных построек гораздо разнообразнее представленных в данной работе на примере магнетита. Возможны переходные и смешанные морфологические типы расщепления, а также явления «конвергенции» с появлением узоров, напоминающих узоры расщепления, но имеющих иную природу (псевдоморфозы, замещения и т. п.). Многие из положений требуют детализации и являются темами специальных исследований, другие, возможно, получают другую интерпретацию, но совершенно ясно чрезвычайное разнообразие



a



б

Рис. 18 а. Фрагмент строения индивида магнетита в области пирамиды $\langle 110 \rangle$ с появлением кристаллитов $\{111\}$ и прерозионных граней (111) на бугорках травления граней (110) кристалла-хозяина. б. Схематическая зарисовка с фотографии. Начульское рудопроявление, Хакассия. Увел. 300

генетической информации, научное и прикладное значение исследований агрегативности минеральных индивидов. Полученные данные актуальны для всех природных и искусственных кристаллических веществ.

Первый тип — это зонально-секториальные, первичноблоковые, мозаичные индивиды, имеющие обычного облика зародышевую часть, от которой на некотором этапе роста появляются блоки-субиндивиды, осложняющие отдельные или все пирамиды граней простых форм $\langle 111 \rangle$, $\langle 110 \rangle$, что приводит к появлению веерообразного узора. Зоны зарождения субиндивидов несут включения сопутствующих нерудных минералов, поры выщелачивания, деформации, искажения слоев-зон кристалла-хозяина и т. п. несовершенства. Субиндивиды имеют вытянутую лапчатую форму и сложены субиндивидами более высоких порядков. Границы между ними — от четких до чуть намечающихся, разориентировка — от секунд до десятков градусов. Этот тип расщепления весьма характерен для скарново-метасоматических месторождений с последующим наложением процессов перекристаллизации и переотложения, с которыми он и связан.

Второй тип — это «сростки неделимых» более или менее параллельно ориентированных субиндивидов в рамках главного кристалла (зерна) и часто объединенных на том или ином этапе общей обрастающей зональностью. Количество и порядок субиндивидов значительно колеблется на разных этапах развития кристаллического индивида. Могут возникнуть своеобразные двойники срастания по $[100]$ с четким прямым швом. Нередки своеобразные многовершинные головки кристаллов. Эти индивиды обычны в параллельно-шестоватых агрегатах первого типа, выполняющих трещины. Особенно они развиты среди магнетитов и магномагнетитов Сибирской платформы, где выполняют трещины и друзы переотложения, возникающие при стесненном, неравномерном росте с резким падением температуры в близповерхностных условиях и кристаллизации в открытых полостях.

Третий тип — это кристаллы с эволюционирующим в процессе роста габитусом и избирательным проявлением расщепления пирамид граней неустойчивой простой формы. На некотором этапе роста возникают «аномальные пирамиды» угнетенной формы с развитием вершинной зональности и пирамиды нормального зонального сложения формы, устойчивой в данной обстановке. «Пирамиды аномального сложения» состоят из субиндивидов (головок) устойчивой формы, а неустойчивая грань служит лишь ориентирующим субстратом для неравномерного, скелетного роста вершинной зональности, т. е. существует лишь номинально. Определенное значение в формировании узора «аномальных пирамид» играют процессы периодического сингенетического роста растворения (коррозионные профили). Подобные образования встречаются в друзах переотложения и друзах роста среди плотных магнетитовых руд скарновых и гидротермальных месторождений. Расщеплению подвергаются отдельные пирамиды роста той части кристалла, которая обращена в полость навстречу потоку питающего раствора. Резкие колебания условий роста (пересыщение, недосыщение, перепады температуры и т. п.) являются характерными для обстановки появления индивидов этого типа. Обычно смена габитуса идет по формуле $\{110\} \rightarrow \{111\}$ и реже $\{111\} \rightarrow \{110\}$, иногда смена форм бывает неоднократной.

Из морфологических деталей, общих для внутреннего строения «расщепленных» индивидов, можно назвать наличие субиндивидов разных порядков, признаков периодического растворения. Для первого морфологического типа характерно наличие «мозаичности», блоковости, веерообразных секторов-субиндивидов разного порядка, областей

сингенетических включений, деформаций, зон «зарождения расщепления», которые, однако, иногда могут оказаться эпигенетическими. Для второго и третьего морфологического типов обычно вершинная зональность. Только третьему типу присущи пирамиды аномального сложения и изменение габитуса кристалла в процессе роста. Внутренние несовершенства кристаллов приводят к появлению вициналий, притупляющих вершины, ребра и вызывающих образование мозаичности и сложного микрорельефа граней.

Побудительные причины и их сочетания, действующие вместе или чаще последовательно, многие моменты истории формирования и анатомии «расщепленных», блоковых индивидов и сростков неделимых еще предстоит изучить. Сейчас можно сказать лишь о некоторых общих специфических условиях расщепления, причем отметим, что наиболее распространенным является микрорасщепление. Механические и изоморфные примеси, сингенетичные деформации и, возможно, малоизученные термические напряжения играют главную роль при образовании построек первого типа — блоковых, мозаичных картин и лишь отчасти участвуют в появлении второго и третьего типов индивидов. Срастание и прилипание зародышей (кристаллитов) субиндивидов различных порядков в параллельном положении при исчезновении несогласно ориентированных частиц — наиболее реальная и главная причина в появлении построек второго типа. Для индивидов третьего типа характерно воздействие более сложного комплекса условий и в первую очередь колебания состояния среды формирования с одной стороны и различной реакции, степени устойчивости к этим изменениям сосуществующих простых кристаллических форм и элементов кристалла.

Колебания концентрации раствора, температуры и его состава, энергетическое и механическое состояние среды формирования, изменение ее симметрии и степени неоднородности, флуктуация раствора у растущих поверхностей, с одной стороны, и взаимодействие кристалла с этой средой — с другой, открывают широкие возможности для анизотропии химизма, физических свойств и морфологических особенностей отдельных участков минерального индивида. Грани разных простых форм, ребра, вершины отличаются симметрией, механическими свойствами, своей удельной поверхностной энергией, и, более того, эта энергия не является постоянной для всей грани, а изменяется вблизи ребер, вершин и отдельных участков, отличающихся несовершенствами (включения, бугорки и ямки травления, субиндивиды и границы между ними, деформации и т. д.).

Способы зарождения зон расщепления уже упоминались выше. В одном случае зародыши магнетита, возникшие самопроизвольно в пересыщенном растворе, выпадают на грани кристалла-хозяина с реализацией вершинной зональности лишь на гранях неустойчивой формы. Здесь играет роль различная способность граней разных простых форм притягивать и осаждать кристаллиты на своей поверхности при определенном состоянии кристаллизационного поля. К гладким граням устойчивой формы упорядоченно прилипают кристаллиты той же формы, а на корродированной поверхности граней неустойчивой формы выпадают кристаллиты устойчивой формы и им удается выживать, не будучи строго параллельными, что ведет к возникновению вициналий и различных типов зональности. Для одной формы граней раствор может быть пересыщенным, а для другой в этих условиях — недосыщенным. Пирамиды граней $\langle 110 \rangle$ растворяются, а $\langle 111 \rangle$ не несут следов растворения, так как промежуточная концентрация раствора приводит к одновременному росту одной и растворению другой

простой формы. Это состояние можно назвать неустойчивым равновесием индивида (вернее, его простых форм) при росте. Чем более резко сменяются условия, тем более огрубленными являются грани менее устойчивой формы. Другой случай — это зарождение вершинной зональности на ямках и бугорках травления (Сергеев, 1966, 1971).

ЛИТЕРАТУРА

- Гогоберидзе Д. Б. (1952). Некоторые объемные дефекты кристаллов. Методы и результаты их изучения. Ленинград. Изд-во ЛГУ.
- Григорьев Д. П. (1961). Отогения минералов. Изд-во Львовского ун-та.
- Ерофеев М. В. (1871). Кристаллографические и кристаллооптические исследования турмалинов.—ЗМО, ч. 6.
- Кокшаров Н. И. (1876). Предмет минералогии, краткая ее история, кристаллы как настоящие индивидуумы неорганической природы.—ЗМО, ч. 10.
- Корножицкий А. Н. (1896). Уродливости в неорганическом мире.—«Научный обзор», № 2.
- Кузнецов В. Д. (1954). Кристаллы и кристаллизация. Гос. изд-во техн.-теорет. литературы, М.
- Куликов Б. Ф., Мокриевский В. А. (1960). Расщепленные кристаллы пирита в рудах Качарского магнетитового месторождения Кустанайской области.—ЗВМО, ч. 89, вып. 3.
- Леммлейн Г. Г. (1973). Морфология и генезис кристаллов. М., «Наука».
- Малкова К. М., Лхамсуре́н Ж. (1963). К формированию кристаллов кварца из параллельных сростков.—ЗВМО, ч. 92, вып. 6.
- Малкова К. М., Лхамсуре́н Ж. (1965). О некоторой закономерности формирования кристаллов гипса.—ЗВМО, ч. 94, вып. 2.
- Осинский А. В. (1968). О мозаичном и расщепленном росте кристаллов кварца.—ЗВМО, ч. 97, вып. 4.
- Петрунь В. Ф. (1958). О мозаичном строении кристаллов кальцита.—«Труды Криворожск. горнорудн. ин-та. Сер. геол. и минерал.», вып. 2.
- Рундквист Д. В. (1958). О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений.—ЗВМО, ч. 87, вып. 4.
- Сергеев В. Н. (1961). О шестоватых кристаллах магнезиоферрита из бассейна Нижней Тунгуски.—«Изв. вузов. Геол. и разв.», № 6.
- Сергеев В. Н. (1963). Внутреннее сложение некоторых образований магнетита.—«Труды Томск. ун-та. Сер. геол.», т. 164.
- Сергеев В. Н. (1966). О неравномерном росте индивидов магнетита в рудах Калностровского месторождения (Хакассия).—Сб. Генезис минерал. индивид. и агрегатов. «Наука».
- Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. (1966₁). Структуры роста и растворения зерен магнетита.—Сб. Генезис минерал. индивид. и агрегатов. «Наука».
- Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. (1966₂). Внутреннее строение и генезис минеральных индивидов на примере магнетита.—Мин. сб. Львовск. ун-та, № 20, вып. 4.
- Сергеев В. Н. (1970). Строение натечных и скелетных агрегатов магнетита в железорудных скарнах Горной Шории и Хакассии.—Сб. Онтогенические методы изучения минерал. «Наука».
- Сергеев В. Н. (1971). Зональность магнетитов из скарновых и гидротермальных месторождений.—Сб. Минералогия и минерал. кристаллография. Изд-во СГИ, Свердловск.
- Шаскольская М. П., Шубников А. В. (1933). Об искусственном получении закономерных сростков кристаллов алюмокалиевых квасцов.—«Труды Ломоносовск. ин-та геохим., кристаллограф. и минералог.», т. 3.
- Шубников А. В. (1947). Образование кристаллов. Л., АН СССР.
- Юшкин Н. П. (1966). Морфология и рост расщепленных кристаллов целестина.—В кн.: Генезис минерал. индивидов и агрегатов. «Наука».
- Buerger M. I. (1932). The significance of blok-strukture in Cristals. Amer. Miner., v. 17, N 2.
- Lehmann O. (1911). Die neue Welt der flüssigen Kristall und deren Bedeutung für Physik, Chemie, Technik und Biologie. Leipzig.
- Pelikan A. (1896). Über den Schichtenbau der Kristalle. Mineral. petrogr. Mitteil. 16.
- Popoff B. (1934). Sphärolithenbau und Strahlungskristallisation. Latv. farm. zurn. Riga.
- Suzuki B. T. (1962). On the internal structure of pyrite. The science reports of the tohoko university third series (miner., petrol. and ekonomik geology). Vol. VIII, N. 1, March. Japan.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД ТАБРАТСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. Б. КНЯЗЕВ

Табратское месторождение расположено в среднем течении р. Табрата, в северной контактовой зоне Хабалыкского интрузивного массива. Наиболее крупным и детально разведанным участком этого месторождения является Восточный участок. Он содержит около 90% всех запасов руды.

Рудная залежь Восточного участка Табратского месторождения (рис. 1) расположена непосредственно на контакте интрузивных пород Хабалыкского массива — кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов и габбро с мраморами. Мраморы имеют переменную мощность, выклиниваются по падению и простирацию. Они повсеместно перекрываются сложной толщей вулканогенно-осадочных пород, в составе которой выделяются горизонты андезитовых и андезито-дацитовых порфиров и их литокристаллокластических и кристаллокластических туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Возраст отложений ниже, среднекембрийский. Они круто падают на северо-запад в направлении погружения контакта интрузивного массива.

Структурная позиция рудных залежей достаточно четко определяется интрузивным контактом. Этот контакт является сложным. Он прорван большим количеством разновозрастных даек и более сложных магматических тел основного и среднего состава. Общее количество интрузивных пород таково, что вмещающие кембрийские отложения оказываются в зоне оруденения резко количественно подчиненными интрузивным породам и сохраняются между разновозрастными интрузивными телами в виде небольших блоков. Подавляющая масса руды сосредоточена среди интрузивных пород, в составе которых преобладают разнообразные и разновозрастные габброиды.

Рудная залежь Восточного участка круто падает на северо-запад. Висячем боку она перекрыта мраморами, выклинивающимися на глубину; в лежащем боку оруденение оконтуривается (но не прорывается) среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами Хабалыкского массива. Значительная часть вмещающих оруденение пород представлена гибридными меланократовыми роговообманковыми разностями этих диоритов, состав которых доходит до горнблендитов.

Форма рудной залежи столбообразная с линзовидным сечением. Верхняя кромка рудной залежи погружается на северо-восток под углом 30—35°. По восстанию рудная залежь резко прерывается мощной зоной развальцованных пород (20—100 метров), которая отделяет

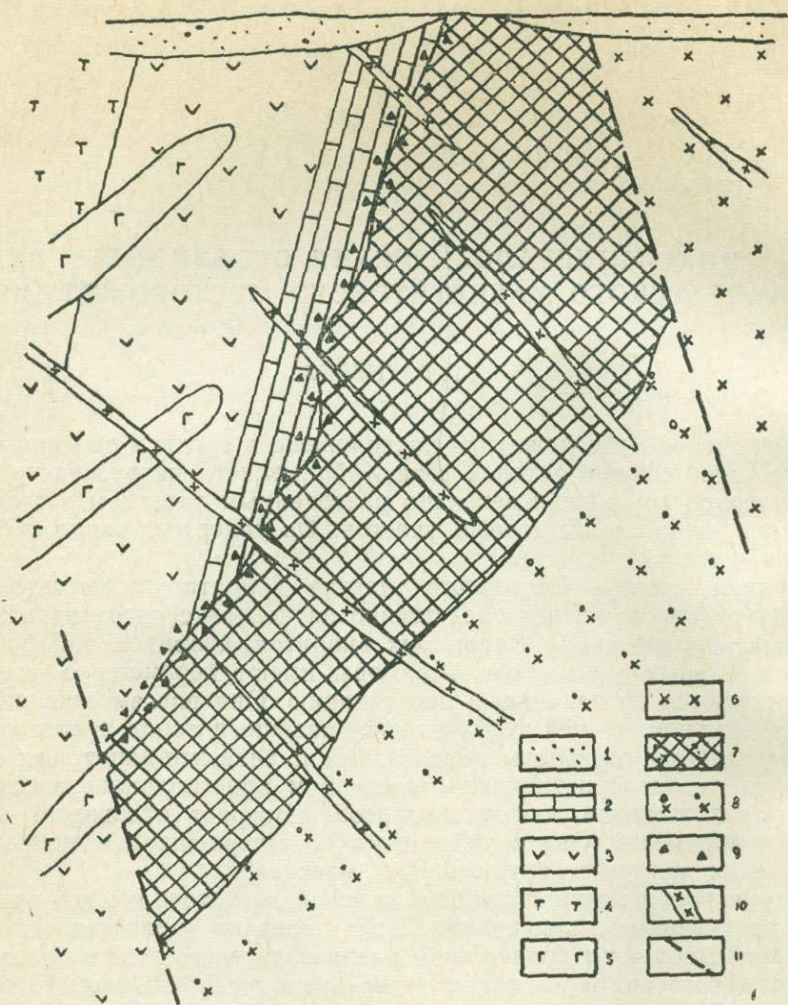


Рис. 1. Геологический разрез по разведочной линии V Табратского месторождения. 1 — современные отложения; 2 — мраморы, насыщенные мелкими дайками габбро-порфиров и диабазовых порфиров; 3 — андезитовые порфиры; 4 — туфы, туфопесчаники и туфоалеволиты; 5 — мелкозернистые роговообманковые габбро-диориты; 6 — диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты, содержащие много мелких даек диабазовых порфиров, габбро-диабазов, габбро-порфиров и диорит-порфиров; 7 — пироксен-амфибол-магнетитовые, амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетитовые руды, содержащие блоки измененных амфиболовых, амфибол-эпидотовых и пироксен-эпидотовых пород, развивающихся по мелкозернистым габброидам и меланократовым диоритам; 8 — измененные диориты и габбро-диориты с зонами амфиболитизации и пироксенового жильного сканирования; 9 — зона брекчиевых руд, богатых кальцитом, и мраморов, обогащенных обломками алюмосиликатных пород основного состава; 10 — дайки амфиболовых диорит-порфиров и плагиогранит-порфиров; 11 — тектонические нарушения (зоны кварц-карбонат-хлоритовых тектонитов)

руды от неизменных диоритов. Эта зона хорошо прослеживается по всем разрезам на глубине. Она имеет северо-восточное, меняющееся до субмеридионального простирание и попадает на юго-восток под углом 65—70°. По падению с северо-запада рудная залежь также оконтуривается зонами развалцованных пород, отделяющими руду от метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород. Таким образом, оруденение как бы развивается внутри блока интрузивного контакта. Этот блок в предрудный период был подвергнут интенсивному дроблению. Распределение рудной минерализации и всех предрудных, сорудных и послерудных изменений подчинено трещинам. Практически рудная залежь представляет собой своеобразный богатый штокверк с преобладанием среди руд прожилково-пятнистых и брекчиевых текстур. В связи с этим внутри руд постоянно сохраняются реликты вмещающих и измененных пород, позволяющих устанавливать характер вмещающей оруденение среды и прослеживать ее изменение в процессе оруденения. Рудная залежь Восточного участка прослежена по простиранию на 850 метров, по падению на 1100 метров.

Руды Табратского месторождения имеют существенно пироксен-амфибол-магнетитовый состав. В них постоянно присутствует кальцит, локально отмечаются повышенные количества хлорита и сульфидов. На месторождении широко развиты пироксеновые жильные скарны и околорудные амфиболовые породы. Предрудные измененные породы постоянно сохраняются среди руд в виде реликтов и крупных блоков. Они представлены пироксен-эпидотовыми, амфибол-эпидотовыми и пироксен-плагноклазовыми породами, имеющими обычно светлую окраску. Пироксен руд и скарнов имеет состав салита или ферросалита, амфиболы в основном представлены высокожелезистой хлорсодержащей черной роговой обманкой.

При документации разведочных скважин Табратского месторождения был проведен подсчет содержаний отдельных минералов и горных пород в пределах рудной залежи. Подсчет количественных соотношений минералов и пород в рудной залежи проводился для интервалов рядового опробования на $Fe_{вал}$ и S, выбираемых независимо от наших исследований работниками геологической службы. Таким образом, в дальнейшем появлялась возможность связать данные минералогических подсчетов с данными опробования. Методика подсчета сводилась к следующему. Интервал рядового опробования (1,5—2 метра) разбивался на 15—20 примерно одинаковых участков. Для каждого из этих участков оценивалось содержание минералов и пород в объемных процентах. Полученные данные усреднялись для всего интервала опробования. Для того, чтобы оценка содержаний минералов была однородной у разных исполнителей, проводилось их предварительное обучение на основе специально подобранных эталонов. Дальнейшее усреднение для более крупных интервалов шло с учетом длины интервалов рядового опробования. Средние содержания минералов и пород были рассчитаны для большинства интервалов, вошедших в групповые пробы. Таким образом, появилась возможность не только качественного, но и количественного (точнее, полуколичественного) сравнительного анализа химического и минерального состава групповых проб.

Обработка полученного большого цифрового материала проводилась на ЭВМ М-220 с помощью специальных программ [1].

Всего в работе использованы результаты анализа 3 700 рядовых проб на $Fe_{вал}$ и S, данные количественных подсчетов для 3 800 метров пересечений рудных залежей скважинами по четырем разведочным линиям и 94 групповых пробы.

Прожилково-пятнистый («штокверковый») характер оруденения позволяет выделить в любом рудном теле Табратского месторождения достаточно четко обособленную жильно-рудную массу и вмещающую породу и оценить степень минерализации того или иного участка рудной зоны. Основу жильно-рудной массы составляют: магнетит, амфиболы, пироксен, кальцит. В значительно меньших количествах встречаются: хлорит, эпидот и сульфиды. Среди вмещающих пород, обычно попадающих при опробовании в пределы заведомо рудных интервалов, следует отметить: амфиболовые породы, осветленные пироксен-эпидотовые и амфибол-эпидотовые породы, в различной степени измененные плагиоклазовые порфиристы, мелкозернистые роговообманковые габбро и габбро-диориты, диориты и послерудные дайки. Минералы и породы, определяющие состав руд Табратского месторождения, охарактеризованы в ряде работ [2, 3, 4]. Средний состав основных их разновидностей приведен в табл. 1.

Результаты количественно-минералогических подсчетов в рудах Табрата приведены в табл. 2. Приведенные в таблице цифры нужно рассматривать как приближенные, поскольку они получены без учета формы залегания тех или иных типов пород и руд. Тем не менее эти цифры дают наглядное представление о минеральном составе руд месторождения и позволяют сделать ряд интересных выводов.

Общая степень минерализации рудной зоны в пределах контуров опробования без учета амфиболовых пород составляет 52 об.%. С учетом амфиболовых пород она достигает 90—92%. Таким образом, вмещающие породы испытали сильную сорудную амфиболизацию. Масштабы амфиболизации примерно равны общему количеству жильно-рудной массы. В целом отмечается ряд закономерностей в изменении состава рудной залежи по простирацию. В ее центральной части возрастает содержание $Fe_{вал}$, магнетита, сульфидов, степени амфиболизации и общих масштабов минерализации. С северо-востока на юго-запад в пределах рудной залежи возрастает относительная и абсолютная роль пироксена и актинолита, соответствующая возрастанию роли интрузивных пород в качестве рудовмещающих. В этом же направлении увеличивается роль хлорита и, наоборот, уменьшается роль кальцита и эпидота.

Магнетит в составе жильно-рудной массы явно преобладает. Содержание его в среднем по разрезам колеблется от 50 до 65 объемных процентов, а в среднем по месторождению составляет 51 об.%.

По составу жильно-рудной массы главным, резко преобладающим минералогическим типом руд Табратского месторождения являются пироксен-амфибол-магнетитовые руды с широкими колебаниями в содержании главных силикатных минералов — пироксена и амфибола. Значительно меньшую роль играют кальцит-магнетитовые, кальцит-хлорит-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды. Отдельные минералогические типы руд практически невозможно обособить в пространстве в виде достаточно крупных картируемых тел. Нельзя получить наглядного представления о количественной роли на месторождении различных минералогических типов руд исходя лишь из средних содержаний минералов в рудах. Некоторое представление об этом может дать встречаемость различных типов руд, учитываемая по интервалам опробования (1,5—2,5-метровые интервалы). Подсчет, проведенный по скважинам № 20, 22 и 24 IV разреза Восточного участка, показал, что 46,7% всех руд составляют пироксен (актинолит)-амфибол-магнетитовые руды, где амфибол представлен высокожелезистой хлорсодержащей роговой обманкой, а пироксен частично или полностью может замещаться актинолитом. 20,8% всех руд составляют пироксен (актино-

Химический состав важнейших минералов и пород, определяющих состав руд
Табратского магнетитового месторождения

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	54,02	52,54	59,84	47,12	50,14	55,59	48,01	40,48	39,82	38,40	49,46	49,36	28,39	0,65
TiO ₂	1,20	1,08	0,46	1,10	1,21	0,59	0,81	1,04	0,78	0,38	0,11	0,13	0,14	0,23
Al ₂ O ₃	18,53	15,79	16,19	16,83	15,58	19,61	13,73	16,63	9,79	11,28	1,79	1,79	14,42	0,16
Fe ₂ O ₃	2,78	3,98	2,31	3,98	3,44	0,79	3,19	7,36	9,94	9,54	4,54	2,59	8,04	68,88
FeO	4,85	5,75	3,65	5,74	7,92	2,51	6,28	10,06	17,24	19,39	21,72	17,06	28,89	30,01
MnO	0,06	0,15	0,09	0,15	0,14	0,03	0,19	0,45	0,53	0,28	0,36	0,31	0,36	0,12
MgO	4,28	7,17	2,23	9,48	5,22	3,26	5,50	3,26	2,53	3,58	5,95	5,54	8,07	0,09
CaO	9,08	8,32	6,23	11,43	12,90	11,39	18,58	18,30	12,20	12,06				
Na ₂ O	4,02	2,14	3,89	1,38	1,94	5,16	1,14	0,46	1,28	0,62	11,97	23,00	0,62	0,13
K ₂ O	0,68	0,62	1,73	0,60	0,52	0,33	0,32	0,15	0,69	1,40	0,19	—	0,35	0,01
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,32	0,20	0,28	0,28	0,21	0,27	0,19	0,36	—	—	—	—
п. п. п.	1,16	1,92	0,57	2,20	1,19	0,90	1,70	2,36	3,36	1,84	1,59	0,12	9,60	—
	100,75	99,61	99,51	100,21	100,48	100,44	99,66	100,82	99,35	100,56	100,32	99,99	99,01	100,28

Примечание. 1 — амфибол-плаггиоклазовый андезитовый порфирит нижнего кембрия; 2 — среднезернистый роговообманковый диорит; 3 — среднезернистый биотит — роговообманковый кварцевый диорит; 4 — среднезернистое гибридное роговообманковое габбро; 5 — мелкозернистое роговообманковое габбро; 6 — пироксен-плаггиоклазовая порода, образовавшаяся по амфибол-плаггиоклазовому андезитовому порфиру; 7 — пироксен-эпидотовая осветленная порода; 8 — высокожелезистая амфибол-эпидотовая порода; 9 — амфиболовая порода околорудная; 10 — черная роговая обманка из амфибол-магнетитовых руд; 11 — актинолит, развивающийся по пироксену из руд; 12 — ферросалит из руд; 13 — темно-зеленый рипидолит из руд; 14 — магнетит руд (среднее из 7 анализов)

Средние содержания важнейших минералов и вмещающих пород
в рудах Табратского месторождения

	Количество метров учтенно- го рудно- го интер- вала	Fe _{вал} вес., %	Магнетит	Пирок- сен	Акти- нолит	Роговая обманка (черная)	Хлорит	Каль- цит	Эпидот	Сульфиды	Амфибол. порода	Прочие породы	Коэффици- ент минера- лизации (K _M)
Разрез по р. л. III	587	24,34	15,5	5,1	0,3	1,8	0,8	4,5	3	0,2	38,4	30,4	31,2
Разрез по р. л. IV	1463	30,59	25,3	2,7	1,5	4,4	0,8	5	1	0,3	42,3	16,7	41,0
Разрез по р. л. V	1076	32,14	26,2	7,7	4,8	5,7	1,5	4,3	1,1	0,4	40,5	7,8	51,7
Разрез по р. л. VI	648	25,28	15,2	9,7	5,0	4,5	2	1,2	0,9	0,3	37,8	26,4	35,8
I среднее по месторожде- нию	3774	29,15	22,05	5,7	2,9	4,4	1,2	4,2	1,3	0,3	41,0	18,0	42,0
II среднее по место- рождению		28,09	20,3	6,3	2,9	4,1	1,3	3,8	1,5	0,3	39,7	20,3	40,8

Примечание: а) содержание всех минералов и горных пород дано в объемных процентах; б) I среднее выведено с учетом длины опробованных интервалов в каждом разрезе; в) II среднее — среднеарифметическое для четырех разрезов без учета интервалов опробования внутри каждого из них.

лит)-магнетитовые руды: 16,3% — амфибол (роговая обманка)-магнетитовые руды. Общее количество силикатно-магнетитовых руд, таким образом, достигает 84%. В число этих руд включены силикатно-магнетитовые руды, обогащенные гидротермальным кальцитом и хлоритом. Около 10% всех руд составляют существенно магнетитовые и кальцит-магнетитовые (по составу жильно-рудной массы) богатые руды, часть из которых развивается на карбонатной, а часть — на силикатной основе. 5% всех руд составляют хлорит-кальцит-магнетитовые руды, куда включены силикатно-магнетитовые руды, подвергшиеся сильному гидротермальному изменению и резко обогащенные хлоритом и кальцитом. Не более 0,5% составляют собственно сульфидно-магнетитовые руды и около 4% от общего объема рудных тел представлено рудами, содержащими несколько повышенное количество сульфидов (более 0,5% в пересчете на серу).

Суммируя все приведенные выше цифры, необходимо отметить, что количество руд, развивающихся на заведомо алюмосиликатной основе, составляет около 90% общего объема руд Табратского месторождения. Классификация руд по минеральному составу учитывает только состав жильно-рудной массы, однако, как видно из табл. 2, около 50% объема руд составляют вмещающие алюмосиликатные породы, которые на 2/3 амфиболизированы. Это обстоятельство существенно увеличивает роль в рудах высокожелезистых хлорсодержащих амфиболов и практически все руды можно рассматривать как амфиболсодержащие.

Распределение железа в рудах Табратского месторождения изучалось по данным анализов 3770 рядовых проб. Каждая проба рассматривалась с определенным весовым коэффициентом с учетом величины интервала опробования. При анализе учитывались все рядовые пробы, в том числе и заведомо безрудные. Объективности анализа распределения железа способствовало то обстоятельство, что рудная зона опробовалась практически целиком, а оконтуривание рудных тел проводилось с учетом коэффициента рудоносности.

Полученная кривая распределения $Fe_{вал}$ (рис. 2) имеет одномодальный характер и положительную асимметрию $x=24,36\%$;

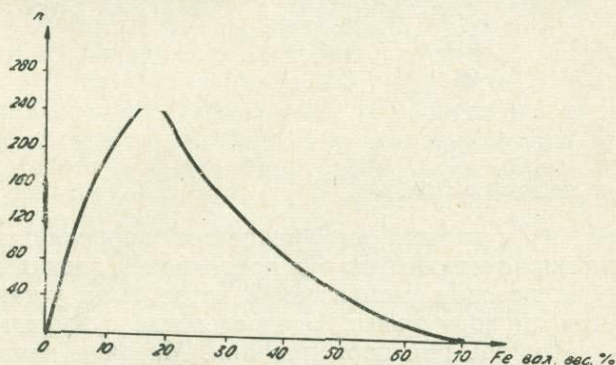


Рис. 2. Распределение железа в рудах Табратского месторождения по данным рядового опробования:
n — число проб

$Mo=17,2\%$; $Me=21,1\%$. Подобный характер распределения железа считается типичным [5, 6] для месторождений, образующихся в результате оруденения алюмосиликатных пород. Максимальным распространением в пределах месторождения пользуются породы с содержанием

$Fe_{вал} = 14-20$ вес.%. Такую общую железистость имеют широко распространенные на месторождении сорудные амфиболовые и амфиболизированные породы. Модальное значение $Fe_{вал}$ равно 17 вес.%. Это содержание $Fe_{вал}$ соответствует статистической границе между магнетитсодержащими (оруденелыми) и безмагнетитовыми породами.

Одномодальный характер распределения железа на Табратском месторождении, т. е. отсутствие достаточно четко обособленных статистических коллективов, указывает на одностадийность отложения магнетита, точнее, на отсутствие сколько-нибудь статистически ощутимой многостадийности.

Средний химический состав руд Табратского месторождения, рассчитанный по 96 групповым пробам, показан в табл. 3. Статистическая обработка групповых проб и результатов подсчета их количественного минерального состава предусматривала оценку средних (X), стандарт-

Таблица 3

Средний химический и минеральный состав руд Табратского месторождения
(по 94 групповым пробам)

Окислы	Вес. %			Объемн. %	
	x	s	Минералы и породы	x	s
SiO_2	28,99	6,12	Магнетит	24,7	10,3
TiO_2	0,61	0,14	Пироксен	4,4	6,9
Al_2O_3	7,61	1,97	Роговая обманка	4,2	3,3
Fe_2O_3	24,54	7,12	Актинолит	2,8	3,5
FeO	18,86	2,61	Км	40,5	15,1
MnO	0,18	0,08	Кальцит	2,5	2,2
MgO	3,45	0,69	Амфиболовые породы	42,6	16,6
CaO	10,78	1,77	Гидротермальные минералы	5,4	5,4
Na_2O	0,82	0,39	Пн+Акт	7,7	8,5
K_2O	0,71	0,22	Акт/Пн	0,5	0,3
S	0,14	0,38			
P_2O_5	0,23	0,13			
п. п. п.	2,80	1,10			
$Fe_{пир}$	0,12	0,30			

Обозначения те же, что и в табл. 4.

ных отклонений (S) и парных коэффициентов корреляции (r). Кроме того, для химических компонентов руд проводилась оценка нормальности распределения методом моментов. В итоге было установлено, что резко отличаются от нормальных распределение сульфидного железа, серы, марганца и потерь при прокаливании. Матрица парных коэффициентов корреляции приведена в табл. 4. Для руд Табрата устанавливается много корреляционных пар как среди химических, так и среди минеральных компонентов. Многие из корреляционных пар ($SiO_2-Al_2O_3$; $SiO_2-Fe_2O_3$; SiO_2-FeO ; $Al_2O_3-Fe_2O_3$; SiO_2 — магнетит и др.) не требуют особых пояснений, выглядят вполне естественно и связаны с широкими колебаниями содержания в рудах SiO_2 ; FeO ; Fe_2O_3 и магнетита, возникающими в процессе неравномерного оруденения.

Положительная корреляция TiO_2 с SiO_2 ; Al_2O_3 и Na_2O и отрицательная корреляция TiO_2 с Fe_2O_3 и FeO вполне определенно указывают

на преимущественную связь титана с силикатными компонентами руд и неохотное его вхождение в состав рудного магнетита.

Al_2O_3 обнаруживает отрицательную связь с пироксеном и актинолитом и положительную связь с амфиболовыми породами, что хорошо отражает состав этих минералов и их большую роль в составе руд.

MgO обнаруживает сильную положительную связь с CaO , что обусловлено совместным нахождением этих компонентов в главных нерудных минералах руд — пироксене и амфиболах. Главным концентратом Mg в рудах оказывается пироксен. Для CaO главной минеральной формы в рудах назвать нельзя. Он распределяется равномерно практически во всех силикатах из руд. Значимая положительная связь обнаруживается им лишь с суммой гидротермальных минералов — карбонатов, хлорита и эпидота и слабая связь — с суммой силикатных минералов руд.

Щелочи табратских руд связаны в основном не с минералами жильно-рудной массы, а с вмещающими и измененными породами, сохраняющимися в рудах. Особый интерес представляет значимая положительная связь K_2O с околорудными амфиболовыми породами и отсутствие такой связи у Na_2O . Она показывает, что высокожелезистые амфиболы Табрата относительно обогащены K_2O и последний, возможно, играет по сравнению с натрием особую роль в составе рудообразующих растворов. Об особой роли K_2O в составе сорудных высокожелезистых амфиболов свидетельствуют и прямые химические анализы [2, 4].

Обращает на себя внимание большая группа положительных связей между содержанием сульфидов, серы и сульфидного железа, с одной стороны, и MgO , пироксеном, суммой актинолита и пироксена — с другой. Они свидетельствуют о преимущественном отложении сульфидной минерализации в связи с магнезиальной средой и о связи максимума содержания сульфидов с максимумом пироксенового скарнирования. Об этом же свидетельствуют отрицательные связи между серой и Al_2O_3 ; $Fe_{\text{пир}}$ и Al_2O_3 ; S и K_2O и др.

На контактово-метасоматических месторождениях железа основная масса потерь при прокаливании связана обычно с кальцитом. Не составляет исключения и Табратское месторождение. Дополнительно устанавливаются положительные связи между хлоритом и кальцитом, эпидотом и кальцитом, свидетельствующие о значительной роли в рудах наложенного (гидротермально) кальцита.

В рудах и скарнах Табратского месторождения постоянно проявляется псевдоморфное замещение пироксена актинолитом. Для оценки роли и места этого процесса были рассмотрены корреляционные связи коэффициента: актинолит / (пироксен + актинолит). Оказалось, что коэффициент актинолитизации пироксена руд и скарнов связан значимой отрицательной связью с кальцитом, общей суммой гидротермальных минералов руд (карбонаты, эпидот, хлорит, сульфиды). Эти связи свидетельствуют о том, что актинолитизация пироксена — процесс не зависящий от собственно гидротермального изменения руд и происходит, возможно, в связи с оруденением или даже несколько предшествует ему (стадия ранней гидратации скарнов). Требуют объяснения также отрицательные связи степени актинолитизации пироксена с CaO и MgO . Трудно предположить, что актинолитизация пироксена — процесс настолько интенсивный, что определяет перегруппировку Ca и Mg в пределах рудной зоны. Скорее, верно предположение, что актинолитизация пироксена наиболее интенсивно проявляется в средах, относительно обедненных CaO и MgO .

Корреляционные пары и значения коэффициентов корреляции для важнейших химических и минеральных компонентов руд (число анализов — 94)

Корреляционная пара	<i>r</i>	Корреляционная пара	<i>r</i>	Корреляционная пара	<i>r</i>
SiO ₂ —TiO ₂	+0,31	Al ₂ O ₃ — (Пн+Акт)	—0,66	Na ₂ O—Мг	—0,45
SiO ₂ —Al ₂ O ₃	+0,66	Fe ₂ O ₃ —FeO	+0,44	Na ₂ O—Пн	—0,33
SiO ₂ —Fe ₂ O ₃	—0,72	Fe ₂ O ₃ —Мг	—0,40	Na ₂ O—Км	—0,47
SiO ₂ —FeO	—0,61	Fe ₂ O ₃ —CaO	—0,73	Na ₂ O—(Пн+Акт)	—0,33
SiO ₂ —MgO	+0,39	Fe ₂ O ₃ —Na ₂ O	—0,49	K ₂ O—S	—0,34
SiO ₂ —CaO	+0,59	Fe ₂ O ₃ —K ₂ O	—0,65	K ₂ O—Мг	—0,58
SiO ₂ —Na ₂ O	+0,64	Fe ₂ O ₃ —Мг	+0,91	K ₂ O—Пн	—0,39
SiO ₂ —K ₂ O	+0,61	Fe ₂ O ₃ —Км	+0,54	K ₂ O—Рог	+0,30
SiO ₂ —магнетит	—0,67	Fe ₂ O ₃ —Амф	—0,31	K ₂ O—Акт	—0,36
SiO ₂ — Км	—0,48	FeO—Na ₂ O	—0,66	K ₂ O—Км	—0,57
TiO ₂ —Al ₂ O ₃	+0,58	FeO—K ₂ O	—0,37	K ₂ O—кальцит	+0,33
TiO ₂ —Fe ₂ O ₃	—0,43	FeO—Мг	+0,65	K ₂ O—Fe _{пир}	—0,33
TiO ₂ —FeO	—0,38	FeO—Км	+0,50	K ₂ O—Амф	+0,46
TiO ₂ —Na ₂ O	+0,38	FeO—(Пн+Акт)	+0,30	K ₂ O—(Пн+Акт)	—0,47
TiO ₂ —P ₂ O ₅	—0,35	MgO—CaO	+0,59	S—п. п. п.	—0,30
TiO ₂ — пироксен	—0,35	MgO—S	+0,35	S—пироксен	+0,51
TiO ₂ — (Пн+Акт)	—0,31	MgO—Мг	—0,44	S—Fe _{пир}	+0,99
Al ₂ O ₃ —Fe ₂ O ₃	—0,70	MgO—Пн	+0,51	S—(Пн+Акт)	+0,43
Al ₂ O ₃ —FeO	—0,68	MgO—Fe _{пир}	+0,34	п. п. п.—Пн	—0,35
Al ₂ O ₃ —Na ₂ O	+0,68	MgO—(Пн+Акт)	+0,42	п. п. п.—Fe _{пир}	—0,30
Al ₂ O ₃ —K ₂ O	+0,71	MgO—Акт/Пн	—0,45	п. п. п.—Гидр.	+0,38
Al ₂ O ₃ — п. п. п.	+0,32	CaO—Мг	—0,61	п. п. п.—(Пн+Акт)	—0,35
Al ₂ O ₃ —магнетит	—0,64	CaO—Пн	+0,32	Мг—Акт	+0,30
Al ₂ O ₃ —пироксен	—0,60	CaO—Рог	+0,30	Мг—Км	+0,68
Al ₂ O ₃ —актинолит	—0,46	CaO—Гидр	+0,42	Мг—Амф	—0,38
Al ₂ O ₃ — Км	—0,71	CaO—Акт/Пн	—0,44	Пн—Км	+0,62
Al ₂ O ₃ —Амф	+0,42	Na ₂ O—K ₂ O	+0,59	Пн—Fe _{пир}	+0,50
Пн—Амф	—0,42	Кальцит—Гидр	+0,76		
Пн—Акт/Пн	—0,46	Кальцит—Акт/Пн	—0,39		
Акт—Км	+0,32	Fe _{пир} —Акт/Пн	+0,42		
Акт—Амф	—0,32	Амф—(Пн+Акт)	—0,47		
Км—(Пн+Акт)	+0,63	Гидр—Акт/Пн	—0,40		

Примечание. Мг — магнетит; Пн — пироксен (салит-ферросалит); Рог — черная роговая обманка и дашкесанит в жильно-рудной массе; Акт — зеленый актинолит, развивающийся преимущественно псевдоморфно по пироксену; Км — суммарное количество рудных и жильных минералов (коэффициент минерализации); Fe_{пир} — железо сульфидное; Амф — амфиболовые породы с высокожелезистым черным амфиболом гастингситового типа; гидр — сумма наложенных на руды гидротермальных минералов (карбонаты, хлорит, эпидот, сульфиды); (Пн+Акт) — суммарное количество пироксена и актинолита; Акт/Пн — степень актинолитизации пироксена, вычисленная как отношение количества актинолита к сумме актинолита и пироксена.

При изучении руд Табратского месторождения с достаточной очевидностью выявляется тот факт, что содержание магнетита и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в групповых пробах имеет сильную положительную связь с общей степенью минерализации (К) рудной зоны и степенью амфиболитизации вмещающих пород. Интенсивность изменения того или иного участка рудной зоны может быть оценена по общему содержанию железа, магнетита и скарного пироксена. Это обстоятельство при более или менее однородном составе вмещающих пород позволяет использовать групповые пробы не только для формальной оценки состава и качества руды, но и для анализа некоторых вопросов образования руд.

Все имеющиеся химические анализы руд были сгруппированы по содержанию $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Из 96 анализов было получено 6 групп с содержанием $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в интервалах: 26—32%; 32—36%; 36—42%; 42—48%; 48—56%; 56—64%. Для этих групп были рассчитаны средние содержания и стандартные отклонения всех компонентов (табл. 5). На основании этих данных построена химическая диаграмма руд (рис. 3). На диаграмме рассмотрено поведение всех компонентов руд в зависимости от содержания железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). При этом учитывалось не общее количество компонента в массе руды, а его содержание по отношению к сумме нерудных компонентов руд (для CaO , MgO , SiO_2 , Na_2O , K_2O и др.) или по отношению к сумме рудных компонентов (для FeO и Fe_2O_3). Таким способом рассмотрения снимается влияние двух главных искажающих факторов: 1) резкого увеличения объемного веса руды при увеличении содержания магнетита; 2) взаимосвязанности содержаний рудных и нерудных компонентов.

Анализ таблицы и диаграммы приводит к следующим основным выводам. В абсолютном выражении в процессе оруденения происходит резкий привнос в рудную зону двух- и трехвалентного железа и вынос SiO_2 ; Al_2O_3 ; Na_2O ; K_2O . Количество MgO ; MnO ; CaO ; п.п.п. при учете увеличения объемного веса от 3,5 до 4,5 г/см³ либо растет, либо остается примерно постоянным. Таким образом, общий характер химического изменения зоны оруденения соответствует скарновому процессу среди алюмосиликатных пород. Специфика этого процесса для Табратского месторождения показана ранее [3].

Из рис. 3 и табл. 6 видно, что в относительном выражении из нерудной части руд происходит вынос SiO_2 ; Al_2O_3 ; Na_2O и привнос CaO ; MgO летучих компонентов (п.п.п.), TiO_2 ; P_2O_5 . Практически не меняется относительное количество K_2O . Указанное изменение химического состава нерудной части руд соответствует увеличению в ходе оруденения и сопутствующих ему изменений относительного количества Са-Мг силикатов скарнов и околоскарновых пород (эпидота и пироксена), сорудных амфиболовых пород, гидротермальных водосодержащих Са и Мг силикатов и карбонатов. Относительное накопление P_2O_5 связано с некоторой концентрацией апатита в связи с пироксеновыми скарнами и рудами. Такое же увеличение содержания TiO_2 связано с его высокой инертностью и концентрацией в виде сфена среди околорудных амфиболовых и пироксен-эпидотовых пород.

Дополнительную информацию об особенностях эволюции химизма рудной зоны Табратского месторождения в процессе оруденения дает характер кривых на рис. 3. Прежде всего устанавливается, что зависимость между общим содержанием железа и содержанием железа в двух- и трехвалентной формах оказывается нелинейной. Для руд с содержанием $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, равным 32—36 вес.%, хорошо выражено относительно повышенное содержание FeO , связанное с обогащением их высокожелезистыми амфиболами. Для этих же руд резко

Средний химический состав руд Табратского месторождения,
сгруппированных по содержанию $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (96 групповых проб)

	32—36 %		26—32 %		36—42 %		42—48 %		48—56 %		56—61 %	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO_2	34,77	1,91	38,44	2,58	31,98	1,46	28,72	1,27	25,44	1,45	21,01	1,30
TiO_2	0,67	0,16	0,79	0,13	0,69	0,19	0,63	0,12	0,56	0,11	0,52	0,11
Al_2O_3	8,79	1,68	9,95	1,04	8,45	0,95	7,10	1,57	5,86	1,01	4,88	0,42
Fe_2O_3	17,66	2,49	16,73	4,19	22,31	2,54	25,43	2,74	31,76	2,52	38,01	2,34
FeO	16,70	2,44	13,60	1,99	17,19	2,00	19,03	1,58	20,00	2,11	21,24	2,93
MnO	0,19	0,16	0,13	0,07	0,18	0,09	0,21	0,11	0,15	0,05	0,16	0,08
MgO	3,85	0,97	3,81	0,71	3,81	0,86	3,47	0,81	3,13	0,61	2,76	0,15
CaO	12,17	1,95	10,63	1,39	10,84	1,02	11,06	1,20	9,42	1,22	8,10	0,98
Na_2O	1,03	0,44	1,57	0,40	0,91	0,36	0,63	0,19	0,61	0,27	0,50	0,13
K_2O	0,84	0,18	0,92	0,14	0,82	0,16	0,65	0,19	0,56	0,19	0,51	0,10
P_2O_5	0,22	0,15	0,26	0,095	0,25	0,12	0,25	0,08	0,18	0,10	0,31	0,16
$\text{Fe}_{\text{пир}}$	0,08	0,10	0,068	0,04	0,054	0,07	0,19	0,55	0,084	0,09	0,08	0,08
$S_{\text{общ}}$	0,09	0,11	0,076	0,05	0,048	0,06	0,23	0,69	0,095	0,10	0,11	0,10
п. п. п.	2,71	1,22	2,33	1,30	2,57	0,62	2,48	0,74	2,58	1,15	1,98	0,86
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	34,36	1,64	30,13	1,33	39,50	2,01	44,46	1,75	51,76	1,99	59,25	1,90
	99,73		100,31		100,10		100,08		100,42		100,17	
Число проб	8		23		26		15		15		7	

повышенным оказывается содержание CaO , связанное с пироксеном, амфиболами и эпидотом. В участках рудной зоны с подобным бедным оруденением сохраняется много элементов вмещающих пород (габбро-

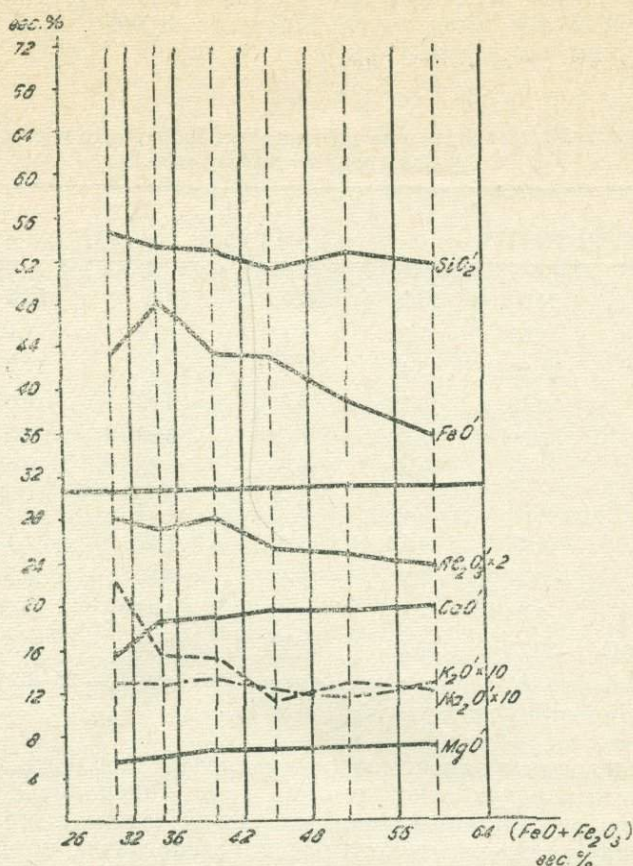


Рис. 3. Химическая диаграмма для руд Табрятского месторождения: MgO' ; $\text{Na}_2\text{O}'$; $\text{K}_2\text{O}'$; Al_2O_3 ; SiO_2 — содержания соответствующих компонентов в безжелезистой части руд; FeO' — содержание окиси железа в железистой части руд ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$). Вертикальные сплошные линии — границы интервалов усреднения групповых проб по содержанию $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; вертикальные пунктирные линии — средние содержания ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) для групповых проб из соответствующего интервала усреднения. Сплошная горизонтальная линия — содержание FeO в магнетите

идов). В ограниченном количестве здесь присутствуют пироксеновые скарны. В этих условиях вмещающая среда содержит еще относительно повышенное количество глинозема, что способствует широкому развитию высокожелезистых амфиболов гастингситового типа.

В более богатых рудах (в участках с более богатым оруденением) относительное количество CaO возрастает, а Al_2O_3 уменьшается за счет увеличения роли пироксеновых скарнов. В этих рудах заметно уменьшается количество высокожелезистых амфиболов, но много силикатного железа по-прежнему концентрируется в пироксене.

Диаграмма рис. 3 подтверждает отмеченную ранее особую роль K_2O по сравнению с Na_2O в скарново-рудном процессе. Относительное количество Na_2O в руде заметно убывает при увеличении содержания железа. В отличие от натрия калий сохраняется в рудной зоне, входя в состав амфиболов. Это свидетельствует о более тесной связи железа на Табратском месторождении с K_2O , чем с Na_2O .

Таблица 6

Химический состав безжелезистой части руд Табратского месторождения, рассчитанный по данным табл. 5

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	54,9	53,2	52,8	51,7	52,3	51,6
TiO_2	1,13	1,02	1,14	1,14	1,16	1,28
Al_2O_3	14,20	13,4	14,0	12,8	12,2	11,9
MnO	0,19	0,29	0,30	0,38	0,31	0,39
MgO	5,30	5,90	6,30	6,25	6,42	6,77
CaO	15,20	18,60	18,90	19,70	19,40	19,90
Na_2O	2,25	1,58	1,50	1,14	1,26	1,22
K_2O	1,30	1,28	1,36	1,17	1,15	1,25
P_2O_5	0,37	0,34	0,41	0,45	0,37	0,76
п. п. п.	3,34	4,15	4,26	4,47	5,60	4,85
$FeO+Fe_2O_3$	30,13	34,36	39,50	44,46	51,76	59,25

Примечание. 1) Руды с содержанием $FeO+Fe_2O_3$ — 26—32%; 2) 32—36%; 3) 36—42%; 4) 42—48%; 5) 48—56%; 6) 56—64%.

К выявленным закономерностям следует добавить еще увеличение в богатых рудах относительной роли минералов с водой и CO_2 . Обычным корреляционным анализом связь железа с п.п.п. не улавливается в силу резко различного распределения этих компонентов. Увеличение роли воды и CO_2 в участках с богатым оруденением можно рассматривать как естественное следствие максимального проявления гидротермальных стадий процесса минералообразования в связи с максимальным проявлением скарновой и рудной стадий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Программы к ЭВМ для статистической обработки геологической информации. Новосибирск, 1972.
2. Князев Г. Б. Дашкесанит и процесс дашкесанитизации на Табратском железорудном месторождении (Восточный Саян).— «Труды Томского ун-та», т. 186, 1966, с. 153—165.
3. Князев Г. Б. О некоторых особенностях скарнирования изверженных пород основного состава на Табратском магнетитовом месторождении.— «Труды Томского ун-та», т. 232, 1972, с. 146—152.
4. Князев Г. Б. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Восточного и Центрального участков Табратского магнетитового месторождения.— Сб. Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, Изд-во ТГУ, 1974, с. 59—66.
5. Райский И. П. Распределение полезных и вредных компонентов в магнетитовых рудах Горно-Шорских месторождений.— «Изв. вузов». «Горный журнал», 1968, № 5.
6. Райский И. П. Распределение металла в магнетитовых рудах Таштагольского и Абаканского месторождений.— «Изв. вузов». «Горный журнал», 1967, № 4, с. 31—34.

СКАРНЫ ХАБАЛЫКСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Г. Б. КНЯЗЕВ, В. Е. ХОХЛОВ

Месторождение находится на контакте Хабалыкского диоритового массива с вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия, представленными мраморизованными известняками, андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Рудные тела и тела измененных пород ориентированы чаще всего согласно с вмещающими породами.

Важную роль в строении месторождения играют скарны. Площадь распространения скарнов и скарнированных пород намного превышает площадь оруденения, и большая часть скарнов является безрудной. Тем не менее интенсивность скарнирования оказывается максимальной вблизи рудных залежей или на их продолжении по простирацию. Основная часть скарнов тяготеет к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород. В контурах объема, вскрытого разведочными скважинами, большинство таких контактов в той или иной степени скарнировано. Изобилие на месторождении мелких интрузивных тел (даек), эффузивных и туфовых прослоев и неоднородная обогащенность известняков примесным туфогенным материалом создают сложную неоднородную основу, благоприятную для скарнирования. Скарновые залежи, в отличие от рудных тел, являются менее компактными; часты обособленные зонки скарнирования, имеющие мощность, измеряемую несколькими сантиметрами. Наряду с этим известны скарновые залежи с суммарной мощностью до сотни метров и более. Породы, подверженные скарнированию и оруденению, испытали предскарновый метаморфизм с образованием за счет алюмосиликатных пород амфибол- и биотит-плагиоклазовых роговиков и сланцев.

Морфологическое и генетическое многообразие скарнов Хабалыкского месторождения связано с их приуроченностью к различным структурным элементам рудного поля. Образование скарнов происходит: 1) непосредственно вдоль контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, преимущественно основного и среднего состава; 2) по карбонатным породам, обогащенным примесным туфогенным материалом; 3) по зонам трещиноватости и слоистости внутри алюмосиликатных пород — слоистых и однородных туфов, порфиритов, диоритов, метаморфических роговиков и сланцев.

Главная масса скарнов Хабалыкского месторождения образуется во временной и генетической связи с рудным процессом. Кроме того, отмечаются маломощные скарновые тела, образующиеся в связи с послерудными дайками диоритовых порфиритов.

Скарны, образующиеся непосредственно вдоль контактов карбонатных и алюмосиликатных пород, наибольшим распространением пользуются в северной и центральной частях месторождения. Практически скарнированы все контакты прослоев метаморфизованных пирокластических пород, линз андезитовых порфиритов и даек, располагающихся среди известняков. Обособленные скарновые тела этого типа имеют, как правило, сравнительно небольшую мощность: от нескольких сантиметров до 2—3 метров. При частой перемежаемости карбонатных и алюмосиликатных пород возникают серии сближенных и перекрывающихся скарновых тел с большой суммарной мощностью.

В составе скарновых тел характеризуемого типа хорошо различаются апоалюмосиликатные и апоизвестковые скарновые зоны, а также околоскарновые породы.

Апоизвестковые скарновые зоны имеют чаще всего гранатовый, эпидот-гранатовый и реже пироксен-гранатовый состав. Мощность этих скарновых зон намного уступает мощности апоалюмосиликатных скарнов и зависит от состава исходной карбонатной породы. При наличии в мраморизованных известняках значительных количеств примесного алюмосиликатного материала мощность апоизвестковой скарновой зоны возрастает и происходит усложнение ее состава и строения. В более или менее чистых мраморизованных известняках скарны имеют малую мощность и преимущественно гранатовый состав. Гранат апоизвестковых скарновых зон содержит от 50 до 70% андрадитовой молекулы. Пироксен является преимущественно мелкозернистым (до 0,1 мм) и меняет свой состав от салита до ферросалита ($Ng=1,728-1,740$; $Nm=1,706-1,720$; $Np=1,698-1,712$; $Ng-Np=0,028-0,030$; $c:Ng=45\pm 2^\circ$; $2V=57-60^\circ$).

Апоалюмосиликатные скарновые зоны имеют пироксен-гранатовый, гранатовый, существенно пироксеновый и пироксен-эпидотовый состав. Локально в этих скарнах возрастает роль эпидота (эпидот-гранатовые скарны) и появляется скаполит ($No=1,555$; $Ne=1,542$; $No-Ne=0,013$). Кроме этих минералов, в скарнах встречаются пренит, кварц, апатит, сфен, пирротин, пирит, актинолит, халькопирит и ряд других минералов, являющиеся большей частью гистерогенными. В апоалюмосиликатных скарнах часто просматривается мелкозернистая скарнирующаяся алюмосиликатная основа, превращенная в серо-зеленые пироксен-плагноклазовые и эпидот-пироксеновые породы. Эти же породы выступают в качестве околоскарновых пород, являясь постоянными компонентами скарновых тел. Мощность зон околоскарновых осветленных пород обычно превосходит мощность собственно скарнов. Околоскарновые породы характеризуются роговиковой структурой или наследуют структуру изверженных пород (офитовую, микродиоритовую, порфировидную и порфировую). Унаследованные структуры особенно характерны для пироксен-плагноклазовых пород. Минералы, составляющие околоскарновые породы, всегда оказываются менее железистыми не только по отношению к минералам собственно скарнов, но и по отношению к минералам исходных алюмосиликатных пород.

Суммарная, несколько идеализированная колонка зон скарновых тел, образующихся непосредственно вдоль контактов карбонатных и алюмосиликатных пород основного и среднего состава, выглядит следующим образом: 00 — алюмосиликатная порода (плагноклазовый или амфибол-плагноклазовый порфирит, метаморфический сланец, роговик или метаморфизованный туф); 1 — пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода (плагноклаз-андезит или лабрадор, пироксен-диопсид, содержащий 10—25% геденбергитовой молекулы); 2 — пироксен-клиноцоизитовая околоскарновая порода (клиноцоизит содержит

5—15% железистой молекулы, пироксен — 15—30% геденбергитовой молекулы); 3 — пироксен-эпидотовый или пироксеновый скарн (пироксен с 40—50% геденбергитовой молекулы); 4 — пироксен-гранатовый апоалюмосиликатный скарн (пироксен с 40—55% геденбергитовой молекулы, гранат с 40—70% андрадитовой молекулы); 5 — пироксен-гранатовый или гранатовый апоизвестковый скарн; 00 — известняк.

Химический состав всех скарновых зон, преимущественно из одного скарнового тела, приведен в табл. 1. Наибольший интерес представляет характер изменения состава апоалюмосиликатных скарновых зон. В рассматриваемом типе скарновых тел от неизмененных алюмосиликатных пород в сторону известняков устойчиво возрастает содержание СаО (от 7—10 до 28—30 вес. %). На фоне устойчивого возрастания СаО другие химические компоненты ведут себя различно. Достаточно очевидно различие в поведении Al_2O_3 и SiO_2 . Кремнезем выносятся из всех зон апоалюмосиликатной скарновой колонки. Глинозем вначале накапливается в составе клиноцоизита в пироксен-клиноцоизитовых породах, затем он начинает выноситься, причем компенсация Al_2O_3 происходит в основном за счет Fe_2O_3 , так что суммарное количество полуторных окислов постоянно возрастает. Различие в поведении Al_2O_3 и SiO_2 обусловлено разделением в пространстве граната и эпидота, с одной стороны, и пироксена — с другой. Например, пироксен может развиваться в виде мономинеральных пятен среди «остаточной» богатой глиноземом пироксен-клиноцоизитовой массы, а гранат в виде пятен и прожилковидных обособлений — среди мелкозернистого существенно пироксенового скарна.

Железо в процессе образования пироксен-плаггиоклазовых осветленных пород выносится, а затем начинает накапливаться, что выражается в постоянном увеличении железистости пироксена и граната от периферии скарнового тела к его генетическому центру (контакту алюмосиликатной и карбонатной породы). Максимум FeO, естественно, приходится на пироксеновые скарны, Fe_2O_3 — на гранатые и пироксен-гранатые скарны. Магний, в отличие от железа, привносится в небольшом количестве лишь в некоторые разности околоскарновых пироксен-плаггиоклазовых и пироксен-клиноцоизитовых пород, образующихся по исходным породам, относительно обедненным этим компонентом (порфирирам и туфам среднего состава и более кислым породам). Из других типов скарновых зон MgO обычно выносятся.

Щелочи в целом в ходе скарнирования выносятся, причем натрий и калий ведут себя различно. Калий резко выносится при образовании пироксен-плаггиоклазовых пород и последние имеют подчеркнуто натровый состав. В то же время относительно повышенные концентрации калия создаются в пироксен-клиноцоизитовых породах, где он реализуется в форме мусковита.

Скарны по карбонатным породам вне связи с контактами образуются в том случае, если карбонатные породы обогащены в виде пятен и слоев примесным туфогенным алюмосиликатным материалом. Образующиеся скарны также имеют пятнистую и полосчатую текстуры с соответствующим распределением новообразованных скарновых минералов в массе перекристаллизованного известняка. Состав возникающих скарнов пироксен-гранатовый и реже эпидот-пироксен-гранатовый. Пироксен скарнов преимущественно маложелезистый. Гранат по составу часто близокgrossюляру ($N=1,749-1,807$). Кроме собственно скарновых минералов и их агрегатов, в массе апоизвестковых скарнов встречаются тонкозернистые агрегаты пироксен-эпидот-плаггиоклазового состава, являющиеся аналогами охарактеризованных ранее околоскарновых пород. Химический состав известняков Хабалыкского

месторождения, обогащенных алюмосиликатным материалом (табл. 1), позволяет развиваться по ним скарнам без существенного изменения их химизма. Процесс скарнирования сопровождается лишь некоторой перегруппировкой компонентов внутри объема скарнирующихся пород. Об этом прежде всего свидетельствует малая железистость скарновых минералов, наследующая малую железистость примесного алюмосиликатного материала известняков. Некоторые разности гранат- и пироксенсодержащих известняков близки к кальцифирам и, возможно, формируются в связи с метаморфизмом нижнекембрийских отложений.

Химический состав скарнов и

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,28	53,16	47,02	40,40	37,96	38,44	24,68	9,16
TiO ₂	0,81	0,45	0,59	1,28	1,03	0,82	1,16	0,68
Al ₂ O ₃	16,34	16,64	19,21	11,25	7,77	8,15	9,49	11,57
Fe ₂ O ₃	3,18	3,99	1,93	11,55	10,36	16,96	5,98	3,51
FeO	4,31	3,58	5,39	6,47	5,75	3,23	2,51	2,16
MnO	0,15	0,13	0,36	0,33	0,28	0,61	0,27	0,25
MgO	4,68	4,13	4,29	3,62	4,06	2,27	2,06	5,72
CaO	7,26	12,96	18,82	23,76	28,74	28,85	35,75	36,21
Na ₂ O	2,96	3,95	0,41				0,33	0,96
K ₂ O	1,43	0,22	0,58	0,40	0,44	0,40	0,54	0,80
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,12	0,01	0,23	0,17	0,17	0,23
п. п. п.	0,84	1,10	1,88	1,36	3,46	1,04	16,68	28,72
Сумма	100,41	100,54	100,65	100,43	101,10	100,94	100,38	99,97
г/см ³	2,82	2,88	3,21	3,41	3,46	3,68	3,17	2,72

Примечание. 1—8 — система скарновых зон вдоль контакта известняка и порфировая порода; 3 — пироксен-клиноцоизитовая порода; 4 — пироксен-эпидотовый апо-апоалюмосиликатный скарн; 6 — пироксен-гранатовый скарн; 7 — пироксен-гранатовый жакций; 9 — известняк метаморфизованный, содержащий флогопит, жилки пренита известняку, порода содержит биотит и пренит; 11 — амфибол-плагноклазовый метасохраняющая внешне облик густопорфирового плагноклазового порфирита; 13 — полосчатая порода по метаморфизованному туфу; 15 — пироксен-клиноцоизит-мусковитовый скарн (апоалюмосиликатный); 18 — диорит роговообманковый лейкократовый; зоны скарнирования.

Внутри вулканогенных пород и продуктов их метаморфизма (туфов, порфиритов, метаморфических роговиков и сланцев) пироксен-гранатовые и гранатовые скарны развиваются часто в больших масштабах и в связи с зонами трещиноватости. В зависимости от характера трещиноватости, текстурных особенностей и состава вмещающих алюмосиликатных пород образуются скарны массивной, друзовой, пятнистой, полосчатой и прожилково-пятнистой текстур. Вмещающие породы в ходе скарнирования превращаются в пироксен-эпидотовые и амфибол-эпидотовые породы без резкого изменения внешнего облика либо осветляются до пироксен-плагноклазовых и пироксен-клиноцоизитовых пород. В отдельных случаях внутри порфиритов образованию скарнов предшествует альбитизация, и отложение скарновых минералов происходит по системе жилков внутри альбитизированных пород.

Некоторые маломощные скарновые тела и жилы в алюмосиликатных породах характеризуются отчетливой симметричной зональностью. В центре жилы образуется гранатовый скарн. По периферии развивается зона пироксенового или пироксен-гранатового скарна. Скарновые зоны сопровождаются оторочками пироксен-плаггиоклазовых и альбитизированных пород.

Гранат апоалюмосиликатных скарнов в вулканогенных породах содержит 50—75% андрадитовой молекулы. Пироксен меняет свой состав в разных скарнах от салита до ферросалита ($Ng=1,728-1,740$;

Таблица 1

скарнирующих пород Хабалыкского месторождения

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
9,92	27,68	49,61	45,68	46,02	38,96	48,65	44,37	48,20	55,60	38,46	62,40
0,25	0,80	1,09	0,39	0,96	1,45	1,07	0,41	0,26	1,01	0,48	0,39
4,38	8,94	18,90	13,97	13,78	17,86	15,57	11,67	3,13	17,34	8,00	14,38
0,60	2,00	2,78	3,98	5,97	10,37	3,99	6,56	6,96	3,18	17,76	6,18
0,90	3,59	4,67	4,67	7,18	2,87	1,80	7,90	6,11	4,49	3,95	3,95
0,10	0,17	0,14	0,10	0,14	0,14	0,08	0,14	0,10	0,08	0,38	0,06
сл.	11,16	4,85	8,33	6,85	2,63	6,90	9,05	12,39	4,16	3,26	0,83
47,81	25,60	11,36	17,30	9,80	2,71	17,24	16,46	22,27	7,63	24,39	4,00
0,14	0,74	3,47	0,18	3,34	0,11	0,36	1,09	—	1,12		0,62
										0,21	
1,15	2,54	1,67	1,04	2,15	0,78	1,54	1,74	—	1,82		4,54
0,03	0,36	0,23	0,34	0,29	0,37	0,17	0,18	0,09	0,37	0,16	0,15
34,66	16,36	0,52	3,68	4,40	2,72	3,12	1,44	0,68	2,62	3,08	1,76
99,88	99,94	99,29	99,66	100,88	100,97	100,49	100,91	100,19	99,42	100,13	99,26

фирита; 1 — амфибол-плаггиоклазовый андезитовый порфирит; 2 — пироксен-плаггиокла-алюмосиликатный скарн с небольшим количеством граната; 5 — пироксен-гранатовый апоизвестковый скарн; 8 — метаморфизованный известняк (амфибол- и флогопитсодержащий); 10 — пироксен-кальцитовый скарн с единичными зернами граната по морфический сланец по порфириту; 12 — клинозоизит-мусковит-амфиболовая порода, частый биотит-плаггиоклазовый роговик (метаморфизованный туф); 14 — эпидот-актиновая порода; 16 — амфиболитизированный эпидот-пироксеновый скарн; 17 — пироксено-19 — пироксен-гранатовый скарн по диориту; 20 — альбитизированный диорит вблизи

$Nm=1,706-1,720$; $Np=1,698-1,712$; $Ng-Np=0,028-0,030$; $c:Ng=45^\circ$). В скарнах по туфогенным породам отмечен скаполит, содержащий около 30% мейонитовой молекулы ($No=1,556$; $Ne=1,542$; $No-Ne=0,014$).

По минеральному составу и характеру парагенетических минеральных ассоциаций скарны, образующиеся внутри алюмосиликатных вулканогенных пород, мало отличаются от скарнов из апоалюмосиликатных скарновых зон, образующихся вдоль контактов вулканогенных пород и даек с известняками. Аналогичными оказываются и химические изменения, происходящие с алюмосиликатными породами в процессе скарнирования (табл. 1). От осветленных околоскарновых пород к собственно скарнам устойчиво возрастает содержание привносимого растворами CaO . Наблюдается перегруппировка SiO_2 и Al_2O_3 , выра-

жающаяся в некотором разделении пироксен-, гранат- и эпидотсодержащих парагенетических минеральных ассоциаций. Достаточно хорошо видна перегруппировка магния и железа, выражающаяся в их частичном выносе из околоскарновых пород и переотложении в составе собственно скарновых минералов.

При скарнировании слоистых метаморфизованных туфогенных пород образуются полосчатые скарны с отчетливым разделением в пространстве полос гранатового, пироксенового, пироксен-плагноклазового и пироксен-клиноцоизитового состава. Иногда здесь отмечается пироксен-скаполитовый парагенезис.

В северной части месторождения описаны своеобразные полосчатые скарны, связанные с зоной метаморфизованных и тонко послойно или параллельно инъецированных гранитным материалом вулканогенных пород. Мощность этого скарнового тела достигает нескольких десятков метров. Вмещающие метаморфические породы, представленные амфиболитовидными сланцами, иногда с биотитом, в связи с тонкой гранитной инъекцией превращаются в пироксен-плагноклазовые породы и скарнируются. Скарновые гранатовые прослойки (мощность до 3 мм) в образующихся породах чередуются с прослоями кварц-полевошпатового материала, амфибол-плагноклазового и амфибол-биотит-плагноклазового реликтового материала, прослоями пироксен-плагноклазового и амфибол-эпидотового состава. Отдельные полосы бывают обогащены кальцитом. На контакте с такими полосками гранат обычно более крупнозернистый. Характер наблюдаемых минеральных парагенетических ассоциаций в этом типе измененных пород явно свидетельствует об их гетерогенности с подчинением распределения продуктов всех стадий изменения полосчатости.

В сравнительно небольших масштабах скарновый процесс проявился внутри диоритов и в связи с сопровождающей их зоной гранитных инъекций в центральной части месторождения. Состав скарнов гранатовый, эпидот-гранатовый и пироксен-гранатовый. Текстуры скарнов пятнистые, прожилково-пятнистые и параллельно-полосчатые, возникающие в зонах дробления диоритов. Скарновые жилы в диоритах обычно сопровождаются альбит-эпидот-амфиболовыми и кварц-эпидот-амфиболовыми околоскарновыми породами. Отдельные гранатовые (андрадит) жилы окаймляются мономинеральным агрегатом сине-зеленой роговой обманки. При образовании скарнов по диоритам и более кислым породам происходит вытеснение кремнезема и щелочей, которые частично перемещаются в околоскарновые породы; все другие компоненты скарнов (исключая Al_2O_3) привносятся.

Особым типом скарнов Хабылыкского месторождения являются рудоносные пироксеновые скарны, наиболее широко развитые в центральных и южных частях месторождения. Они образуют небольшие сложноориентированные и неправильной формы тела, сложенные мелко- и среднезернистым агрегатом зеленого клинопироксена диопсид-геденбергитового ряда с 15—26% геденбергитовой молекулы: $Ng = 1,705—1,714$; $Nm = 1,682—1,689$; $Np = 1,674—1,680$; $Ng - Np = 0,031—0,034$; $2V = +57^\circ$. Пироксеновые скарны обычно располагаются среди оруденелых пород и руд и сами содержат магнетитовое оруденение. Пироксен замещается актинолитом и сине-зеленой роговой обманкой. По генетической позиции и отношению к магнетитовому оруденению пироксеновые скарны Хабылыка близки к пироксеновым жильным скарнам Табрата и апатит-пироксеновым жилам Таятского месторождения [4, 6]. Они выступают как несколько более поздние по отношению к основной массе скарнов.

Процесс скарнирования на Хабалыкском месторождении имел преимущественно инфильтрационный характер, о чем свидетельствует прежде всего развитие мощных скарновых тел внутри алюмосиликатных пород. В то же время отдельные маломощные скарновые тела контактового типа и небольшие скарновые зоны внутри известняков, возможно, развивались как контактово-реакционные биметасоматические. Для скарнов Хабалыка достаточно отчетливо проявляется зависимость состава гранатов от состава вмещающих пород в отношении железистости [8], что свидетельствует о непосредственном участии железа вмещающих пород в образовании скарнов и отсутствии повсеместного выравнивания содержания этого компонента в составе скарнообразующих растворов. С другой стороны, отдельные мощные скарновые тела инфильтрационного типа имеют резко повышенную суммарную железистость и для объяснения их образования необходимо допускать привнос железа или, по крайней мере, существенную перегруппировку его в процессе скарнирования [8].

Вынос железа и отчасти магния происходит при образовании околоскарновых осветленных пород. Наиболее полно выносятся рудное железо. Возникающие пироксен-плаггиоклазовые и пироксен-клиноцоизитовые породы оказываются стерильными в отношении любых рудных минералов. При образовании собственно скарновых парагенезисов железо всегда привносится, причем в отдельных случаях при образовании гранатовых скарнов резко возрастает роль трехвалентного железа.

Разделение двух- и трехвалентного железа в скарновом процессе и видимое накопление окисного железа к концу процесса может быть обусловлено особенностями механизма реакций скарнирования. Как показано экспериментально для систем, подобных по составу нашим [5], в связи с повышенной активностью MgO по отношению к CaO рост пироксена подавляет рост граната и последний начинает кристаллизоваться значительно позже. В условиях открытой скарновой системы это может означать разделение существенно пироксеновых и существенно гранатовых скарновых зон и преимущественную кристаллизацию железистого граната в конце скарнового процесса (или в зонах с максимальным содержанием CaO).

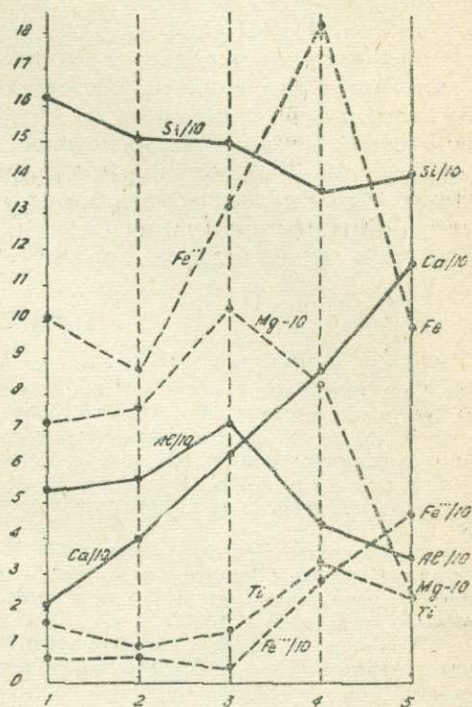


Рис. 1. Диаграмма поведения порообразующих элементов в ходе процесса скарнирования алюмосиликатной породы в контакте с известняком: 1 — мало измененный диорит-порфирит; 2 — пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода; 3 — пироксен-клиноцоизитовая околоскарновая порода; 4 — гранат-пироксеновый скарн; 5 — пироксен-гранатовый скарн. По оси ординат показано содержание порообразующих компонентов в том или ином типе скарнов в числе атомов в стандартном объеме [3]. Обозначения: $Si/10$ — количество атомов кремния на диаграмме уменьшено в 10 раз; $(Mg-10)$ — количество атомов Mg на диаграмме уменьшено на 10.

Наглядна связь Fe_2O_3 с CaO ; сходство и различие в поведении FeO и MgO ; SiO_2 и Al_2O_3 отражены на петрохимической диаграмме (рис. 1), построенной для алоалюмосиликатной части колонки скарнового тела, образовавшегося вдоль контакта порфирита и известняка.

Собственно скарновый процесс в алюмосиликатных породах (включая образование околоскарновых пород) всегда происходит с привносом CaO , заимствующегося растворами из карбонатных пород. В то же время на Хабылыкском месторождении и в его ближайшем окружении развиты продукты щелочного (натрового) метасоматоза — альбитизированные породы и альбититы, образующиеся близко одновременно со скарновым процессом и обычно несколько предшествующие ему. Хотя крайние продукты щелочного метасоматоза — альбититы играют подчиненную роль, можно предполагать, что формирование собственно скарнирующих растворов шло за счет гибридизации щелочных растворов при их прохождении через толщу пород, богатых кальцием [1]. В пользу этого свидетельствуют прежде всего факты альбитизации известняков с превращением их в отдельных случаях в форфоровидные альбититы. Среди нижнекембрийских порфиритов описаны участки альбитизации, содержащие маломощные жильные эпидот-гранатовые скарны. Эти скарны можно рассматривать как автометасоматические. Необходимые концентрации CaO и Al_2O_3 в растворах могли создаваться в ходе альбитизации порфиритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боголепов В. Г. Некоторые вопросы теории образования скарнов на примере месторождений Северного Прибалхашья. — В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, М., «Недра», 1966, с. 189—206.
2. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., «Недра», с. 220—301.
3. Казницын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Изд-во «Недра», 1968.
4. Калинин Д. В., Каныгин Л. И., Удут Б. С. Апатит-пироксеновые жильные пегматоидные образования Таятского железорудного месторождения. — Сб. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1963, с. 163—174.
5. Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза. Реакции с образованием пироксенов. — Сб. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 4, 1965.
6. Князев Г. Б. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Восточного и Центрального участков Табратского магнетитового месторождения. — Сб. Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1974, с. 59—66.
7. Овчинникова Л. В., Овчинников Л. Н. Нескарновые метасоматиты и их роль в формировании скарново-рудных месторождений Урала. — Сб. Метасоматизм и рудообразование, М., «Наука», 1974, с. 12—22.
8. Хохлов В. Е., Князев Г. Б. Зависимость состава гранатов от типа скарнов и состава скарнируемых пород на Хабылыкском магнетитовом месторождении (Восточный Саян). — Сб. Геология и полезные ископ. Сибири, т. 3. Изд-во Томского ун-та, 1974, с. 20—21.

МИГМАТИТЫ ТАШЕЛГИНО-МАЙЗАССКОЙ ИНЪЕКЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Б. М. ТЮЛЮПО, А. И. ЛЕТУВНИКАС

В пределах южной части Кузнецкого Алатау, в междуречье Мрас-Су и Томи, мигматиты встречаются преимущественно в связи с развитием гранитов и гранито-гнейсов Томского комплекса. В Ташелгино-Майзасском районе они известны, кроме того, и с гранитоидами Порожнинской интрузии. Интерес к мигматитам этого района вызван тем, что значительная их часть размещается в пределах одноименного скарново-магнетитового рудного поля и с формированием части из них связан метаморфизм скарнов и руд (Тюлюпо, Летувникас, 1973).

В Ташелгино-Майзасском районе мигматиты развиваются преимущественно по амфиболитам и гнейсам конжинской свиты, значительно реже — по гранат-биотитовым микрогнейсам и эпидотовым амфиболитам терсинской и зеленым сланцам ташелгинской свит среднего и верхнего протерозоя. В структурном отношении мигматиты тяготеют к зоне контакта конжинской и терсинской свит, вытягиваясь вдоль нее в виде полосы шириной от 200—300 м до 1,5—2 км на протяжении более 30 км (рис. 1). Степень мигматизации исходных пород крайне неравномерная: от первых признаков микроклинового порфиروبластеза в амфиболитах до возникновения типичных теневых мигматитов лейкократового облика. Даже на ограниченных по размерам участках степень мигматизации нередко резко изменяется вкрест простиранья пород на протяжении первых метров и десятков сантиметров, оставаясь более выдержанной по простиранью пород. Зоны наиболее интенсивной мигматизации вследствие этого приобретают облик невыдержанных полос или струй.

В формировании мигматитов отчетливо запечатлелись следы участия двух процессов-инъекции жильного материала и метасоматоза, в соответствии с чем возможно выделение двух их групп: инъекционных (инъекционно-магматических, по К. А. Шуркину) и метасоматических. Практически же такое деление было бы в значительной степени условным, так как инъекции гранит-пегматитового материала в большинстве случаев сопровождаются метасоматическим преобразованием субстрата мигматитов и, напротив, даже в теневых мигматитах в том или ином количестве обычно встречаются инъекции более лейкократового материала.

В морфологическом отношении среди мигматитов наиболее часто встречаются линзовидно-жильные, полосчатые (послойные), птигматитовые, очковые, пятнисто-порфиробластические, жильно-порфиробла-

стические и теневые. В первых трех типах облик мигматитов определяется в основном количеством и размещением жильного инъекционного материала, в то время как в последующих явно преобладают признаки их метасоматического происхождения. Значительно более редки-

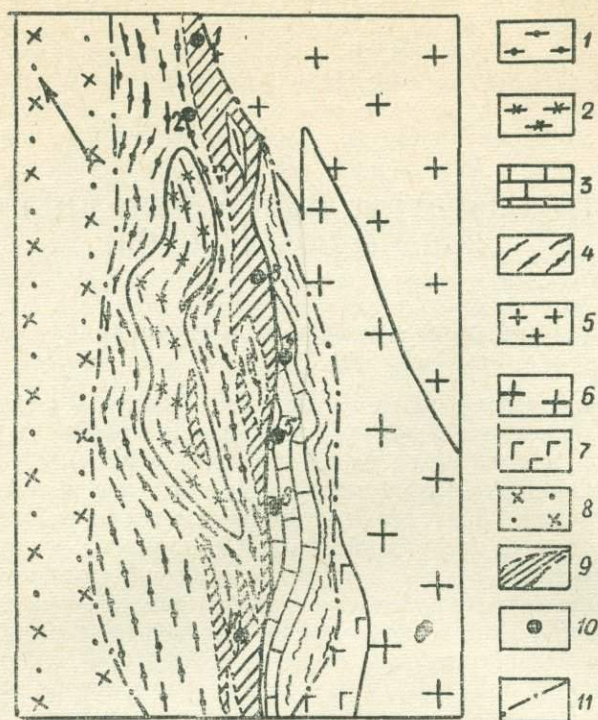


Рис. 1. Геологическая схема Ташелгино-Майзасской инъекционной зоны

Средне-верхнепротерозойские метаморфизованные отложения: 1 — амфиболиты конжинской свиты; 2 — гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы конжинской свиты; 3 — мраморы терсинской свиты (с подчиненными телами амфиболитов и гранат-биотитовых микрогнейсов); 4 — зеленые метаморфические сланцы ташелгинской свиты; 5 — гнейсо-граниты и граниты Томского массива (PR_3); 6 — порфировидные граниты Порожинского массива (E_3); 7 — габбро, габбро-диориты и диориты Ташелгинской интрузии (PR_3-E_1); 8 — диориты и порфировидные гранодиориты тельбесского комплекса (O_3-S); 9 — зоны наиболее интенсивной мигматизации; 10 — скарновые железорудные месторождения; 11 — основные дизъюнктивные нарушения.

Цифрами на схеме обозначены месторождения: 1 — Глухарино, 2 — Тивергол, 3 — Водораздельное, 4 — Коп-Тай, 5 — Монгол, 6 — Мраморное, 7 — Тебир-Пель

ми являются агматиты. При этом среди последних описаны примеры, когда в роли обломков выступает пятнисто-порфиробластический мигматит.

Последний случай представляет особый интерес, так как позволяет утверждать наличие в данном районе двух этапов проявления мигматизации. Взаимоотношения субстрата и жильного материала в подобных агматитах таковы, что позволяют предполагать как наличие значительного перерыва во времени, так и существенное отличие ус-

ловий их формирования вообще. В частности, несмотря на значительную гранитизацию субстрата агматита в целом, контакты обломков и жильного материала совершенно резкие. Удлиненная сигарообразная форма кварц-полевошпатовых выделений и их равномерное развитие в пятнисто-порфиروبластическом мигматите субстрата позволяют предполагать формирование их в момент относительно пластичного состояния пород при весьма активном участии метасоматоза. Агматит же, напротив, обнаруживает все признаки инъекционного происхождения при дроблении твердых пород субстрата на остроугольные обломки размером от первых сантиметров до первых метров, сцементированные пегматоидным гранитом.

Жильный материал мигматитов представлен пегматоидными гранитами и пегматитами, реже аплитами и гранитами. В составе пегматоидных гранитов преобладает то розовый или белый микроклин, то плагиоклаз. В соответствии с этим выделяются микроклиновые и плагиоклазовые их разновидности. Характерна исключительная неоднородность состава пород: содержание микроклина изменяется в пределах 5—45%, плагиоклаза — от 25 до 50%, кварца — от 30 до 50%. Еще менее выдержаны в отношении минералогического состава пегматиты, содержание микроклина в которых на отдельных участках достигает 80—90% (блоковый микроклин). Как второстепенные, встречаются минералы вмещающих пород: биотит, роговая обманка и диопсид, в меньшем количестве — сфен, гранат, ортит, магнетит, турмалин, мусковит, пирит, апатит, эпидот. Роговая обманка и биотит образуют крупные, до нескольких сантиметров в поперечнике выделения, при катаклазе и милонитизации пегматитовых жил растаскиваемые в прерывистые изогнутые полосы. К участкам скопления роговой обманки и биотита приурочены темно-бурый сфен и смоляно-черный ортит, образующие кристаллы длиной до 1 см.

Наряду с резким различием состава жил и субстрата нередко наблюдается и их взаимосвязь. Так, в гранат-биотитовых гнейсах пегматоидные жилы обогащены кварцем (до 40—50%), а более мелкие из них по простираннию вообще переходят в кварцевые. Обычными минералами мигматитов здесь являются биотит и гранат, изредка появляется силлиманит, а содержание плагиоклаза (№ 12—25) составляет 30—50%.

Обогащенные плагиоклазом пегматиты и пегматоидные граниты встречаются и среди амфиболитов. Нередко при этом они обнаруживают постепенные переходы с вмещающими породами и находящимися здесь же микроклиновыми пегматитами. В составе плагиопегматитов преобладают плагиоклаз № 18—25 (40—55%) и кварц (25—35%), содержание микроклина, как правило, белого, составляет 5—20%. В отношении второстепенных минералов плагиопегматиты аналогичны микроклиновым, если не считать большую распространенность в них роговой обманки и местами эпидота.

Главными железо-магнезиальными минералами жильного материала мигматитов являются биотит и роговая обманка, реже и в меньшем количестве встречаются гранат и диопсид.

Химический состав биотита из жильного материала мигматитов представлен в табл. 1. Обращает на себя внимание исключительно высокая железистость минерала, равная 90% мол. Показатель преломления (N_g) биотита составляет 1,668—1,672, в этом направлении минерал густо-темно-бурый, почти непрозрачный.

Химический состав роговой обманки (табл. 1) также отличается повышенной железистостью (55—63%) и высоким содержанием Al_{IV} , достигающим 1,50 форм. единиц, то есть как в роговых обманках гра-

Таблица 1

Кристаллохимические формулы биотита и роговой обманки из мигматитов

№	Si	Al _{IV}	Al _{VI}	Ti	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	(H ₂ O) ⁺	O	Cl	F	(OH) ⁻	X	Y	Z	O, Cl, F, OH
1	3,04	0,96	0,86	0,04	0,14	1,73	0,03	0,20	0,01	0,30	0,72	—	0,96	0,02	0,04	0,98	1,03	3,0	4,0	2,0
2	2,92	1,08	0,64	0,15	0,27	1,70	0,02	0,22	0,03	0,36	0,57	—	1,12	0,03	0,08	0,77	0,96	3,0	4,0	2,0
3	6,54	1,46	0,80	0,10	1,06	1,62	0,03	1,39	1,99	0,49	0,20	0,32	1,59	0,08	0,02	0,31	3,00	5,0	8,0	2,0
4	6,66	1,34	0,62	0,17	0,54	1,56	0,03	2,08	1,71	0,68	0,35	0,36	0,97	0,09	0,09	0,85	3,00	5,0	8,0	2,0
5	6,65	1,35	0,91	0,14	0,59	1,67	0,04	1,65	1,69	0,45	0,34	0,29	0,89	0,02	0,06	1,03	2,77	5,0	8,0	2,0
6	6,58	1,32	0,67	0,19	0,42	1,93	0,04	1,75	1,62	0,62	0,22	0,27	0,40	0,07	0,10	1,43	2,73	5,0	8,0	2,0
7	6,65	1,35	0,79	0,23	0,45	1,23	0,04	2,26	1,70	0,21	0,19	—	0,15	0,10	—	1,39	2,10	5,0	8,0	1,64

Примечание. 1 — биотит из плагиоклазового пегматита, участок Мраморный; 2 — то же, участок Тебир-Пель; 3 — роговая обманка из порфиробластического мигматита, верховья р. Бол. Майзас; 4—5 — роговая обманка из мигматизированного амфиболита, участок Тебир-Пель; 6 — роговая обманка из теневого мигматита, участок Тебир-Пель; 7 — роговая обманка из микроклинового пегматита, участок Коп-Тау.

нулитовой фации (Закрутин, 1961). Химический анализ граната из аплитовидных гранитов мигматитов горы Монгол показал следующий его состав (в миналах): альмандин — 44,0; пироп — 19,5; андрадит — 18,7; гроссуляр — 5,0; спессартин — 11,9; шорломит — 0,9; общая железистость — 75% мол. Гранат отличается необычно высоким для кислых пород содержанием кальциевых компонентов (Соболев, 1964) и близок по составу к гранатам из щелочных околоскарновых метасоматитов (фельдшпатолитов) Ташелгинских железорудных месторождений (Левтувнинкас, 1972).

Химический состав жильного материала мигматитов представлен в табл. 2. Характерной его чертой является непостоянство состава, что

Таблица 2

Химический состав жильного материала мигматитов

Окислы	Номер анализов						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	80,26	71,88	78,82	73,48	75,08	77,04	72,88
TiO ₂	0,18	0,35	0,23	0,18	0,18	0,13	0,09
Al ₂ O ₃	11,28	14,62	11,35	16,18	16,44	14,27	14,76
Fe ₂ O ₃	0,80	1,19	0,60	0,20	0,12	0,32	0,80
FeO	0,90	2,30	0,54	0,90	0,90	0,98	0,58
MnO	0,02	0,03	0,17	0,10	0,05	0,07	0,02
MgO	сл.	0,33	сл.	сл.	0,07	0,11	0,11
CaO	2,30	1,22	1,00	2,00	2,00	2,00	0,60
Na ₂ O	3,50	2,98	2,44	4,76	3,56	4,77	2,54
K ₂ O	1,05	5,00	3,52	1,24	0,85	1,08	6,46
H ₂ O	0,08	—	—	—	нет	0,40	0,52
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,12	—	0,03	0,03	0,03
п. п. п.	0,66	0,51	1,22	1,30	1,24	0,64	0,04
Сумма	100,67	100,51	100,01	100,34	100,72	100,84	99,43
Характеристики							
S	86,8	79,0	85,5	80,5	80,7	83,0	80,2
a	8,7	13,3	9,9	11,8	8,6	11,3	14,5
c	2,7	1,4	1,2	2,4	2,5	2,3	0,7
a ₁	1,8	6,3	3,4	5,3	8,2	3,4	4,6
a'	18,5	43,8	65,4	81,5	87,5	58,5	69,5
m'	—	8,2	—	—	2,3	5,7	4,4
f	81,5	48,0	34,6	18,5	10,2	35,8	26,1
л	83	48	52	85	86	86	37
Q	+53,5	+30,0	+50,0	+35,0	+41,7	+41,1	30,7
a : c	3,2	9,5	8,2	4,9	3,4	4,9	20,3

Примечание. 1 — катаклазированный пегматоидный гранит, вершина г. Монгол; 2 — инъекционный пегматоидный гранит, верховья р. Бол. Майзас; 3 — милонитизированный пегматоидный гранит, верховья р. Ташелги; 4 — пегматоидный гранит, там же; 5 — инъекционный плагиогранит, верховья рч. Мраморного; 6 — катаклазированный пегматоидный гранит, верховья рч. Половинного; 7 — пегматоидный гранит, участок Мраморный.

находит отражение и в соответствующих петрохимических коэффициентах. Все анализируемые породы бедны магнием, имеют высокую железистость и часто обогащены кварцем (характеристика Q достигает 50,5—53,5). Крайне непостоянно в породах соотношение калия и натрия, что находится в соответствии с их нормально гранитоидным или плагиогранитным составом. На диаграмме альбит-ортоклаз-кварц составы пегматоидных гранитов в большинстве случаев располагаются выше котектической линии, показывая тем самым обогащенность пород кварцем. Особенно это заметно в катаклазированных и милонитизированных породах (анализы 1,3 и 6 в табл. 2), где кварц, по-видимому, связан с более поздними процессами окварцевания.

Причины непостоянства минералогического и химического составов жильного материала мигматитов сложны и разнообразны. По-видимому, главное значение при этом имели условия формирования мигматитов, изменявшиеся весьма существенно во времени, и влияние состава вмещающих пород.

Изменение субстрата мигматитов зависит от его исходного состава и в общем случае сводится к его метасоматическому преобразованию, которое можно определить как гранитизацию. Наиболее отчетливо и ярко это проявляется в породах железо-магнезиального состава, особенно амфиболитах.

Гранитизация амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов выражается прежде всего в интенсивной биотитизации роговой обманки и замещении клинопироксена сине-зеленой роговой обманкой. Одновременно происходит заметное покисление плагиоклаза (до олигоклаз-андезина № 20-37), и в породах появляется ксеноморфный микроклин. В дальнейшем зерна микроклина мезостатически разрастаются, корродируя плагиоклаз и железо-магнезиальные силикаты пород, в результате чего последние приобретают более светлую окраску. На этой стадии гранитизации амфиболиты приобретают состав, близкий к составу биотит-амфиболовых или амфибол-биотитовых гнейсов, но в отличие от них содержат до 30—35% решетчатого микроклина. Содержание роговой обманки при этом снижается до 10—20%, содержание биотита достигает 15%, а кварца — от 20 до 30%.

Роговая обманка в субстрате мигматитов обычно плеохроирует в сине-зеленых тонах и имеет повышенную в сравнении с амфиболитами железистость (56—66% мол. против 37—54% мол. в амфиболитах) и глиноземистость (содержание Al_{IV} в среднем составляет 1,37 форм. ед. против 1,24 форм. ед. в амфиболитах) и более высокое содержание калия и натрия (0,84 форм. ед. против 0,59 форм. ед. в амфиболитах; Летувнинкас, 1972б). Биотит в субстрате мигматитов имеет железистость 53—62% мол., а в парагенезисах с гранатом — до 86—91%.

Гранитизация амфиболитов нередко протекает без замещения роговой обманки биотитом. В подобных случаях роговая обманка и пироксен амфиболитов корродируются непосредственно микроклином, нередко испытывая перекристаллизацию. Такого типа гранитизация особенно характерна для темных мигматитов (участки Тебир-Пель и Водораздельный) и местами приконтактных зон у жил микроклиновых пегматитов. Развитие парагенезиса роговая обманка+биотит+микроклин указывает на протекание мигматизации в условиях повышенной щелочности в сравнении с биотит-микроклиновыми (с плагиоклазом) мигматитами, что в ряде случаев приводит к заметному повышению активности кислорода в зоне мигматизации и отложению рассеянного в виде неравномерной струйчатой вкрапленности магнетита (Летувнинкас, 1974). Магнетит обычно развивается в виде вкрапленных зерен и гнезд размером до 3—5 мм в поперечнике, реже — тонкой вкраплен-

ности в полевом шпате или прожилков. Гнезда магнетита нередко окружены каймой полевого шпата шириной 3—5 мм.

Гранитизация обычно сопровождается и структурной перестройкой пород: гранобластовая структура амфиболитов переходит в коррозионную гетерогранобластовую и очень часто псевдокатакlastическую структуру. Последняя обусловлена наличием между относительно крупными (0,5—1,5 мм) зернами плагиоклаза и микроклина тонкозернистого (0,005—0,1 мм) кварц-полевошпатового агрегата, нередко гранофирового, с обильно развитыми мирмеkitами.

Гранитизация глиноземистых бедных кальцием пород (гранат-биотитовых гнейсов) проявляется значительно реже и протекает с меньшей интенсивностью. Она связана с насыщающими гнейсы жилами пегматоидных гранитов, пегматитов и аплитов, особенно многочисленными в зонах катаклаза и милонитизации и вдоль восточной границы гнейсового поля (рис. 1). Близость химического состава гранат-биотитовых гнейсов и плагиогранитов приводит к тому, что уже при процессах метаморфической дифференциации возникают мигматитоподобные породы с многочисленными невыдержанными полосками плагиогранитного состава. Однако в них отсутствует микроклин и обычные минералы вмещающих гнейсов: биотит, гранат, силлиманит, мусковит. Это типичные вениты.

Собственно гранитизация в гранат-биотитовых гнейсах проявляется лишь в участках, прилегающих к жилам пегматоидных гранитов и аплитов. При этом в гнейсах появляется микроклин, корродирующий плагиоклаз и биотит, силлиманит полностью замещается микроклином. Содержание анортита в плагиоклазе снижается до 12—25%. По составу такие породы приближаются к биотитовым гранитам, но нередко заметно обогащены кварцем — до 40% и более.

Замечательной особенностью гранитизированных гранат-биотитовых плагиогнейсов является их узколокальное развитие непосредственно вблизи пегматоидных и аплитовых жил. Препятствием для широкого развития гранитизации в данном случае является близость химического состава плагиогнейсов и гранитов (принцип кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского, 1962). Зоны гранитизации достигают значительного развития лишь при наличии растворов повышенной щелочности, что практически имеет место только в связи с жилами микроклиновых инъекционных пегматоидных гранитов и пегматитов.

Геохимическая направленность явлений гранитизации субстрата мигматитов в данном случае аналогична широко известной для других районов. Так, при гранитизации амфиболитов наблюдается наиболее интенсивный вынос кальция, магния и железа и в меньшей степени алюминия и титана. В породах резко возрастает содержание кремния, менее заметно — калия и натрия.

Химические анализы различных типов мигматитов Ташелгинского района приведены в табл. 3. Они обнаруживают большое непостоянство содержания в породах главных породообразующих окислов, что находится в соответствии с характером самих мигматитов. Особенно наглядно это отражается на петрохимической диаграмме по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2): химические составы мигматитов располагаются между составом «среднего» амфиболита Ташелгино-Майзасской зоны и средними составами гранитоидов Томского и Порожинского массивов. Это вполне естественно, ибо мигматиты представляют собой не что иное, как смешение амфиболитового субстрата и гранитного жильного материала.

Одним из наиболее сложных вопросов генезиса мигматитов Ташелгино-Майзасского района является выяснение времени их формирования и выявление взаимосвязи явлений метаморфизма и мигматизации с гранитоидным магматизмом. Мигматиты в этом районе не обнаружи-

Химический состав мигматитов

Окислы	Номер									
	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	59,20	60,24	60,53	68,21	67,02	51,64	52,81	52,78	66,86	54,58
TiO ₂	0,40	0,67	0,40	0,70	0,41	0,90	0,71	0,74	0,23	0,75
Al ₂ O ₃	17,36	15,91	17,90	13,49	14,48	18,13	17,40	18,13	15,32	17,77
Fe ₂ O ₃	2,19	2,85	2,72	2,79	1,35	2,57	3,70	3,36	1,19	2,99
FeO	3,05	3,70	3,47	3,05	3,74	6,73	5,78	6,06	2,69	5,92
MnO	0,03	0,05	—	0,03	0,07	0,10	0,06	0,06	0,08	0,08
MgO	2,68	4,94	1,57	0,60	1,12	3,42	2,40	2,25	0,91	2,57
CaO	8,35	6,09	3,58	0,90	5,40	6,84	5,44	5,81	3,80	6,05
Na ₂ O	4,12	1,60	3,87	3,46	2,44	3,39	3,27	3,83	3,33	3,11
K ₂ O	1,78	1,89	4,47	5,12	2,02	4,00	5,70	4,75	4,46	3,32
P ₂ O ₅	0,12	—	—	0,09	0,51	0,60	0,52	0,52	0,08	0,28
H ₂ O	0,20	—	0,52	0,44	0,16	—	—	—	0,58	0,42
п. п. п.	1,34	3,12	0,99	0,30	1,07	1,28	2,07	1,31	0,12	0,70
Сумма	100,82	100,06	99,93	99,18	99,79	99,60	98,86	99,61	99,65	98,53

Петрохимические коэффициенты,

S	67,7	70,1	71,2	77,1	78,1	62,2	63,4	63,0	76,3	66,5
a	12,3	6,4	15,4	14,8	8,4	13,9	16,3	16,0	13,8	12,3
c	5,5	16,3	4,4	1,1	5,8	5,9	4,1	4,6	3,4	6,5
v	14,5	17,2	9,0	7,0	7,7	18,0	16,2	16,4	6,5	14,7
a'	—	15,3	6,2	11,5	—	—	—	—	—	—
c'	35,2	—	—	—	12,6	15,9	17,7	20,8	20,3	8,8
m'	31,5	49,2	30,2	14,4	24,3	33,7	26,0	24,2	23,4	31,5
f'	33,3	35,5	64,6	74,1	63,1	50,4	56,3	55,0	56,3	59,7
n	79	57	56	51	65	57	47	55	52	59
Q	+5,3	+21,1	+6,9	+23,5	+33,6	-9,3	-9,4	-10,6	+21,6	+1,9
a:c	2,2	1,0	3,4	13,5	1,4	2,4	4,0	3,5	4,1	1,9
v:(a+c)	0,81	1,35	0,45	0,44	0,54	0,91	0,79	0,80	0,38	0,78

Примечание: 8 — мигматизированный амфиболит, участок Водораздельный; борт р. Мрас-Су у пос. Усть-Ташелга (В. К. Мониц, 1938); 11 — катаклазированный сторожение Коп-Тай; 13—14 — мигматит по амфиболиту, месторождение Тебир-Пель; невои мигматит, там же; 17 — жильно-порфиобластический мигматит, там же; 18 — правый борт р. Мрас-Су у пос. Усть-Ташелга; 20 — то же, левый борт р. Мрас-Су на агматита (мигматизированный амфиболит), правый борт р. Бол. Майзас, в 250 м ниже амфиболит конжинской свиты (22 химических анализа); ГП — гранит Порожинского лизов); ЖМ — жильный материал мигматитов (среднее из 7 анализов).

вают прямой пространственной связи с известными здесь гранитоидами — томскими или порожинскими. Как уже отмечалось, они развиваются преимущественно среди амфиболитов и гранат-биотитовых пла-

гнейсов конжинской свиты, образуя своеобразную инъекционную зону, отделенную от гранитоидов отложениями терсинской и ташелгинской свит. Вблизи контактов с гранитоидами мигматиты мало характерны, а если и отмечаются, то обычно носят четко выраженный инъ-

Таблица 3

Ташелгино-Майзасской инъекционной зоны (вес. %)

проб									
18	19	20	21	22	23	А	ГП	ГТ	ЖМ
58,12	63,25	62,44	55,20	51,53	71,31	50,18	71,21	71,90	75,66
0,59	0,30	0,32	0,54	0,83	0,23	0,94	0,34	0,28	0,19
16,29	16,82	17,58	13,65	18,28	14,85	17,98	14,40	14,45	14,13
3,38	2,70	1,11	3,86	3,74	1,61	3,48	0,79	1,00	0,58
5,21	3,21	4,94	11,33	7,54	2,94	6,87	2,50	2,16	1,01
0,09	0,13	0,13	0,27	0,14	0,05	0,18	0,05	0,06	0,06
2,88	0,88	1,00	2,57	2,96	0,62	4,58	0,51	0,38	0,09
5,80	2,43	2,24	5,65	8,71	1,37	10,14	1,51	1,90	1,59
2,62	3,08	3,88	1,61	3,05	4,96	2,63	3,57	3,67	3,51
3,34	4,55	5,09	2,23	1,98	1,45	1,24	4,05	3,52	2,74
0,20	0,10	0,22	0,18	0,14	0,09	0,27	0,11	0,06	0,05
0,22	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,76	2,30	0,38	1,56	0,41	0,41	—	—	—	—
99,50	99,75	99,33	99,10	99,31	99,89	—	—	—	—

по А. Н. Заварицкому

68,7	73,1	71,5	66,2	62,4	77,6	60,7	79,2	79,9	82,3
10,9	13,7	16,0	7,0	10,1	12,6	8,0	13,3	12,9	11,0
5,9	3,0	2,7	6,0	7,8	1,6	8,7	1,8	2,3	1,9
14,5	10,2	9,8	20,8	19,7	8,2	22,6	5,7	4,9	4,8
—	31,1	23,6	—	—	38,4	—	32,6	28,4	65,7
9,7	—	—	5,8	16,8	—	18,7	—	—	—
34,5	14,8	17,4	22,4	26,7	12,0	36,1	13,9	13,5	4,1
55,8	54,1	59,0	71,8	56,5	49,6	45,2	53,5	58,1	30,2
55	50	54	53	70	84	75	57	61	66
+17,8	+15,8	+8,3	+12,4	-3,2	+28,4	-3,7	+30,0	+31,7	+40,7
1,9	4,6	5,9	1,2	1,3	7,9	0,9	7,4	5,6	5,8
0,86	0,61	0,52	1,6	1,10	0,58	1,4	0,38	0,32	0,37

9 — мигматит, верховья р. Бол. Майзас (П. Ф. Лавренов, 1961); 10 — мигматит, левый граносиенит-мигматит, участок Водораздельный; 12 — мигматит по амфиболиту, ме-
15 — милонитизированный мелкоочковый мигматит, месторождение Тебир-Пель; 16 — те-
линзовидножилый мигматит, там же; 19 — жильно-порфиробластический мигматит,
против устья р. Майзак; 21 — мигматит, приустьевая часть р. Кыйтензас; 22 — субстрат
устья рч. Кривого; 23 — теневой мигматит, участок Водораздельный; А — «средний»
массива (среднее из 13 анализов); ГТ — гранит Томского массива (среднее из 7 ана-

ционный артеритовый характер. В частности, такие мигматиты являют-
ся достаточно обычными среди зеленых сланцев ташелгинской свиты
вблизи контакта с порожинскими гранитами. На северном окончании

Порожинской интрузии среди зеленых сланцев мощно развит микроклиновый порфиробластоз, где развиваются крупноузловатые порфиробластические сланцы с милонитовой кварц-биотитовой основной массой.

Среди мигматитов по внешнему облику сравнительно отчетливо устанавливаются два типа, обычно определяемые как красные и серые мигматиты. В первых, часто носящих отчетливо метасоматический ха-

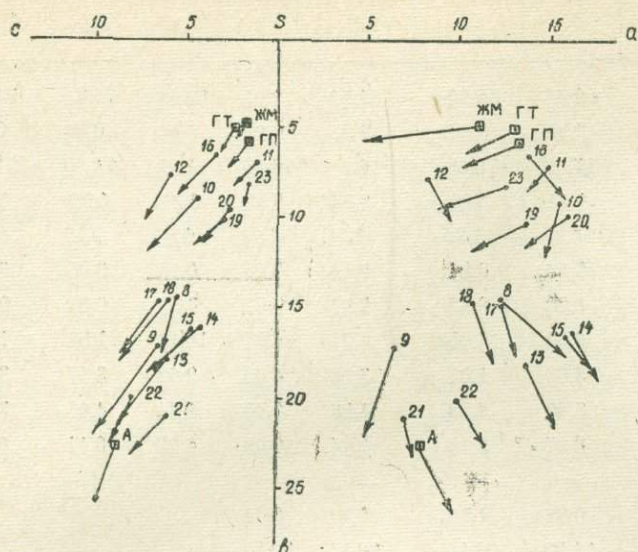


Рис. 2. Диаграмма химических составов мигматитов в сравнении со «средними» амфиболитом субстрата (А), жильным материалом мигматитов (ЖМ) и гранитами Томского (ГТ) и Порожинского (ГП) массивов. Цифры в табл. 3

актер, преобладающим минералом является ярко-розовый микроклин, во вторых — сероватый или белый плагиоклаз. На основании общности окраски серые мигматиты рядом исследователей связывались с томскими гранитами хребта Камных, а красные — с порожинскими гранитами. Прямых доказательств разновозрастности тех и других мигматитов нет, кроме уже отмечавшихся случаев формирования агматитов по порфиробластическим метасоматическим мигматитам. С другой стороны, изменение окраски полевого шпата, и в том числе микроклина, неоднократно отмечалось в пределах одной жилы пегматитовых гранитов и мигматитов: ярко-розовый в центральной части жилы микроклин к ее зальбандам постепенно сменяется серым или белым. Смена окраски микроклина местами происходит неравномерно, в виде пятен, блоков, особенно если жила залегает среди амфиболитов. Это явление достаточно и давно известно и связывается обычно с различной степенью окисления железа при взаимодействии расплава с вмещающими породами (Коржинский, 1945).

В связи с этим небезынтересно отметить, что среди мраморов гранито-пегматитовые жилы с розовым микроклином вообще не встречались.

Таким образом, окраска полевого шпата в мигматитах сама по себе не может быть их возрастным критерием, равно как и критерием связи с определенными гранитоидными комплексами.

Невозможность практического разграничения мигматитов, несомненно, связанных с разновозрастными интрузивными и геологическими процессами в районе, привела к тому, что сложный по строению и весьма пестрый по составу мигматитовый комплекс уже одним из первых исследователей района Л. П. Пожарицким (1933) был выделен в самостоятельную Ташелгинскую инъекционно-гнейсовую зону. Описание этой же зоны приводится и в работах П. Ф. Лавренова, позднее — Б. М. Тюлюпо (1969). Эти образования были отнесены к Монгол-Коптаускому магматическому комплексу верхнепротерозойского возраста, с которым связывался метаморфизм скарнов и руд Ташелгино-Майзасских железорудных месторождений.

В работах ряда геологов (П. Ф. Лавренов, И. П. Ивонин, В. С. Мурзин и др.) неоднократно отмечался полихронный характер метаморфизма в данном районе. Однако лишь с использованием данных геохронологии оказалось возможным четко показать, что в оформлении современного облика пород наибольшее значение имели два этапа метаморфизма (Тюлюпо, Летувнинкас, 1973).

Первый этап метаморфизма на уровне амфиболитовой фации завершился в верхнем протерозое формированием сложного по строению Томского комплекса гранитоидов, имеющих абсолютный возраст 1050—1200 млн. лет (Тюлюпо, 1969). Формирование синорогенных гранитоидов этого комплекса сопровождалось также интенсивной гранитизацией и мигматизацией вмещающих пород, что особенно отчетливо устанавливается к северу от Ташелги по р. Томи и Бель-Су. Мигматиты этого этапа в районе Ташелги формировались при значительном участии метасоматических процессов, с явлениями анатексиса в интенсивно прогретых относительно пластичных породах (вениты, жильно-порфиробластические, теневые и птигматитовые мигматиты). В зонах наиболее интенсивной мигматизации и, по-видимому, наиболее тектонически активных (верховья рр. Большой Майзас, Тебир-Пель) широким развитием пользуются роговообманковые, биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые средне-, крупнозернистого сложения реститы, от других, похожих на них, пород отличающиеся наличием ксеноморфного микроклина и высокой железистостью железомagneзиальных минералов.

Другой отчетливо устанавливаемый этап метаморфизма и мигматизации по времени проявления близок к становлению Порожинской интрузии. Данные свинцово-свинцового метода показывают близость их абсолютного возраста: для порожинских гранитов 500 ± 70 млн. лет, для мигматитов — от 440 до 470 млн. лет (Тюлюпо, 1969). Мигматизация этого этапа протекала в менее напряженных термодинамических условиях и, по-видимому, при отсутствии на данном эрозионном срезе явлений анатексиса. Свидетельством этого является широкое развитие среди зеленых сланцев ташелгинской свиты в контакте с порожинскими гранитами роговиков и скарноидов, формирование инъекционных мигматитов по зеленым сланцам без существенной переработки субстрата, образование агматитов и, в целом, узколокальное развитие мигматитов этого этапа. Причиной этого может быть меньшая глубина формирования порожинских гранитов (для современного эрозионного среза) и их четко выраженный в данном районе интрузивный характер.

В целом для мигматитов Ташелгино-Майзасской инъекционной зоны характерны многие черты, отмечаемые Г. А. Кейльманом (1974) для мигматитовых комплексов Урала. Особенно примечательной в этом отношении является огромная по времени продолжительность взаимосвязанных явлений тектонической активизации подвижной зоны, глубокого метаморфизма слагающих ее пород, мигматизации, гранитиза-

ции и становления гранитных интрузий. Для рассматриваемого района это составило не менее 800—900 млн. лет: от среднего протерозоя до конца кембрия.

Большая временная разобщенность становления Томского и Порожинского гранитных массивов, поэтапность формирования и гетерогенность слагающих их пород (Ивонин, Спейт, 1969; Мурзин, 1972) привели к многократному наложению на породы обрамления явлений мигматизации и гранитизации. Интенсивность их проявления и пространственная локализация определялись как глубиной становления гранитных массивов, так и состоянием соответствующих участков зоны глубинного разлома, особенно его проницаемостью. Однако во всех случаях явления, сопровождавшие мигматизацию и гранитизацию на тех уровнях, на которых они нами сейчас изучаются, не благоприятствовали концентрации здесь рудных элементов. Скорее напротив, происходило их экстрагирование и удаление за пределы зон интенсивного метаморфизма.

Петрогенные элементы при этом испытывали перераспределение и входили в состав новых минералов, создавая парагенезисы магнезиально-железистых силикатов и основного плагиоклаза. Так, основная часть выносимого при мигматизации железа фиксировалась в роговых обманках метасоматических амфиболитов, широко распространенных в зоне, и только в особо благоприятных случаях оно выделялось в виде окислов, давая незначительные по размерам скопления магнетита (Летувнинкас, 1974).

Разумеется, это не относится к случаям, когда в процессы метаморфизма и мигматизации вовлекались ранее существовавшие месторождения, в одних случаях при этом подвергавшиеся лишь сравнительно незначительному изменению (Тюлюпо, Летувнинкас, 1973), в других — коренным образом изменявшие свой облик и состав (Язева, 1974) или уничтожавшиеся практически полностью. В Ташелгино-Майзаском районе метаморфизм и мигматизация, наложившиеся на магнетитовые руды, не привели к их коренному преобразованию. Даже в случаях наиболее интенсивного проявления этих процессов руды испытали лишь неравномерную перекристаллизацию с локальным переотложением магнетита.

Формирование рассеянного метаморфогенного магнетита в мигматизированных амфиболитах, равно как и мигматизация магнетитовых руд, сопровождается изменением и их магнитных характеристик, в частности, ведет к появлению магнитных аномалий. Игнорирование этого ведет к неправильной ориентации геологических поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Закруткин В. В. Амфиболы из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. — «Геология и геофизика», 1961, № 9.
- Ивонин И. П., Спейт Ю. А. Состав и происхождение Томского гранито-гнейсового массива (Кузнецкий Алатау). — «Геология и геофизика», 1969, № 7.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. — «Труды ин-та геол. наук АН СССР. Петрогр. серия», вып. 61, 1945.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1962.
- Летувнинкас А. И. Гранаты метаморфических и метасоматических пород Ташелгинского района. — В сб.: Вопросы минералогии и петрографии Зап. Сибири. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1972а.
- Летувнинкас А. И. Особенности состава роговых обманок основных метаморфических пород Ташелги (Горная Шория). — В сб.: Вопросы минералогии и петрографии Зап. Сибири. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1972б.

Летувнинкас А. И. Некоторые особенности формирования метаморфического комплекса Ташелги (Горная Шория).— В сб.: Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1974.

Мурзин В. С. О возрастной последовательности огнейсования и гранитизации в Порожинском массиве Горной Шории.— «Геология и геофизика», 1972, № 6.

Пожарицкий Л. П. Ташелгинская группа железорудных месторождений. — В сб.: Минеральная сырьевая база КМК. Томск, 1933.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», 1964.

Тюлюпо Б. М. Особенности геологического развития Ташелгино-Майзасской рудной зоны.— В сб.: Проблемы геологии и металлогении Сибири. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1969.

Тюлюпо Б. М., Летувнинкас А. И. Проявления метаморфизма в метасоматических магнетитовых месторождениях осевой зоны Кузнецкого Алатау.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 6.

Язева Р. Г. О плагиогранитизации и взаимоотношении колчеданного оруденения и плагиогранитов в Пильненско-Дегтярской вулканической полосе на Среднем Урале. — Ежегодник, 1973. Ин-т геол. и геохимии. Уральск. науч. центр АН СССР. Свердловск, 1974, с. 106—108.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕРВИЧНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СТЕПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, В. М. ЧЕКАЛИН, Л. А. ЗЫРЯНОВА

Качественно-количественная изменчивость оруденения, существующая на каждом месторождении, своеобразна и выражает интенсивность и направленность развития процессов рудообразования в конкретной геолого-структурной обстановке. Поэтому при выявлении общих закономерностей концентрации и рассеивания оруденения первостепенным является изучение его морфологических черт, которые, по определению Ф. Н. Шахова [1], перестают быть формальными, как только устанавливается их генетическая природа.

С этих позиций авторами рассматриваются особенности внутреннего строения рудной зоны Степного месторождения, которое является первым наиболее детально разведанным объектом вновь выделенного Рубцовского рудного района и характеризуется отчетливо выраженной неравномерностью в проявлении и размещении выявленного оруденения.

Таловское рудное поле, включающее Степное месторождение, располагается в юго-восточной части Рубцовской структурно-фациальной подзоны, геологическое строение которой имеет общие черты с другими геосинклинальными подзонами Рудного Алтая [2]. Наиболее древние образования рудного поля — палеозойские метаморфические сланцы и терригенные отложения суеткинской свиты (O_{1st}) слагают нижний (каледонский) структурный этаж, на котором с резким угловым несогласием залегают вулканогенные и осадочные породы среднего и верхнего девона и нижнего карбона, составляющие верхний (герцинский) этаж. По данным стратиграфического расчленения отложения среднего девона отнесены к березовской (D_2ef_3vr) и шипуновской (D_2qv_2schp) свитам, а верхнего девона — к давидовской (D_3fr_1dv) и каменевской ($D_3fr_{1-2}km$) свитам [3, 4].

Рудовмещающей толщей месторождения являются вулканогенно-осадочные отложения шипуновской и давидовской свит. В. М. Чекалиным [5] выделены три подсвиты в шипуновской свите и переходная пачка в давидовской свите, принятая за маркирующий горизонт. Интрузивные образования на месторождении развиты слабо и представлены единичными дайками пропилитизированных диабазовых порфиров, отнесенными Н. М. Кужельным [6] к жильным породам второго этапа змеиногорского комплекса (рис. 1, 2). На незначительном удалении (порядка 400 м) от мест локализации оруденения в отложениях шипуновской свиты выявлены небольшие субвулканические тела порфиров средне-верхнедевонского возраста [7].

В¹ структурном отношении месторождение приурочено к сложно построенной Степной брахиантиклинальной складке, осложняющей юго-восточную центриклинальную часть Таловской синклинали, которая, в свою очередь, является структурой второго порядка Рубцовского синклинали [2, 7, 8]. Брахиантиклиналь осложнена рядом разрывных нарушений, наиболее крупные из которых — Центральный, Западный и Промежуточный разломы, пересекая элементы складки и сочленяясь

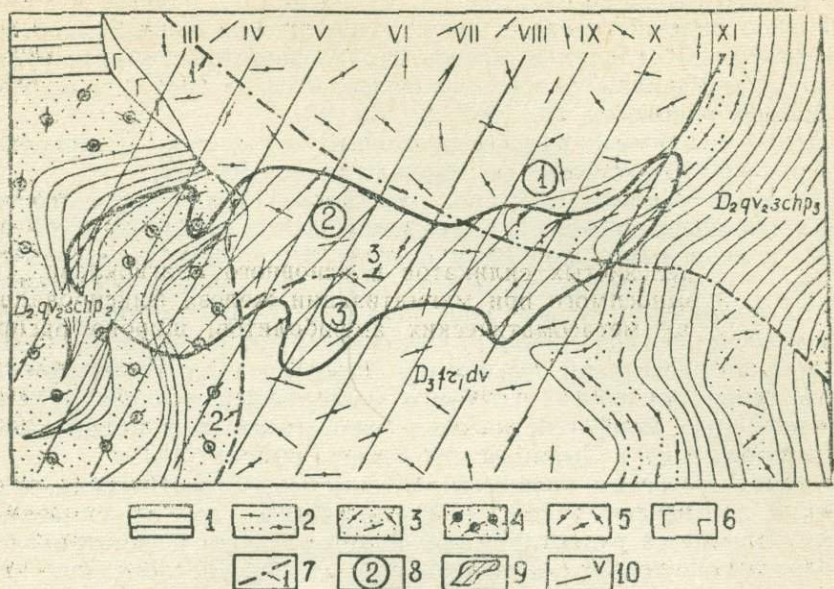


Рис. 1. Геологическая карта Степного месторождения. 1 — алевропелиты; туфы кислого состава; 2 — тонкообломочные слоистые; 3 — среднеобломочные; 4 — крупнообломочные; 5 — лавы кислого состава; 6 — диабазовые порфиры; 7 — разломы (1 — Центральный, 2 — Западный, 3 — Промежуточный); 8 — блоки (1 — Северный, 2 — Центральный, 3 — Южный); 9 — проекция рудной зоны; 10 — линии геологических разрезов

между собой, обуславливают в целом блоковую структуру месторождения. Тектонические блоки вдоль разломов смещены относительно друг друга по вертикали от первых десятков метров до 100—150 м.

По данным разведки месторождения, все выявленное в его пределах оруденение и сопутствующие ему новообразования составляют в пространстве единую зону рудной минерализации, общее простираание которой совпадает с простираанием главного структурного элемента — Степной брахиантиклинали. По протяженности зона прослежена более чем на 1500 м при максимальной ширине на горизонтальной проекции до 400 м и мощности порядка 100—120 м. В отдельных пересечениях она опускается до глубины 450 м.

При непрерывном распространении в разрезе рудовмещающей толщи, от средней пачки верхнешипуновской подсвиты до низов давыдовской свиты включительно, минерализованная зона в то же время характеризуется довольно сложным внутренним строением. Последнее определяется не только развитием в зоне как первичносульфидного, так и гипергенного оруденения, но и его морфологическим многообразием, отражающим интенсивность и пространственно-временную направленность процессов рудообразования на фоне установленной гео-

лого-структурной неоднородности отдельных тектонических блоков и месторождения в целом.

Рудная зона включает более 20 тел промышленных руд. Большинство рудных тел имеет сложную ленто- и линзовидную форму с пережимами, раздувами и постепенным выклиниванием без видимой связи с их структурной приуроченностью. В разрезе рудные тела залегают этажно, согласно напластованию вмещающих пород. Падение рудных тел определяется приуроченностью к определенным элементам структуры и меняется от 0 до 80°. Одно из оконтуренных рудных тел имеет вертикальное падение, занимая секущее положение относительно брахиантиклинальной складки и общего направления простираания рудной зоны (рис. 2). Размеры рудных тел колеблются от 50×50 м до 900×400 м при мощности от 1—2 до 33 м.

В целом первичные руды сопоставимы по составу и строению с рудами ряда рудноалтайских месторождений [9, 10, 11].

Исходя из особенностей пространственной локализации, состава и форм проявления оруденения, характера взаимоотношений его с окорудно измененными породами и с учетом временного положения оруденения в ходе многостадийного процесса минералообразования, сложность в строении рудной зоны определяем присутствием следующих морфогенетических типов оруденения: рудных залежей, рудных жил и ореолов рассеянной сульфидной минерализации. Принципиально такая градация оруденения Степного месторождения сделана аналогично выделению морфогенетических типов медных и полиметаллических месторождений в Зырянском рудном районе [14].

Рудные залежи являются ведущим морфогенетическим типом оруденения и отвечают участкам, благоприятным для максимального проявления процесса рудоотложения. Рудные залежи рассматриваются как геологические тела определенной морфологии, унаследующие внутреннюю структуру части рудовмещающей толщи, к которой они приурочены. Для большинства залежей характерна выдержанность состава и отсутствие какой-либо минералого-геохимической зональности отложения.

В пределах разведанной части месторождения залежи выявлены в Северном, Центральном и Южном блоках. В общих чертах все залежи подобны, но имеют некоторые различия в стратиграфической приуроченности, строении и взаимоотношениях с вмещающими породами и другими морфогенетическими типами оруденения (табл. 1).

Основная рудная залежь Северного блока, унаследовав структуру куполовидной складки, в северном крыле последней по простираанию и падению выклинивается постепенно, в южном же крыле наблюдается резкое тупое выклинивание ее у Центрального разлома, вдоль которого фиксируются рассланцованные хлоритизированные алевропедиты и микрокварциты с линзами и крупными обломками сульфидных руд. Факты свидетельствуют о том, что морфологическая асимметричность залежи предопределена именно существованием Центрального разлома, шов которого является южным началом залежи. Форма и взаимоотношение обломков и линз руд, отторженных от залежи, типичны, по А. С. Великому [13], для швов длительно живущих дорудных нарушений, подновленных пострудными подвижками.

Вмещающие залежь породы испытали наряду со слабой тектонической слабую гидротермальную проработку. Внутреннее строение залежи довольно однородно: преобладают сплошные руды, вкрапленно-прожилковые руды резко подчинены (табл. 1). Промышленные контуры рудной залежи почти всегда соответствуют ее геологическим контактам. Наиболее богатые руды приурочены к части залежи между Центральным разломом и сводом складки, где залежь достигает наи-

Сравнительная характеристика рудных залежей тектонических блоков Степного месторождения

Таблица 1

Рудные залежи	Стратиграфическое положение	Структурная позиция	Вмещающие породы	Масштабы и характер околорудных изменений	Структурно-текстурные особенности руд	Положение относительно-эрозионного среза
Рудная залежь Северного блока	Средняя часть верхнешипуновской подсвиты в 80 м от контакта с давыдовской свитой	В небольшой куполовидной приразломной складке северного крыла Центрального разлома	Алевропелиты	Висячий бок — маломощные зонки гидротермалитов серицит-хлоритового состава; лежащий бок — ореолы оруденелых гидротермалитов переменного состава	Сплошные массивные, полосчатые и брекчиевидные; незначительно прожилково-вкрапленные руды в лежащем боку и на выклинивании залежи в северном направлении	Скрытопогребенная
Рудная залежь Центрального блока	От низов верхнешипуновской подсвиты до переходной пачки давыдовской свиты	В северном крыле Степной брахиантиклинали субпослойно к ее внутренней структуре	Чередование первичнокремнистых и вулканогенных пород кислого состава	Гидротермалиты серицит-кварцевого, реже хлорит-серицит-кварцевого состава с реликтами исходных пород	Сплошные массивные, меньше полосчатые тонкозернистые руды. Развита вкрапленные, прожилково-вкрапленные, реже прожилковые руды	В центральной части месторождения выходит на эрозионный срез и подвергнута окислению
Рудная залежь Южного блока	Основание вулканогенной толщи давыдовской свиты	В южном крыле брахиантиклинали согласно с напластованием пород	Кровля — вулканиты кислого состава; лежащий бок — переходная пачка давыдовской свиты	Умеренная серицитизация и окварцевание	Центральная часть — густо вкрапленные, гнездово-вкрапленные руды на кварцевой основе, к периферии постепенное уменьшение содержания сульфидов с увеличением в нерудной составляющей серицита	Скрытопогребенная

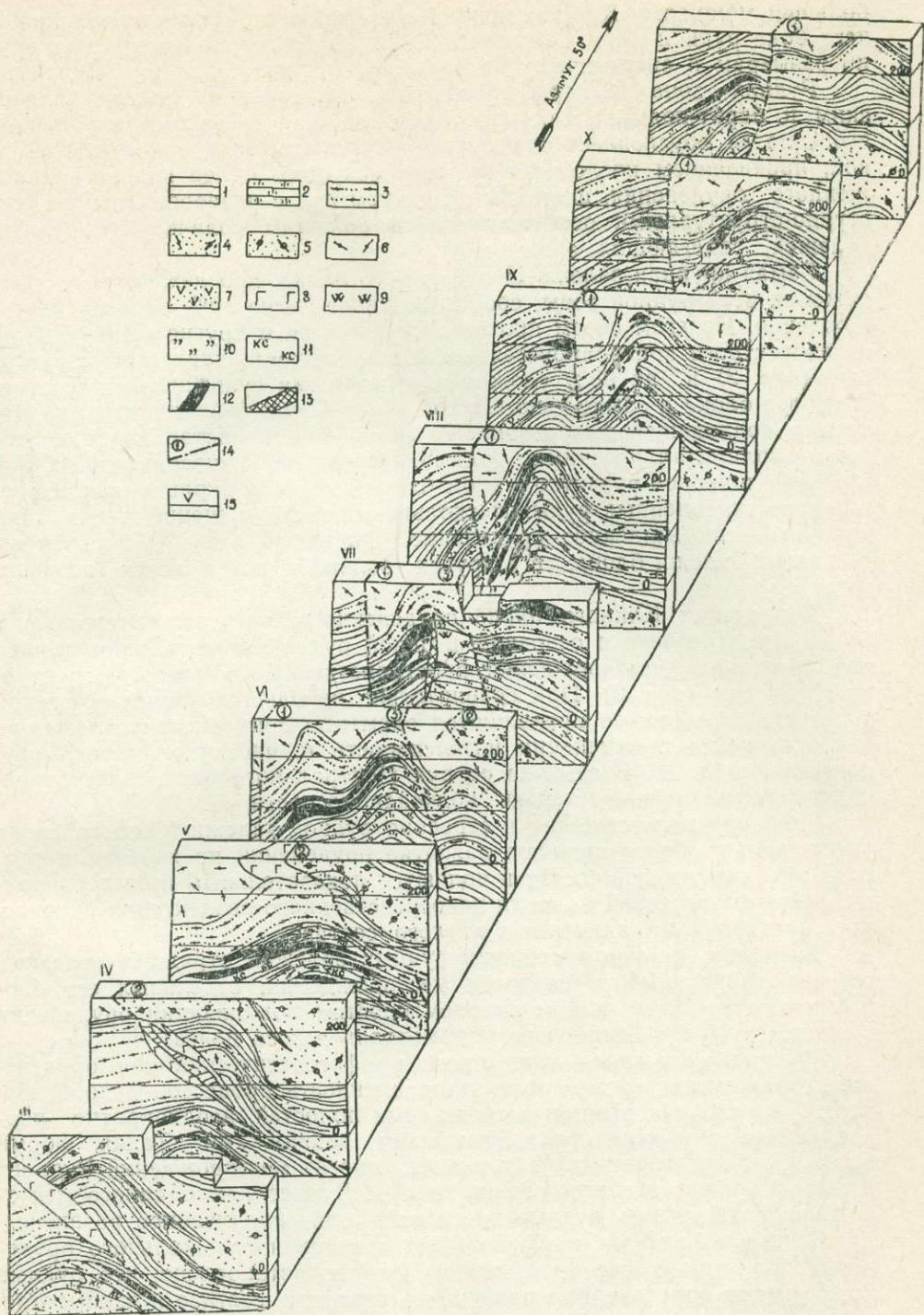


Рис. 2. Схематическая блок-диаграмма Степного месторождения.
 1 — алевропелиты; 2 — кремнисто-глинистые и кремнистые алевропелиты; туфы кислого состава; 3 — тонкообломочные слонистые; 4 — среднеобломочные; 5 — крупнообломочные; 6 — лавы кислого состава; 7 — туфы, туффиты основного состава; 8 — диабазовые порфириды; кварциты; 9 — черные и темно-серые; 10 — светло-серые; 11 — кварц-серицитовые породы; руды: 12 — полиметаллические; 13 — барит-полиметаллические; 14 — разломы (1 — Центральный, 2 — Западный, 3 — Промежуточный); 15 — номер геологического разреза

большей мощности. Кроме основной залежи, в гидротермалитах лежащего бока рудной зоны Северного блока выделены еще три небольших по размерам и аналогичных по строению рудных тела (рис. 2).

Рудная зона Центрального блока представлена полиметаллическим и барит-полиметаллическим оруденением. Сложное внутреннее строение ее обусловлено неоднородной геолого-структурной обстановкой, проявлением послыойного и резко секущего более позднего наложенного оруденения, широким развитием руд с разнообразными текстурно-структурными особенностями и большим количеством рудных залежей, залегающих этажно.

Самая крупная залежь Центрального блока, прослеженная на протяжении всей рудной зоны, сосредоточивает более 50% запасов месторождения. На всем своем протяжении она, как и другие более мелкие залежи, строго контролируется всеми элементами складчатой структуры (рис. 2) и на 98% сложена первичными сульфидными рудами. В центре блока в замке узко сжатой части Степной брахиантиклинали, близко подходящей к эрозионному срезу, она представлена окисленными полиметаллическими рудами. Среди первичносульфидных руд наиболее широкое развитие в этом блоке получили вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Несколько меньшее значение имеет прожилковое промышленное оруденение. Сплошные руды сосредоточены в главной залежи блока, а в других залежах встречаются незначительно.

В пределах Южного блока оруденение развито относительно слабо и сосредоточено в основном в одной рудной залежи, занимающей необычную для месторождения пространственную и геолого-структурную позицию (рис. 2). При сравнительно небольших размерах рудной залежи в строении ее проявляются элементы зональности отложения, выражающейся в изменении интенсивности и, частично, состава оруденения (табл. 1). В отличие от руд Центрального блока здесь отмечается более низкая степень колчедановосности.

Особенности положения и строения рудной залежи Южного блока указывают на более широкое развитие оруденения по вертикали разреза рудовмещающей толщи и являются показательным примером полной метасоматической колонки непосредственного воздействия рудоносных растворов на вулканы кислого состава.

В целом план размещения рудных залежей отражает основные геолого-структурные особенности месторождения, отдельных его блоков и соответствует общим закономерностям локализации оруденения в пределах Рудно-Алтайского полиметаллического пояса.

Рудные жилы — следующий морфогенетический тип оруденения, отражающий механизм и направленность процессов рудообразования в условиях открытых трещинных полостей, неоднократно подновляемых внутриминерализационными подвижками. Такая форма проявления оруденения характерна для многих месторождений Рудного Алтая (Среднее, Майское, Заводинское). В пределах Степного месторождения собственно рудные жилы получили ограниченное развитие.

Точные структурно-морфологические особенности жильного оруденения до конца еще не выяснены, однако установлено, что рудные жилы имеют определенные различия в строении, составе и взаимоотношениях с другими типами оруденения, в частности, с рудными залежами. Согласно принципам систематики жил Ф. Н. Шахова [1], на Степном месторождении можно выделить две группы жил.

Первая группа включает жилы, формирование которых происходило одновременно с отложением метасоматических руд. Комплекс рудных минералов жил аналогичен таковому в рудных залежах. Для

этих жил характерна текстурно-структурная неоднородность даже в пределах одного пересечения. Наряду с типично жильными наблюдаются структуры метасоматических образований, что отражает своеобразные сложные условия формирования, когда они являются частными формами проявления метасоматических руд и представляют как бы апофизы рудных залежей. Рудные жилы приурочиваются к открытым трещинам, фиксирующим зоны дробления, и повышенной трещиноватости в отдельных частях рудных залежей и выполняются минералами из тех же порций рудоносного раствора, что и сами залежи. Соответственно размерам трещин формировались либо крупные жилы, либо получило развитие прожилково-вкрапленное оруденение. Жилы не выдержаны по простиранию и мощности. Характерно постепенное укрупнение и обособление отдельных минералов к центру жилы, иногда намечается грубая полосчатость.

Рудные жилы второй группы более самостоятельны в отношении пространственного и временного (более позднего) проявления. Образованию этих жил предшествовали тектонические подвижки, приведшие к перестройке рудовмещающей структуры с возникновением новых секущих систем трещиноватости и зон дробления. Примером жил второй группы может служить линзовидное вертикально падающее тело барит-полиметаллических руд, приуроченное к трещине отрыва в замке брахиантиклинали в Центральном блоке. Маломощные и незначительные по протяженности жилы кварцево-барито-сульфидного состава отмечаются и в других частях месторождения.

В целом жилы этой группы пространственно приурочены к окварцованным породам, имеют четкие секущие контакты с вмещающими породами и метасоматическими полиметаллическими рудами и характеризуются большим разнообразием текстур выполнения: полосчатых, брекчиевых, крустификационных, друзовых, гребенчатых и других. От жил первой группы они отличаются, кроме того, количественным соотношением составляющих их минералов. Чисто сульфидные жилы редки, обычно в них содержание рудных минералов не превышает 50%, а нерудная масса представлена кварцем, баритом, меньше карбонатами. Взаимоотношения жильных минералов указывают на наличие нескольких пар генетических ассоциаций, в каждую из которых в переменных количествах может входить один и тот же минерал. Последовательная смена парагенетических ассоциаций: кварцево-сульфидная, сульфидно-кварцево-баритовая, халькопирит-кварцевая — является отражением прерывистости формирования жил.

Ореолы рассеянного сульфидного оруденения пользуются на месторождении широким развитием и являются характерными и непременными образованиями, пространственно и генетически связанными с рудными жилами и залежами. Отличия в строении и формах проявления позволяют выделить их в особый морфогенетический тип. Большая часть рассеянного оруденения, сопровождающая обычно все рудные залежи, тяготеет к лежащему боку и к их выклиниванию. Отдельные невыдержанные маломощные ореолы проявляются вдоль контактов рудных тел. Установлены самостоятельные ореолы, расположенные на значительном удалении от мест локализации основной массы промышленных руд. Суммарная мощность ореолов в несколько раз превышает мощность рудных залежей. Вещественный состав ореолов, взаимоотношения их с другими типами оруденения и вмещающими породами отражают изменение состава и характера рудной минерализации на разных стадиях формирования рудной зоны месторождения. Исходя из этого, все выявленное рассеянное оруденение можно представить в виде трех групп ореолов.

Наиболее широким развитием пользуются ореолы пиритизации, проявившиеся почти повсеместно, где породы рудовмещающей толщи несут следы гидротермальных изменений и часто соответствуют контурам «внешней зоны» измененных пород, по Б. Л. Бальтер [3]. Сульфиды ореолов пиритизации представлены в основном пиритом; галенит, халькопирит и сфалерит присутствуют в микроскопических количествах. Характер пиритизации во многом определяется составом исходных пород и степенью их изменения. В измененных алевропелитах пирит образует относительно крупные скопления, сложенные хорошо ограниченными кристаллами и их сростками размером до 0,5 см. В измененных туфогенных породах, а также в гидротермалитах карбонатно-хлоритового, серицит-кварцевого состава пирит присутствует в виде мелких кристаллов, равномерно распределенных в основной массе. Интенсивно окварцованные породы содержат тонкую рассеянную сыпь пирита.

Широкое площадное развитие ореолов пиритизации, их практически моносulfидный состав и соотношение с другими морфогенетическими типами руд дают основание относить их к образованиям, предшествовавшим массовому отложению сульфидов и являющихся составляющей гидротермалитов начальных стадий изменения рудовмещающей толщи.

Отдельные небольшие тела серного колчедана являются составной частью следующей группы ореолов рассеянного оруденения, сингенетичного рудным телам. Ореолы этой группы составляют обрамление рудных залежей и могут рассматриваться как переходные зоны от промышленных руд к вмещающим породам. Подобные шлейфы рассеянного оруденения характерны для многих месторождений Рудного Алтая, в частности для Золотушинского. Но в отличие от последнего на Степном месторождении ореолы сосредоточены в лежащем боку, отчасти на выклинивании рудных тел и почти не проявляются в висячем боку.

К этой же группе отнесены и ореолы, расположенные на некотором удалении от рудных тел в пределах верхнешипуновской подсвиты. В верхней части разреза рудной зоны, в давидовской свите рассеянное оруденение проявилось слабо и тяготеет к нижнему контакту переходной пачки. Большинство этих ореолов приурочено к участкам интенсивных гидротермальных изменений или к геологическим контактам пород. Основу ореолов составляют в разной степени измененные (серицитизированные, окварцованные, хлоритизированные) породы, в которых рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность, реже гнезда и маломощные невыдержанные прожилки. Комплекс сульфидов ореолов рассеянного оруденения аналогичен рудным залежам. Суммарное содержание сульфидов весьма непостоянно и участками достигает промышленных значений.

Минералогическое изучение парагенетических ассоциаций ореолов этого типа свидетельствует об их наложении на дорудные ореолы пиритизации и соответствуют начальным стадиям рудного метасоматоза.

Последнюю группу ореолов составляет рассеянное прожилковое оруденение, получившее развитие в основном на более глубоких горизонтах и не всегда имеющие связь с местами локализации основной массы руды. Наиболее развиты эти ореолы на восточном фланге месторождения в породах среднешипуновской подсвиты. В Центральном блоке довольно мощные и выдержанные ореолы прожилкового оруденения развиты в лежащем боку и на выклинивании по падению рудной зоны. Отдельные части ореолов этого блока по содержанию рудных минералов отвечают кондициям и включены в контуры промышленных

рудных тел. В Южном блоке они менее развиты и размещаются непосредственно в лежащем боку рудной залежи.

В морфологическом отношении ореолы прожилкового оруденения представляют невыдержанные по строению и размерам штокверкообразные зоны, сформировавшиеся на участках проявления внутри-минерализационных подвижек в однородно-массивных хрупких породах. Минеральный состав оруденения в ореолах идентичен жилам выполнения. По минеральным ассоциациям выделяются следующие прожилки: кварцевые с сульфидами, полисульфидные, кварцево-баритовые с сульфидами, кварц-карбонатные с сульфидами.

Все описанные морфогенетические типы первичного оруденения Степного месторождения являются производными единого прерывисто-непрерывного процесса рудообразования и почти полностью отражают морфологическое и минеральное разнообразие выявленного в пределах Таловского рудного поля оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.
2. Беляев А. П., Чекалин В. М., Строителев А. Д., Степченко Г. С. Основные черты геологии и перспективность нового Рубцовского рудного района. — Вопросы геологии и географии Сибири. Материалы научной конференции выпускников ГГФ. Томск, Изд-во ТГУ, 1972.
3. Бальтер Б. Л., Беляев А. П., Чекалин В. М. Литолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи полиметаллического оруденения Степного месторождения. — Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, вып. 5, 1970.
4. Строителев А. Д., Чекалин В. М., Бальтер Б. Л., Беляев А. П. Особенности геологического строения и оруденения Степного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). — «Труды Томского университета», т. 232. Серия геол.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, 1972.
5. Чекалин В. М. Стратиграфия палеозойских отложений Таловского рудного поля. — Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 9, 1974.
6. Кужельный Н. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения северо-западной части Рудного Алтая. — «Геология и геофизика», 1962, № 5.
7. Беляев А. П., Чекалин В. М. Геологическое строение и перспективы Таловского рудного поля (Рубцовский район Рудного Алтая). — В сб.: Методы поисков скрытых полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. М., Изд-во ЦНИГРИ, 1974.
8. Чекалин В. М., Беляев А. П., Строителев А. Д., Бальтер Б. Л. О возрасте полиметаллического оруденения Степного месторождения. — Тезисы докл. научно-техн. конф. «Проблемы комплексного изучения девонских прогибов Саяно-Алтайской горной области». Новокузнецк, 1972.
9. Горжевская С. А. Некоторые особенности минералогии полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Труды ВАГТа», 1957.
10. Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Доклады АН СССР, т. 130, № 1, 1970.
11. Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.
12. Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. — В сб.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Госгеолтехиздат, 1957.
13. Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд-во ЛГУ, 1961.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю. В. ИНДУКАЕВ

Алтае-Саянская область представляет собой сложную складчатую систему, отдельные регионы которой различаются между собой историей геологического развития, особенностями магматизма и металлогении. Сложность и гетерогенность в строении области обусловлены направленным полициклическим ее развитием [15]. В целом на территории Алтае-Саянской области выделяются комплексы пород и рудных образований трех тектоно-магматических циклов: протерозойского (байкальского), салаиро-каледонского и герцинского. В двух последних циклах довольно отчетливо выделяются металлогенические эпохи: салаирская, собственно каледонская, раннегерцинская и позднегерцинская [15]. Каждый тектоно-магматический цикл, выделенный для области, характеризуется стадийностью своего проявления. Последнее обуславливает появление магматических и рудных формаций, типичных для доскладчатых, соскладчатых и послескладчатых стадий развития геосинклинальных областей [15]. В этой сложной и длительной истории развития Алтае-Саянской области, в связи с разнообразными магматическими формациями разных циклов, эпох и стадий, образуются обширные и многочисленные скарновые поля, с которыми ассоциируют руды Fe, Co, Cu, W, Mo, Au, Pb, Zn и других металлов. Как показали комплексные исследования этих месторождений, они характеризуются большим разнообразием. В частности, данные месторождения различаются между собой по геологическим условиям своего нахождения, по вещественному составу руд и измененных пород, по связи с разнообразными формационными типами магматических пород, по времени образования и т. д. Удобнее всего эти месторождения характеризовать, группируя их на основе общности генетических признаков, то есть по рудным формациям. Последние, как понятия собирательные, включают в себя наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности процесса и условия рудообразования данного формационного типа. Наличие в контактово-метасоматических месторождениях тех или иных полезных компонентов определялось природой среды (физико-химическими условиями), из которой они откладывались. Это зависело от того, какой полезный груз несли постмагматические растворы, формировавшие эти месторождения, то есть определенные физико-химические и геологические условия способствовали образованию конкретных

генетических групп месторождений (рудных формаций). Исходя из характера ведущего полезного компонента руд, все формации контактово-метасоматических месторождений подразделяем на железорудную, мышьяково-кобальтовую, золоторудную, медно-молибден-вольфрамовую, молибден-вольфрамовую (молибден-редкометалльно-вольфрамовую), вольфрам-молибден-полиметаллическую и полиметаллическую. Каждая из этих формаций связана с определенными типами магматических формаций, а последние обусловлены характером и типом развития структурно-формационных зон Алтае-Саянской области. Именно рудные формации определяют металлогенический профиль зон и поясов земной коры [2, 4, 15]. Отсюда очевидна связь между эндогенными рудными формациями, магматизмом, геотектонической обстановкой и стадией тектоно-магматического цикла развития района, подмеченная еще С. С. Смирновым [18], Ю. А. Билибиным [2] и рассмотренная позднее в работах многих ученых [4, 12, 15, 16 и др.]. Таким образом, каждая рудная формация представляет собой группу месторождений, генетически связанных с родственными по составу и происхождению интрузивными комплексами или магматическими формациями и характеризующихся однотипным вещественным составом в отношении ведущих промышленно ценных компонентов. Поскольку объем статьи ограничен, приведем только краткую характеристику некоторых названных формаций, отметив наиболее главные закономерности их образования и распространения. При этом железорудная формация подробно охарактеризована нами ранее [8, 9] и здесь рассматриваться не будет.

Мышьяково-кобальтовая формация контактово-метасоматических месторождений связывается с субплатформенными, посторогенными чарышским габбро-диабазовым (габбро-диорит-диабазовая формация) и торгалыкским габбро-сиенитовым (габбро-сиенитовая формация) комплексами. Месторождения Горного Алтая (Владимирское и ряд мелких рудопроявлений), генетически связанные с первым комплексом, ассоциируют пространственно и генетически с штоко-и дайкообразными телами малых интрузий диабазового и габбро-диабазового состава, локализующимися в зоне смятия Чарышско-Теректинского глубинного разлома [3, 15]. В связи с торгалыкским комплексом подобные месторождения известны в Западном Саяне и Туве. В составе кобальтовых руд выделяются никельсодержащий кобальтин, пирротин, герсдорфит, глаукодот, данаит, халькопирит, шмальтин-хлоантит и др. Рудные минералы ассоциируют с амфиболами, эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, пироксеном и реже гранатом. Характерными элементами руд являются Fe, Co, Ni, Cu, As.

Месторождения медно-вольфрам-молибденовой формации распространены в так называемой Батеневско-Беллыкской зоне, которая входит в складчатую систему каледонид Алтае-Саянской области [35]. Данная формация подробно охарактеризована нами ранее [10], поэтому здесь рассматриваться не будет.

Месторождения молибден-редкометалльно-вольфрамовой формации распространены в пределах Горного Алтая и развиты в областях завершенной складчатости, позднее подвергавшихся процессам тектоно-магматической активизации. Однако в этом случае процессам активизации не свойственны контрастные дифференцированные движения блоков земной коры в виде крупных поднятий и их периферических прогибов. В Горном Алтае месторождения данной формации распространены в Холзунско-Чуйском антиклинории, входящем в систему поздних каледонид Алтае-Саянской области, а также

в некоторых сопредельных структурах раннекаледонской консолидации. Здесь рудоносные позднегерцинские граниты прорывают эпигеосинклинальный комплекс пород, представленный молассоидной красноцветной формацией силура и терригенно-вулканогенными образованиями девона и нижнего карбона, в которых вулканиты имеют кислый состав и являются типичными проявлениями субсеквентного вулканизма. Гранитный магматизм, по В. Т. Покалову [17], в Горном Алтае проявился вслед за субсеквентным вулканизмом. Возможно, здесь происходило перманентное развитие магматизма от плутонического орогенной стадии геосинклинали через субсеквентный — к интрузиям лейкократовых гранитов, с которыми ассоциируется оруденение. Месторождения и рудопрооявления локализуются как среди интрузивных массивов, так и в околоинтрузивных зонах, образуя рудные узлы, положение которых в геологических структурах Горного Алтая в значительной степени и определяется размещением указанных магматических комплексов. Закономерности пространственного размещения проявлений магматизма данного типа предопределяют региональные особенности локализации оруденения. Отмечается приуроченность магматических образований к зонам глубинных разломов и сопровождающим их зонам смятия и метаморфизма. По своему составу интрузивные образования соответствуют породам формации гранитных батолитов (калиевые граниты). Контактный метаморфизм, вызванный данными интрузиями, проявляется обычно в полосе шириною 0,5—2,5 км. При этом характерными являются следующие виды изменения вмещающих пород: а) мраморизация и скарнирование известняков с образованием везувиан-гранатовых, гранат-пироксеновых и волластонитовых скарнов; б) ороговикование эффузивов и туфов с образованием кварц-полевошпатовых роговиков и магнетитизацией гематитсодержащих туфов; в) ороговикование песчано-сланцевых отложений с образованием биотитовых, кварц-биотитовых, кордиеритовых, андалузитовых пятнистых и узловатых роговиков. Скарновые месторождения в связи с этими интрузиями распространены широко. Они представляют собой либо тела и линзы скарнов, согласные с вмещающими толщами (скарнирование отдельных горизонтов), либо поля скарнированных пород в надынтрузивных зонах и скарны в зонах дробления. Размеры тел различны; от единиц до десятков кв. метров. На одном из месторождений известно большое количество скарновых тел общей площадью около 7 км². Подавляющее большинство скарнов локализуется в близких экзоконтактах интрузий кислых гранитоидов и образуется за счет изменения карбонатных песчано-сланцев и реже эффузивных пород. Описываемые месторождения характеризуются часто совмещением в пределах рудного поля процессов скарнирования, грейзенизации и образования кварцевых жил с комплексом ценных минералов. Так, в кварцевых жилах содержатся: магнетит, молибденит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, пирит, берилл, висмутин, флюорит, полевошпат и другие. Жилы располагаются как в пределах гранитов, так и среди скарнов. Температуры формирования грейзенов и кварцевых жил укладываются в пределах 450—200°. В данных месторождениях рудоотложение происходило как в алюмосиликатной, так и в карбонатной среде. Поэтому здесь наряду со скарновыми рудными телами имеются кварцевые рудные жилы, штокверковые и грейзеновые рудные тела. При этом в карбонатной среде отлагались те же рудные компоненты, что и в алюмосиликатной, хотя и с заметно большей концентрацией вольфрама. Литологический состав вмещающих оруденение пород (карбонатный или алюмосиликатный) влиял на минеральный тип оруденения. В карбонатных под воздействием постмагматических растворов развивались известковые скарны, а в алюмо-

силикатных — калишпатизированные, альбитизированные, грейзенизированные, серицитизированные и окварцованные породы.

Скарновая вольфрамо-молибдено-полиметаллическая формация пользуется распространением на территории Горного Алтая. Представителями этой формации являются месторождения и рудопроявления центральной и северо-западной части Ануйско-Чуйского синклинория (Ширгайтинское, Солонешенское, Большой Яломан и др.). Оруденение имеет связь с складчатыми герцинскими гранитоидными интрузиями, относимыми к формации гранодиорит-тоналитовых батолитов (Яломанский комплекс — массивы Яломанский, Кувашский, Шебалинский, Кадринский [6, 11, 21]). Отмеченная связь доказывается пространственной приуроченностью месторождений к контактам гранитоидных интрузий, а также аналогией элементов-примесей в рудах и породах интрузивов. Обычно вмещающими породами гранитоидов и месторождений являются метаморфизованные карбонатно-песчано-сланцевые толщи, реже — вулканогенные образования. Оруденение чаще всего развивается в скарновых зонах экзоконтактовой части гранитоидных интрузий, контролируясь сетью трещинных структур либо межпластовых срывов [6, 21]. Скарново-рудные зоны локализованы либо непосредственно в области экзоконтакта (оруденение Большой Яломан), либо на некотором удалении от контакта с интрузиями (Ширгайтинское). Скарнирование и оруденению подвергаются обычно пестрые пачки пород, представленные переслаиванием известняков и известняково-глинистых сланцев с глинистыми сланцами, эффузивами, которые нередко прорваны дайками. Для месторождений в целом характерно пространственное совмещение процессов контактового метаморфизма, скарнирования и гидротермально-сульфидной минерализации [6, 21]. Процесс минералообразования характеризуется значительной продолжительностью во времени и многостадийностью. Наряду с сульфидами Pb, Zn, Cu и Fe, образующимися в более поздние стадии гидротермального этапа, на ранних стадиях происходило формирование молибденита и шеелита. Неоднократное рудоотложение происходило в условиях возобновляющихся тектонических подвижек. Характерные парагенезисы минералов раннего скарнового этапа — гранат и пироксен. Далее следует отложение магнетита и шеелита. В более поздние стадии образуются эпидот, актинолит и хлорит. Между содержанием вольфрама и других рудных компонентов никаких корреляционных зависимостей не намечается [6, 21]. Сульфидный этап чаще всего характеризуется несколькими стадиями минерализации. Более ранняя представлена ассоциацией молибденита, халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита, а поздняя — халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, борнитом и другими минералами. Завершается гидротермальный этап проявлением кварц-карбонатной минерализации, нередко с флюоритом и небольшим количеством сульфидов. Продолжительность и многостадийность процессов минералообразования и сложность парагенетических ассоциаций, нередко пространственно распределенных по определенным зонам площади месторождений, привели к зональному строению рудных полей. Так, на Ширгайтинском месторождении отмечается довольно четкая вертикальная зональность, обусловленная сменой свинцово-цинковых и медных руд медно-молибденовыми рудами [6]. По отдельным разрезам Дистановым Э. Г. и Тычинским А. А. [6, 21] отмечается значительное увеличение с глубиной количества вкрапленности пирротина во вмещающих породах (известково-глинистых и глинистых сланцах). Структурно-морфологические типы оруденения представлены либо линзовидными скарново-рудными метасоматическими залежами, либо трещинными жилами в скарнированных

зонах экзоконтакта, вблизи гранитоидных массивов, концентрируясь в области повышенного расщеливания и трещиноватости.

Роль стратиграфо-литологического контроля при формировании полиметаллических рудопоявлений велика и рассмотрена для Алтая многими учеными [6, 11, 20 и др.]. На основании этих данных устанавливается, что оруденения по стратиграфическому разрезу распределяются крайне неравномерно. Подавляющее число их (около 65%) сконцентрировано среди отложений девона, примерно 30% зафиксировано в толщах ордовика и силура и приблизительно 5% встречено в осадках кембро-ордовика и позднепалеозойских гранитоидах. Такое положение в какой-то мере связано с тем, что с течением времени изменяются физико-механические свойства, в особенности пористость пород. Однако основную роль при этом играет то условие, что рудонесные интрузии локализуются в наиболее молодых, преимущественно девонских отложениях. В породах одного и того же или близкого возраста определяющее влияние на состав оруденения имеет литология и строение вмещающих толщ [20]. Большое значение в локализации оруденения имеет тектонический контроль. В одних случаях предпочтение отдается пликативным структурам, в других случаях решающее значение отводится дизъюнктивной тектонике. Подавляющее большинство рудопоявлений контролируется зонами трещиноватости, оперяющимися более крупные разрывные структуры (разломы). При этом они могут располагаться в ядрах синклиналей (Верхнеширгайтинское рудопоявление), близ замковых частей антиклиналей (Нижнеширгайтинское рудопоявление) или в моноклинально падающей толще (Адатканское рудопоявление).

Скарново-полиметаллическая формация пользуется небольшим распространением в Алтае-Саянской области. К ней можно отнести Улуг-Шанганское и Акхемское рудопоявление в Туве, некоторые месторождения Горного Алтая и Хакасии. Месторождения данной формации генетически связаны со складчатыми интрузиями гранитоидов повышенной основности, относящихся к формации гранитоидных батолитов «пестрого состава». Вмещающими скарнорудные зоны породами являются известняки, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в контактовых зонах гранитоидных массивов. Околорудные изменения представлены скарнированием эпидотизацией, хлоритизацией. Оруденение обычно развивается в виде прожилков, неравномерной вкрапленности, отдельных гнезд и сливных, массивных руд в скарновых зонах экзоконтакта и вблизи контакта в скарнированных участках вмещающих пород. Характерными минеральными ассоциациями являются: гранат, диопсид, геденбергит, эпидот, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тенантит, борнит, линнеит. В качестве примера месторождений характеризуемой формации можно указать Улуг-Шанганское рудопоявление [6], генетически связанное со складчатыми интрузиями гранитоидов Таннуольского комплекса. Зоны сульфидной полиметаллической минерализации накладываются на диопсид-гранатовые и эпидот-гранатовые скарны в пределах останцов кембрийских известняков среди гранитов и гранодиоритов вышеназванного интрузивного комплекса.

Золоторудная формация пространственно и генетически связана с раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов формации батолитов «пестрого состава». С различными комплексами этой формации в разных частях Алтае-Саянской области развиты в общем-то однотипные золоторудные контактово-метасоматические месторождения. Так, с Таннуольским комплексом в Туве связаны скарновые оруденения Талса-Каахемского междуречья (Байсютский, Зубовский, Фе-

доровский и другие рудные узлы), с Ольховским — месторождения Ольховско-Чибихевского района в Восточном Саяне, с Мартайгинским — скарновое Натальевское месторождение Мартайги, с гранитоидными батолитами Улень-Туимского комплекса ассоциируют Калиостровское и Ольгинское в Кузнецком Алатау и другие. Материнские гранитоидные массивы не обнаруживают пространственной связи с вулканогенными породами и, как правило, имеют огромные размеры, образуя батолитоподобные и лакколитоподобные тела, штоки и межформационные залежи (удлиненно-вытянутые в линейных зонах прогибов и изометричные или овальные — в зонах поднятий). Интрузивы имеют весьма пестрый состав и обычно представлены диоритами, тоналитами, гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами, гранитами, монцонитами, граносиенитами, сиенитами, которые взаимосвязаны друг с другом постепенными переходами и лишь между отдельными породами наблюдаются фазовые взаимоотношения. Массивы гранитоидов имеют постепенные переходы с вмещающими породами, содержат многочисленные останцы последних и унаследуют их состав. Вмещающая среда оказывает существенное влияние на состав плутонов. Золотоносные батолиты чаще всего размещаются в переходной зоне от геосинклинального прогиба с вулканогенным заполнением к зоне внутригеосинклинального поднятия с терригенно-карбонатным типом разреза. Характерным для химизма пород магматической формации является преобладание Na над калием. Петрологические и петрохимические особенности гранитоидов указывают на происхождение их на месте залегания, а условия образования наиболее полно объясняются гипотезой магматического замещения [7, 13, 14].

Все месторождения золоторудной формации характеризуются большим разнообразием минералогического состава и сложной историей формирования. Для всех месторождений выделяются скарновый и многостадийный гидротермальные этапы. В скарновый формируются известковистые послемагматические, а в некоторых месторождениях магнезиальные (Натальевское, Тарданское) скарны магматической стадии замещения. Магнезиальные скарны сложены диопсидом, форстеритом, шпинелью (Натальевское), развиваясь за счет магнезиальных карбонатных пород, входящих в состав литологически неоднородной эффузивно-осадочной толщи. В послемагматическую стадию эти скарны замещаются известковистыми (гроссуляр-везувиановыми).

Известковые скарны характерны для всех месторождений и образуются они в раннюю (щелочную) послемагматическую стадию. Главными минералами этих скарнов являются: гранат, пироксен, вилламит, скаполит и везувиан. Наиболее распространены существенно диффузионные, биметасоматические скарны. Многие скарновые колонки зональны. На отдельных месторождениях широко распространены инфильтрационные скарны, образовавшиеся на месте диффузионных биметасоматических, в связи с дальнейшим развитием процессов послемагматического скарнообразования (Лебедское). Результатом этого процесса являются андрадитовые скарны, которые оказались наиболее благоприятной средой для локализации золота. При наложении последующих стадий развиваются процессы минералообразования гидротермального этапа. При этом происходит полное или частичное разложение граната и пироксена с образованием эпидота, амфиболов, кварца и кальцита. Процесс рудообразования на многих месторождениях начинается с образования магнетита, что связано с наметившимся еще в период скарнообразования повышением кислотности растворов. В дальнейшем (в более щелочной среде) в различной последовательности происходило отложение сульфидов и других рудных минералов,

в том числе и золота. Последнее распределяется в скарновых зонах неравномерно, что обуславливается структурными и литологическими факторами. Золотом обогащены зоны дорудного дробления и катаклаза, участки повышенной трещиноватости, области андрадитовых скарновых тел и магнетитовых руд, претерпевших перекристаллизацию. Месторождениям характеризуемой формации свойственно непостоянство состава сульфидных минералов. Так, для Синюхинского месторождения продуктивная ассоциация (Н. В. Петровской) представлена борнитом, халькозином, халькопиритом, аксессуарная мелонитом. Для Лебедского эта ассоциация характеризуется сочетанием пирита и халькопирита, а из редко встречающихся отмечаются сфалерит, галенит, тетрадимит. Для оруденелых магнезиальных скарнов Натальевского месторождения распространена ассоциация: борнит, халькопирит, виттихенит. Для известковых скарнов здесь же отмечается сочетание пирита и халькопирита, а из редко встречающихся — сфалерит, галенит и тетрадимит. В рудах отсутствует прямая зависимость в содержании Au от количества сульфидов. Дисперсное золото присутствует во всех сульфидных минералах независимо от времени их образования. Повышенные содержания Au характерны пиритам. Au концентрируется в арсенопирите, халькопирите и других. В свою очередь, пирит и другие сульфиды характеризуются пониженным содержанием Co, по сравнению с сульфидными железорудными месторождениями, связанных с аналогичным формационным типом интрузий. Очевидно, выделение дисперсного золота происходило одновременно с кристаллизацией самих сульфидов. В. А. Вахрушев считает, что мы вправе говорить о привносе Au и его отложении в продолжение всего сульфидного этапа формирования золоторудных месторождений. Это в равной мере относится как к дисперсному, так и к видимому или свободному золоту [3]. Аналогичная картина отмечается и для Ag, Se, Te, Co, Ni и других металлов. Названные элементы рассеиваются во многих сульфидах и одновременно могут образовывать самостоятельные минералы. В составе сульфидов золотоносных скарновых руд медьсодержащие сульфиды резко преобладают над другими. В гранатах всех месторождений устанавливается примесь Mo, Sn, Sc, Ag, Ga, Pb. Во всех сульфидах присутствуют Se и Te. Магнетитовое оруденение в золоторудных месторождениях представляет в большинстве случаев лишь минералогический интерес.

Формация сложных комплексных (Mo, W, Nb, Ta, TR, Be, Pb, Cu, Li и др.) руд известна в Восточном Саяне и отчасти в Кузнецком Алатау [5]. Скарновые месторождения этой формации связаны со своеобразной формацией малых интрузий молодых послекаледонских щелочных гранитов (сейбинского типа). По своему характеру и времени образования данная магматическая формация относится к субплатформенным и близка к формации «глыбовых зон» [22]. Щелочные граниты слагают дайкообразные и штокообразные крутопадающие тела, которые располагаются в виде зон протяженностью в десятки, реже — сотни километров. Как правило, они приурочены к региональным разломам. Приуроченность массивов к зонам разломов, секущее положение их по отношению к вмещающим породам и вытянутая форма характеризуют их как своеобразные трещинные интрузии. В структурном отношении массивы щелочных гранитов и связанные с ними скарновые месторождения тяготеют к областям сочленения докембрийских структур с каледонскими или каледонских структур с наложенными девонскими грабен-прогибами. Так, например, в Восточном Саяне известны Сейбинский и Мало-Сейбинский массивы, которые приурочены к зоне сопряжения докембрийского

Дербинского антиклинория с каледонским Сисимо-Казырским синклиниорием. В совокупности с другими подобными телами сейбинские интрузивы образуют цепочку северо-западного простирания, несколько секущую по отношению к складчатым структурам нижнекембрийских и докембрийских толщ. Массивы приурочены к зонам тектонических нарушений и имеют трещинный характер внедрения. Петрографический состав пород массива преимущественно отвечает щелочным биотит-амфиболовым гранитам. Элементами-примесями данных гранитов являются Mo, W, Sn, Cu, Pb, Zr, Nb, Be, Li. Экзоконтактовые изменения гранитов выразились в развитии весьма мощных зон контактово-измененных пород. На участке Мало-Сейбинского массива на контакте с гранитами прослеживается оторочка почти мономинеральных пироксеновых скарнов шириною в 5,0—20 м. Последние сменяются по мере удаления от интрузива, везувиан-гранатовыми, везувиан-гранат-пироксеновыми, пироксен-гранатовыми и другими скарнами, пироксеновыми метасоматитами и роговиками. На расстоянии 50—150 м от массива гранитов скарны и роговики постепенно переходят в мраморизованные известняки и глинистые сланцы. В ореоле Мало-Сейбинского массива отмечаются также пироксен-скаполитовые скарны и своеобразные скаполит-флюоритовые и скаполит-флюорит-везувиановые жилы (жилы скарны). Кроме того, они содержат гранат, пироксен, кварц, кальцит, а из аксессуарных — циркон, фенакит, пироксенол, фергусонит и др. В ореоле Мало-Сейбинского массива установлена разнообразная минерализация [5]. В распределении ее отмечается своеобразная зональность, которая выражается в наличии нескольких рудоносных зон. Первая, самая близкая к центру массива, зона представлена эндоконтактовыми мелкозернистыми гранитами, обогащенными цирконом, пироксеном, иногда фергусонитом. В следующей — экзоконтактовой зоне развиты скарны, содержащие молибденит и шеелит в виде гнезд, вкрапленности и прожилков. Далее идет зона распространения пирротиновых залежей и бурых железняков. Завершают рудный процесс прожилки флюорита, иногда с фенакитом и бериллом, как правило, пересекающие пирротиновые тела. Е. Л. Данилин, основываясь на определениях абсолютного возраста, а также петрологических и металлогенических особенностях массивов, относит их к посленижнекарбонovým-пермским [5]. Подобные тела гранитоидного состава, по мнению А. Д. Щеглова [22], в древнейших складчатых сооружениях формируются в процессе так называемой их «активизации», когда магма получает доступ в верхние слои литосферы по глубоким расколам фундамента. По-видимому, сейбинские граниты представляют одну из форм магматической деятельности, отвечающей верхнепалеозойскому процессу тектонической активизации региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Тюлюпо Б. М., Чистяков В. К. Геохимические особенности и закономерности локализации некоторых контактово-метасом. месторожд. Алтае-Саянской области. — Сб. Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет (1917—1967), Томск, 1968.
2. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Гостеолтехиздат, 1955.
3. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, «Наука», 1972.
4. Горжевский Д. И., Козеренко В. И. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. «Недра», 1965.
5. Данилин Е. Л. О петрологических особенностях и металлогении сейбинских гранитоидов. — Сб. Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968.

6. Дистанов Э. Г., Тычинский А. А. Рудные формации свинцово-цинковых (полиметаллических) месторождений Алтае-Саянской области.—Сб. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
7. Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарноворудных месторождений.—В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.—«Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ.», М., Госгеолтехиздат, 1960.
8. Индукаев Ю. В. Некоторые закономерности образования контактово-метасоматических месторождений железа.—«Тр. Томского ун-та. Сер. геол.», т. 201, 1972.
9. Индукаев Ю. В. Физико-химические и структурно-геологические условия образования скарновых месторождений Алтае-Саянской области.—Сб. Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1976.
10. Индукаев Ю. В. Некоторые закономерности формирования скарновых месторождений меди, вольфрама и молибдена Хакассии и Горного Алтая.—Сб. Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, 1974.
11. Кононов А. Н. Яломанский гранодиорит-адамеллитовый комплекс центральной части Горного Алтая.—«Тр. восточ. научно-иссл. горно-рудн. ин-та», вып. 9, 1969.
12. Константинов Р. М. Основные термины и понятия, применяемые для характеристики эндогенного оруденения и сопутствующих гидротермальных изменений вмещающих пород.—В сб.: Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.
13. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», № 2, 1952.
14. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.—В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
15. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.—Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967.
16. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
17. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972.
18. Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», № 3, 1946.
19. Сотников В. И. Вольфрамо-молибденовые рудные формации.—В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.
20. Тычинский А. А. О роли стратиграфо-литологического контроля в формировании полиметаллических месторождений Горного Алтая.—«Геология и геофизика», 1961, № 4.
21. Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая.—«Тр. ГГИ СО АН СССР», вып. 13, 1963.
22. Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.—«Тр. ВСЕГЕМ», т. 103, 1964.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ БУХТАРМИНСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ

Ф. Г. ДАВИДОВ

Под Бухтарминским районом на Рудном Алтае понимается площадь, расположенная в нижнем течении р. Бухтармы на ее правом и левобережье и ограниченная с юго-запада р. Иртышом, а с северо-востока—юго-западными отрогами Ульбинского хребта. Этот район всегда привлекал исследователей своеобразием геологического строения и наличием мелких по запасам, но богатых по содержанию металлов свинцово-цинковых месторождений, известных с начала XIX столетия. Большое значение для познания геологического строения и металлогении района имели работы В. А. Крата, П. П. Пилипенко, Б. С. Митропольского и М. К. Паренаго, В. П. Нехорошева, Н. Л. Бубличенко, М. Г. Хисамутдинова, Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева, А. К. Каюпова и Е. А. Флерова, П. Ф. Иванкина, П. В. Иншина, В. М. Иншиной и др.

В 1971—1973 гг. в районе проводились крупномасштабные прогнозно-металлогенические исследования геологами Восточно-Казахстанского геологического управления (М. С. Козлов, Ф. Г. Давыдов и др.), в результате которых получены данные, позволяющие по-новому осветить некоторые особенности геологического строения и металлогении Бухтарминского района.

Рассматриваемый район на всех схемах тектонического районирования 60 и 70-х годов [3, 4, 13] относится к юго-восточному окончанию Алейской подзоны Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны Юго-Западного Алтая, а точнее, к юго-западному окончанию Феклистовско-Никольского тектонического блока II порядка, возникающего в области сочленения Алейской подзоны с Иртышской зоной смятия. Лишь крайняя юго-западная часть территории включает отрезок Иртышской зоны смятия (Сажаевский блок II порядка). Предполагалось, что Феклистовско-Никольский блок представляет собой глубокий прогиб с мощностью интенсивно смятых отложений среднего палеозоя 7—10 км и залеганием кристаллического фундамента на глубине 10—14 км.

Полученные новые данные требуют пересмотра ряда привычных представлений о геотектонической позиции и глубинном строении территории. Основанием для такого пересмотра является выделение и фаунистическое обоснование возраста мощных осадочной и вулканогенно-осадочной толщ [11]. Одновременно установлено полное

выпадение из разреза характерных для Рудного Алтая среднедевонских отложений. В Феклистовско-Никольском блоке порфириты и их туфы с фаменной фауной (пихтовская свита) налегают непосредственно на разные горизонты нижнедевонской толщи, а в Сажавском блоке фаунистически охарактеризованные углистые алевролиты франского яруса граничат с силурийскими отложениями по системе малоамплитудных разрывов высокого порядка. Описанные особенности геологического строения определенно свидетельствуют о геотектонической самостоятельности Феклистовско-Никольского и Сажавского блоков. К другим специфическим чертам геологического строения территории, кроме отмеченных выше, можно отнести следующие: наиболее полное проявление вулканоплутонической липарит-андезитовой формации верхнего девона с хорошо выраженными эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фациями; отсутствие проявлений активного вулканизма иного состава и возраста; преимущественно пологое залегание среднепалеозойских отложений и широкое развитие надвиговых структур, связанное, очевидно, с малой мощностью (3—5 км) среднего структурного этажа и повышенной жесткостью фундамента, обильно пропитанного верхнедевонскими субвулканическими интрузиями.

Полученные данные о геологическом строении исследуемого района указывают на принципиальное сходство формационного ряда нижне-, среднепалеозойского этажа с формационными рядами других рудных районов Рудного Алтая: нижнепалеозойская зеленосланцевая формация (подстилающая) — среднепалеозойская вулканогенно-осадочная формация (рудовмещающая) — среднепалеозойская осадочная формация (экранирующая). Факт такого сходства делает более понятным присутствие в районе промышленных полиметаллических месторождений.

Магматические породы в районе занимают более 80% территории. Магматическая деятельность здесь началась в позднем силуре и закончилась в конце палеозоя, при этом наибольшим развитием пользуются магматические породы верхнего девона, которые объединяются в несколько формаций.

1. Андезито-липаритовая формация силура — нижнего девона сложена туфами, туффитами среднего, кислого и смешанного состава, реже лавами порфиров. Вулканогенные породы закономерно чередуются с вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и известняками. Все породы интенсивно метаморфизованы, характерен парагенезис вторичных минералов: альбит — хлорит — серицит — эпидот — актинолит.

2. Вулканоплутоническая липарит-андезитовая формация верхнего девона представлена породами эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций. Эффузивная фация, в свою очередь, представлена тремя последовательно сформировавшимися ассоциациями: андезито-базальтовой, липарит-андезито-дацитовой и андезитовой. В составе фации присутствуют туфы и лавы андезитов (реже андезито-базальтов и базальтов), андезито-дацитов, дацитов и реже липаритов. Соотношение кислых и средних вулканических пород, с учетом их соотношений в туфах смешанного состава, составляет 1:6—1:7. Вулканогенные породы в ассоциациях закономерно чередуются с туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и известняками. Особенно широко осадочные породы развиты в составе липарит-андезито-дацитовой ассоциации.

Субвулканическая фация описываемой формации на дневной поверхности проявлена так же широко, как и эффузивная, а на глубинах

500—600 м (по данным бурения) развита почти на всей исследуемой территории. Сложена фация кварц-полевошпатовыми порфирами, реже — диоритовыми порфиритами. На дневной поверхности субвулканические порфиры представлены главным образом вторичными кварцитами, сохраняющими иногда реликтовую порфировую структуру. По данным бурения на глубину, вторичные кварциты постепенно сменяются своеобразными кварц-полевошпатовыми порфирами с пятнами округлой и неправильной формы темно-зеленого цвета размером до 10 мм в поперечнике, составляющими до 10% объема породы. Состав пятен меняется сверху вниз от альбит-хлоритового до эпидотового. В единичных случаях в пятнах сохраняются участки с андезитовой структурой, а также андезитовая кайма вокруг агрегатов эпидота, что позволяет рассматривать «темные пятна» как обособления андезитового состава, преобразованные в альбит-хлоритовый либо эпидотовый агрегат.

Гипабиссальная фация представлена зональными массивами с полнокристаллическим внутренним ядром (гранофировые граниты и гранодиориты) и порфировой внешней зоной мощностью от нескольких десятков метров до 500. По естественным обнажениям и в керне буровых скважин неоднократно наблюдался постепенный переход между порфировыми породами внешней зоны и полнокристаллическими разностями внутренних зон массивов. На генетическое единство структурно-петрографических разностей, определяющих зональность массивов, кроме того, указывают следующие признаки: а) общность зональности и состава вкрапленников плагиоклаза в порфирах и гранодиоритах (ядро № 40—42, внешняя зона № 0—9); б) близость химического состава пород внешней и внутренней частей массивов; в) общность геохимических особенностей пород разных зон массивов, выразившаяся в близости содержания в них рассеянных элементов, высоком содержании меди, молибдена и циркония, низком — свинца и бария, примерно равном — цинка, кобальта, никеля, марганца и хрома. Для гранодиоритовых массивов характерно обилие шлиров диоритового состава (до 15% объема породы). Форма шлиров неправильная, размеры меняются от миллиметров до нескольких сантиметров, состав плагиоклаз-роговообманковый, структура гипидиоморфозернистая, более тонкозернистая, чем структура вмещающих гранодиоритов. Границы шлиров с гранодиоритами нечеткие, постепенные. Воздействие описываемых массивов на однородные породы выражается в их перекристаллизации, а на переслаивающиеся андезиты и их туфы с известняками — в интенсивном скарнировании с образованием магнетитовых линз. Соотношение продуктов кислых и основных магм в субвулканической и гипабиссальной фациях составляет 8:1—9:1. На генетическое единство всех фаций описываемой формации, кроме отмеченных выше особенностей, указывает наличие гранофировых гранитов на всех уровнях фаменской вулканогенной толщи, что, вероятно, свидетельствует о близости времени становления гранитов и проявления вулканизма, а также наличие гальки порфиров, гранитов и кварцитов и в конгломератах верхнепихтовской подсытки.

3. Габбро-диабазовая формация нижнекаменноугольного возраста представлена в районе габбро, габбро-диабазы, диабазы, которые слагают небольшие по размерам тела и дайки, выполняющие тектонические разрывы северо-восточного субмеридионального простирания. От верхнедевонских габброидов породы этой формации отличаются лучшей сохранностью первичных минералов, порфировой структурой и дифференцированностью наиболее крупных тел.

4. Формация малых порфировых интрузий верхне-каменноугольного—нижнепермского возраста представлена здесь порфирами с ясно выраженной порфировой структурой и с гранофировой или сферолитовой структурой основной массы. Фенокристаллы в породе представлены свежим кислым плагиоклазом (олиоклаз) и реже округлыми зернами кварца.

5. Гранитная («батолитового» типа) формация пермского возраста сложена мелко-, среднезернистыми порфировидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами, крупнозернистыми аляскитовыми гранитами; эндоконтактовая фация тел сложена гранодиоритами и диоритами. Воздействие гранитоидов на вмещающие вулканы верхнедевонской формации выражается в значительном скарнировании последних с образованием скарно-медных и скарно-полиметаллических проявлений.

Выделенные в районе структурно-формационные блоки второго порядка отличаются и своей металлогенической спецификой. Для Никольско-Феклистовского блока характерен главным образом полиметаллический рудный комплекс, представленный двумя промышленными месторождениями (заводинские) и рядом рудопроявлений; менее перспективен медно-порфировый тип оруденения. В Сажаевском блоке Иртышской зоны смятия известны медное оруденение кварцевожильного типа (Сажаевское III месторождение) и многочисленные пункты полиметаллической минерализации, образующие Долинско-Сажаевскую рудоносную зону.

Важная роль стратиграфического контроля оруденения на Рудном Алтае признана всеми исследователями этого региона и в настоящее время дискутируется лишь причина этого явления. По данным Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьева, П. Ф. Иванкина и др. [13], 89% свинцово-цинковых и медных месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая расположены в девонских толщах, при этом к эйфельскому ярусу приурочен 51%; живетскому ярусу и верхнему девону—по 19%; к отложениям нижнего карбона—6%; к ниже-и верхнепалеозойским толщам и массивам гранитоидов—5%.

В Бухтарминском районе отчетливо выделяются три уровня оруденения. Нижний—в осадочных породах силура и нижнего девона, характеризуется рассеянным медно-полиметаллическим оруденением. Здесь сосредоточено 38% всех известных в районе рудопроявлений. Средний уровень—во франских осадочных отложениях, характеризуется таким же рассеянным оруденением: сюда приурочено 3% рудных проявлений. На обоих отмеченных уровнях встречаются отдельные объекты с небольшой концентрацией оруденения (в ранге рудопроявлений и мелких месторождений), которые локализуются в характерных для рудноалтайских месторождений кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцах. Верхний уровень приурочен к вулканогенно-осадочным образованиям верхнего девона (пихтовская свита фаменского яруса). Здесь сосредоточено 51% всех известных рудных проявлений и промышленное оруденение района. Этот уровень является наиболее перспективным в поисковом отношении.

Литологический контроль оруденения в районе также проявлен достаточно отчетливо. Так, нижняя осадочная пачка силура содержит главным образом полиметаллические рудные проявления; верхняя осадочная пачка вмещает медную минерализацию; в средней вулканогенно-осадочной пачке рудной минерализации практически не отмечено.

Для нижней и верхней подсвит пихтовской свиты верхнего девона, сложенных преимущественно вулканиками среднего состава, харак-

терно медное оруденение, причем в нижней подсвите, в составе которой заметную роль играют лавы андезитовых порфиров, локализуются медно-скарновые и полиметаллические скарновые точки минерализации, а в верхней существенно туфовой пачке — медные кварцевожильные и медные вторично-кварцитовые проявления. Для средней подсвиты, существенно вулканогенно-осадочной с умеренно кислым составом вулканитов, характерно полиметаллическое оруденение, причем почти все оно локализуется в средней пачке, состав которой наиболее анизотропен по физико-химическим свойствам. К этой же пачке приурочено максимальное развитие метасоматитов.

Классификация рудных проявлений района дается на формационно-генетической основе [6, 7]. При этом основными классификационными признаками являются минеральные парагенезисы метасоматически измененных пород, включающие продукты метасоматоза дорудной и пострудной стадий, взаимоотношения их с рудными формациями и проявлениями магматизма. Среди известных в Бухтарминском районе эндогенных рудопроявлений и месторождений выделяются следующие рудные формации:

1. Гидротермальная свинцово-цинковая рудная формация, связанная с нижнекаменноугольными габбро-диабазам, является ведущей по распространенности проявлений оруденения и по разнообразию минеральных парагенезисов гидротермалитов, сопутствующих оруденению. Характер соотношений между телами габбро-диабазов и метасоматическими образованиями свидетельствует об их структурной и временной связи. Разнообразие минеральных парагенезисов метасоматически измененных пород, сопровождающих рудные проявления, а также в самих рудных проявлениях, свидетельствует о длительности и сложности процесса их образования. Для других районов Рудного Алтая аналогичную сложность рудного процесса отмечали Д. И. Горжевский [1,5], Б. М. Тюлюпо [12]. Анализ минеральных парагенезисов позволяет выделить последовательный ряд подформаций:

а. Медная свинцово-цинковая подформация, связанная с высокотемпературным щелочно-кремниевым метасоматозом. Главными рудными минералами подформации являются халькопирит, галенит, сфалерит, а в заключительную стадию отлагаются халькозин, борнит. Отношение содержаний свинца, цинка и меди — 1:3:0,5; элементами-спутниками являются молибден, висмут. В околорудноизмененных породах главными минералами являются кварц, микроклин, эпидот. Наиболее характерными представителями этой подформации являются орманские рудопроявления и «пластовое» оруденение на Заводинском рудном поле.

б. Свинцово-цинковая подформация, связанная с марганцево-известковистыми скарноидами; главными рудными минералами руд являются галенит, сфалерит, в зоне окисления широко развит малахит. Главные рудные элементы (свинец, цинк, медь) соотносятся как 1:2:0,2. Основным элементом-спутником является марганец, содержание которого достигает 21,6%. В околорудноизмененных метасоматитах главными минералами являются гранат, доломит, родонит, пренит. Характерными представителями подформации в районе являются Родонитовое и Среднегорское рудопроявления.

в. Свинцово-цинковая подформация, связанная со средне-, низкотемпературным кремниевым метасоматозом. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, в меньшей степени характерен халькопирит, отношение свинца, цинка и меди — 1:3:0,3. Элементами-спутниками в рудах являются серебро, золото, теллур, висмут,

молибден. В околорудноизмененных породах характерен биминеральный кварц-сульфидный парагенезис. Характерными представителями подформации являются Заводинские I и II месторождения и рудопроявление «Окварцованная зона».

В ранних исследованиях [6, 7, 8, 9, 10] описываемая формация, кроме подформации «в», относилась к пропилит-кварцовой и связывалась с плагиогранит-порфировой магматической формацией. Пересмотр принятых представлений вызван следующими данными:

1. Длительным временным перерывом между формированием метасоматитов и верхнедевонским вулканизмом, с которым связывалась «пропилитизация». Такой перерыв доказывается фактом наложения высокотемпературного щелочного метасоматоза, выразившегося в интенсивной калишпатизации, на тело габбро-диабазов нижнекаменноугольной формации в районе Заводинского рудного поля.

2. Линейностью проявления метасоматитов и сопутствующего им оруденения.

3. Непрерывно-прерывистым развитием процессов метасоматоза, в результате которого высокотемпературные минеральные парагенезисы сменяются низкотемпературными, верхнепалеозойский возраст которых был доказан ранее (рудная подформация «в»). Промышленное оруденение в районе отмечается только в подформации «в», и она является наиболее перспективной. Перспективы остальных подформаций весьма ограничены.

II. Медно-порфировая рудная формация, связанная с гипабиссальной фацией верхнедевонской вулканоплутонической липарит-андезитовой формации. Наличие в исследованном районе месторождений медно-порфировой формации впервые отмечено акад. М. П. Русаковым (1932) и затем подтверждено П. В. Иншиным [8] в отношении Бухтарминского медного месторождения. Оруденение приурочено к зоне перехода полнокристаллических гранитов в порфиры эндоконтактовой фации, где интенсивно проявлены процессы аутометаморфизма, выразившиеся в кварц-серицитовом замещении основной массы пород. Главными минералами руд являются халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, в зоне окисления широко развиты малахит и азурит. Соотношение главных рудных элементов (свинец, цинк, медь) составляет 0,01:0,1:1. Основным элементом-спутником является молибден. Кроме Бухтарминского медного месторождения, к этой формации относится Павловское рудопроявление.

III. Среднетемпературная медно-полиметаллическая формация с неясными связями с магматизмом. Развита в пределах Сажаевского блока Иртышской зоны смятия. Данная рудная формация имеет лишь структурную связь с телами габбро-диабазов нижнекаменноугольного возраста. В составе формации выделяются два морфоминеральных типа оруденения — медный кварцево-жильный и собственно полиметаллический.

а. Медный кварцево-жильный тип, в котором основными рудными минералами являются халькопирит и пирит. В зоне окисления широко развиты малахит, азурит, куприт. Основные рудные элементы (свинец, цинк, медь) соотносятся как 1:1:10; элементом-спутником является молибден. Околорудноизмененные породы сложены кварцем, серицитом, хлоритом. Этот тип оруденения в районе представлен мелким месторождением (Сажаевское III) и целым рядом точек минерализации.

б. Собственно полиметаллический тип с главными рудными минералами: галенитом, сфалеритом, халькопиритом; соотношение основ-

ных рудных элементов составляет 1:2:0,3. Элементы-спутники — серебро, висмут. Характерные минералы окolorудноизмененных пород: кварц, серицит. Типичным представителем этого типа оруденения является Долинское рудопроявление.

В заключение следует отметить, что наиболее перспективной в районе является свинцово-цинковая подформация гидротермальной свинцово-цинковой рудной формации, связанной с нижнекаменноугольной габбро-диабазовой формацией. Остальные формации и подформации имеют ограниченные перспективы, хотя полностью возможность обнаружения промышленного оруденения в их составе исключить нельзя.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую признательность своему коллеге Козлову М. С. за большую и бескорыстную помощь в процессе проведения исследований и подготовки работы к публикации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безсмертная М. С., Горжевский Д. И. Окolorудные изменения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 10.
2. Бубличенко Н. Л. Основные тектонические линии Рудного Алтая. — Сб. Большой Алтай, т. 2. АН СССР, 1936.
3. Бубличенко Н. Л., Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбный В. С., Любецкий В. Н., Попов В. В., Стучевский Н. И. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). М., «Недра», 1972.
4. Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая по геолого-геофизическим данным. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 4.
5. Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, ДАН СССР, т. 193, № 1. 1970.
6. Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О металлогенических этапах и генетических типах эндогенного оруденения на Рудном Алтае. — «Тр. АГМ НИИ АН Каз. ССР», т. 8, 1960.
7. Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
8. Иншин П. В. Геология Заводинского рудного поля. — «Тр. АГМ НИИ АН Каз. ССР», т. 8, 1960.
9. Иншин П. В., Иншина В. М. Гидротермальные изменения пород Заводинского рудного поля. — «Тр. АГМ НИИ АН Каз. ССР», т. 8, 1960.
10. Иншина В. М. О зональных калишпат-эпидот-сульфидных овоидах в пропилитах. — «Тр. АГМ НИИ АН Каз. ССР», т. 8, 1960.
11. Козлов М. С., Кленина Л. Н., Подковырин Г. В., Давыдов Ф. Г. Первые находки фауны силура и нижнего девона на Рудном Алтае, ДАН СССР, т. 214, № 6, 1974.
12. Тюлюпо Б. М. Измененные породы Березовогорского полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). — Мат. по минер., петрограф. и пол. ископ. Зап. Сибири. Изд-во ТГУ, 1962.
13. Хисамутдинов М. Г. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной области. — Мат. по геол. и пол. ископ. Алтая и Казахстана «Тр. ВСЕГЕИ», т. 3, 1964.
14. Чернов В. И. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М., «Наука», 1974.
15. Яковлев Г. Ф., Горжевский Д. И. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Тр. ВАГТ», вып. 3, 1957.
16. Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. — Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ТАЛОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В. М. ЧЕКАЛИН, Л. И. КОЧУРКОВА

В настоящее время геохимические исследования стали неотъемлемой частью всех съемочных и поисково-разведочных работ. Особенно важное значение они имеют в условиях полностью закрытых площадей, таких как описываемое рудное поле, где мощность кайнозойских песчано-глинистых отложений достигает 100 м и более. Здесь, как показала практика, геохимические методы в сочетании с геофизическими методами и геологическими предпосылками являются основными при поисках скрытых и скрыто-погребенных месторождений.

Таловское рудное поле расположено на юго-востоке Рубцовского рудного района и представляет наиболее изученную часть его как в геологическом, так и геохимическом отношении. Геологический разрез характеризуется осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего девона, которые по соотношению литологических разностей и палеонтологическим данным уверенно объединяются в свиты березовскую, шипуновскую, давидовскую и каменевскую. Среди вулканогенных пород выделяются лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы кислого и в подчиненном количестве основного состава. К осадочным породам относятся алевропелиты и песчаники, к вулканогенно-осадочным — туффиты. Из интрузивных пород широкое развитие получили субвулканические образования кислого состава девонского возраста и гранитоидные интрузии змеиногорского комплекса пермокарбона.

В структурном плане рудное поле приурочено к Таловской синклинали, осложненной пликативными и дизъюнктивными деформациями более высоких порядков. Наиболее крупной и сложной разрывной структурой является Таловский разлом, пересекающий рудное поле в диагональном направлении с юго-востока на северо-запад. С ним связаны все месторождения, основная часть рудопроявлений и субвулканических порфировых интрузий.

В металлогеническом отношении рудное поле характеризуется полиметаллическим оруденением с незначительным проявлением баритового. В настоящее время здесь разведано два месторождения (Степное и Таловское) очень богатых руд, известен ряд рудопроявлений и точек минерализации.

В начальную стадию разведки Таловского месторождения по данным скважины 240, не встретившей промышленного оруденения, был построен геохимический разрез, на котором отмечалось увеличение с глубиной содержаний свинца, цинка, бария и других элементов. Про-

верочная скважина № 273 на большей глубине встретила очень богатые руды мощностью более 40 м, что послужило основанием для изменения направления разведочных работ и в значительной мере способствовало сокращению сроков окончательной оценки месторождения.

Первая сводная геохимическая карта основной части рудного поля по трем элементам (медь, свинец, цинк) одним из авторов была составлена в 1967 году. В результате выявлен ряд рудопроявлений и открыто мелкое месторождение (Северо-Западное) с непромышленными запасами руд.

В 1967—1968 гг. сотрудниками ИМГРЭ А. А. Головиным, А. С. Голдиным и В. С. Поливановым были поставлены опытные работы по изучению экзогенных ореолов рассеяния в почвенно-растительном слое над месторождениями и на заведомо безрудных участках. Выявленные экзогенные ореолы меди и цинка хотя и образуют широкие контуры, однако в большинстве случаев тяготеют к эндогенным ореолам соответствующих элементов. На безрудных участках, где нет эндогенных ореолов, экзогенные, как правило, отсутствуют или имеют весьма низкие содержания рудных элементов. В это же время А. А. Головиным по двум разрезам Степного месторождения изучались и эндогенные ореолы химических элементов, где была подмечена зональность в их распределении.

В 1971—1973 гг. авторами статьи составлена прогнозная карта Таловского рудного поля масштаба 1:10000, в основу которой наряду с геологическими материалами положены геохимические данные.

Методически геохимические работы выполнялись следующим образом. Пробы отбирались пунктирно, путем откалывания от керна породы кусочков размером около 1 см³ через равные расстояния в интервале данной пробы с таким расчетом, чтобы первоначальный вес ее составлял 200—300 г. Отбор проб осуществлялся из каждой литологической разности. В монотонных породах большой мощности длина пробы равнялась 10 м. В гидротермально измененных породах и вблизи рудных тел она уменьшалась до 1—5 м.

Все пробы подвергались полуколичественному спектральному анализу на спектрографе ИСП-28 на 19 элементов (медь, свинец, цинк, барий, молибден, кобальт, серебро, висмут, сурьма, мышьяк, кадмий, стронций, никель, ванадий, галлий, олово, скандий, титан, марганец) и частично — на 39 элементов. Геохимические разрезы и планы отстраивались по первым шести элементам. Чувствительность спектрального анализа равна (в тыс. долях %): медь — 0,5; свинец — 0,2; цинк — 10; барий — 10; молибден — 0,2 и кобальт — 0,5.

Обработка геохимической информации производилась по общепринятым методикам, изложенным в «Инструкции по геохимическим методам поисков» [4] и разработками ИМГРЭ [1, 2, 3]. Расчет фоновых и минимально-аномальных содержаний сделан по результатам анализов проб, отобранных из всех разностей неизменных пород, составляющих рудное поле. Коэффициент зональности (K_3) определялся как отношение сумм коэффициентов аномальностей (K_a) элементов надрудных и подрудных зон [1]. Для Таловского рудного поля это отношение имеет вид:

$$K_3 = \frac{K_a Ba + K_a Pb}{K_a Cu + K_a Co}.$$

Коэффициент аномальности вычислялся как отношение средних содержаний элемента в аномалии (C_a) к фоновым (C_f) $\left(K_a = \frac{C_a}{C_f} \right)$.

В качестве эталонов для изучения закономерностей распределения элементов в рудных зонах и вмещающих породах взяты Таловское

и Степное месторождения, изученные на глубину соответственно по 11 и 13 разведочным линиям. Наиболее типичным представителем из них является Таловское, характеризующееся высоким уровнем эрозионного среза. Верхняя граница основного оруденения здесь находится на глубине около 250 м от поверхности коренных пород. Рудная зона локализуется в пачке переслаивающихся вулканогенных кислого состава и осадочных пород верхнешипуновской подсистемы, слагающих северо-восточное, моноклинально падающее под углом около 45° крыло Таловской синклинали, и представлена серией рудных тел, имеющих этажное или кулисообразное согласное с вмещающими породами залегание. Общая мощность зоны 40÷150 м. По простиранию и падению промышленное оруденение прослеживается на 400—450 м.

Эндогенные геохимические ореолы на месторождении достаточно полно изучены висячем боку и по простиранию рудной зоны, в лежащем боку и по падению — не оконтурены. По восстанию рудной зоны они прослежены до выхода на эрозионный срез.

Основными элементами, образующими ореолы, являются барий, свинец, цинк, медь, молибден, кобальт, серебро и др. Наибольшее количество их присутствует в рудной зоне, где отмечаются свинец, цинк, медь, барий, серебро, мышьяк, менее кобальт и сурьма. Ореолы висячего бока и по восстанию рудной зоны характеризуются присутствием бария, свинца, цинка, серебра, мышьяка, реже сурьмы. По мере удаления от рудной зоны содержания их уменьшаются. В лежащем боку рудной зоны и по ее падению установлено значительное уменьшение содержаний бария и свинца, преобладающих в надрудных интервалах. Появляется кобальт, отсутствующий в более высоких частях месторождения.

Таким образом, на месторождении в ореолах наблюдается зональное распределение элементов, четко выраженное на моноэлементных геохимических разрезах (рис. 1).

К наиболее протяженным и высоким по положению в разрезе элементам относятся барий и свинец. При этом высокие аномальные значения бария располагаются несколько выше, чем высокие содержания свинца.

Повышенные содержания этих элементов отмечаются не только в рудной — надрудной части ореола, но и на значительном продолжении рудной зоны по падению. Это, по-видимому, обусловлено залеганием не вскрытых рудных тел или близко расположенным субвулканическим телом липаритовых порфиров, обогащенных свинцом и барием.

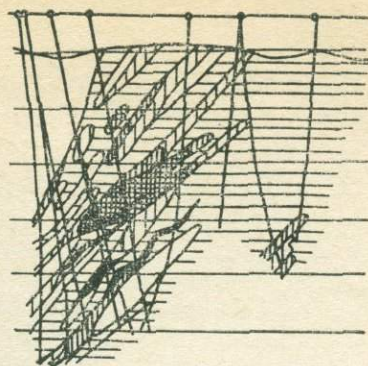
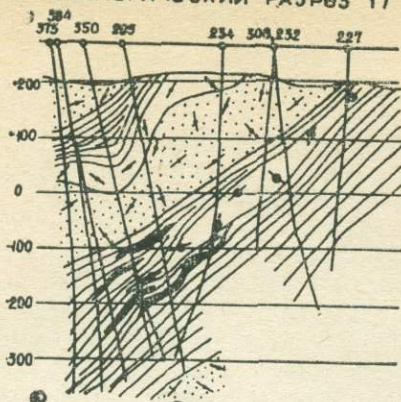
Цинк высоких значений приурочен к околорудным интервалам, но более тяготеет к лежащему боку рудной зоны. По протяженности ореолы цинка сопоставимы с протяженностью ореолов бария и свинца.

Медь, молибден и кобальт являются основными элементами подрудных зон и занимают в лежащем боку рудной зоны и по ее падению самое низкое положение. По отношению друг к другу несколько выше из них располагается медь.

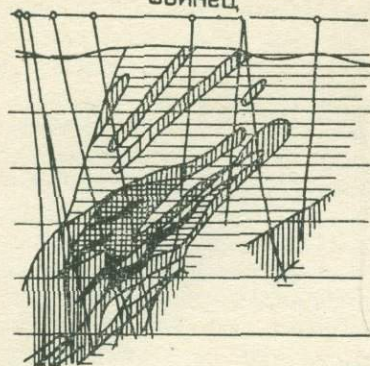
Молибден высоких содержаний образует значительно менее мощные и протяженные ореолы и тяготеет к более нижним, по сравнению с медью, частям рудных зон.

Кобальт в разрезе занимает самое низкое положение, образуя наименее мощные и протяженные ореолы. Высокие значения его отмечаются редко и, как правило, в самых нижних по падению частях рудной зоны или непосредственно в подрудных интервалах в ассоциации с медью и молибденом.

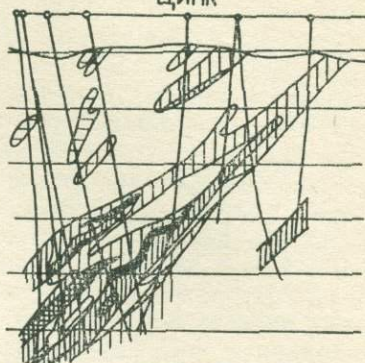
На эрозионном срезе (по восстанию рудовмещающей толщи) месторождение отчетливо фиксируется комплексным эндогенным ореолом, в состав которого входят свинец, цинк и барий.



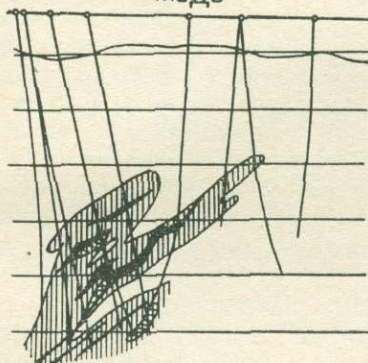
Свинец



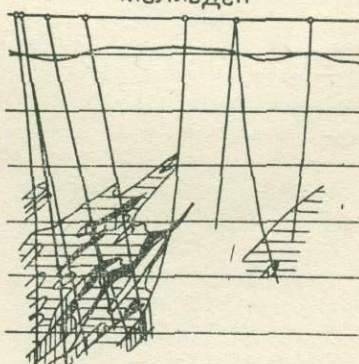
Цинк



Медь



Молибден



Кобальт

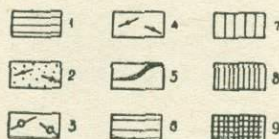
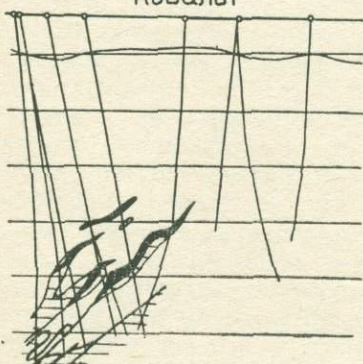


Рис. 1. Эндеогенные ореолы химических элементов по разрезу 17 Таловского месторождения.

1 — алевропелиты; 2 — туфы липаритовых порфиров; 3 — кварцевый порфир субслоистый; 4 — лавы, лавобрекчии липаритовых порфиров; 5 — полиметаллическая руда. Эндеогенные ореолы. 6 — содержание элементов (в %): барий — 0,05—0,07; свинец — 0,002—0,003; цинк — 0,015; молибден — 0,0005—0,0007; кобальт — 0,001—0,002; 7 — содержание элементов (в %): барий — 0,1—0,15; цинк — 0,020; молибден — 0,001—0,0015; 8 — содержание элементов (в %): барий — 0,2—0,3; свинец — 0,005—0,010; цинк — 0,030; медь — 0,007—0,010; 9 — содержание элементов (в %): барий — 0,5; свинец — 0,030; цинк — 0,050; медь — 0,030

Степное месторождение, как и Таловское, залегает среди вулканогенно-осадочных пород верхнешипуновской подсвиты. Однако в структурном отношении оно приурочено к сложно построенной брахиантиклинальной складке, разбитой Центральным и Западным разломами на три блока: Северный, Южный и Юго-Западный. Два первых являются рудными, последний — безрудный. Северный и Юго-Западный блоки взброшены относительно Южного. Рудная зона представлена множеством рудных тел, расположенных одно над другим. Рудные тела имеют пологие и крутые углы падения. Верхняя граница отдельных рудных тел находится на глубине 25 м от дневной поверхности и поверхности коренных пород. В Южном блоке широким развитием пользуется зона окисления, опускающаяся до глубины 40—80 м и более.

Наличие последнего фактора привело к значительному перетолжению элементов в верхней части рудной зоны, что нарушило здесь закономерность их распределения.

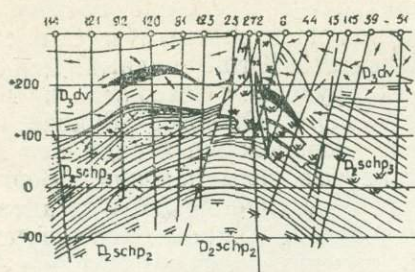
Кроме того, на месторождении широко проявлено более позднее, наложенное на полиметаллическое, баритовое оруденение, образование которого сопровождалось привнесом новых порций свинца, меньше цинка и, по-видимому, других элементов. Хотя эти поздние поступления металлов и не вызвали промышленных концентраций, но их было вполне достаточно для того, чтобы в значительной степени затушевать первичную картину эндогенных ореолов, созданную в период формирования стратиформных полиметаллических залежей. Однако общая тенденция приуроченности элементов к определенному положению в ореоле проявляется. Подрудная, рудная и надрудная части ореолов характеризуются в основном тем же элементным составом (рис. 2), что и на Таловском месторождении (рис. 1). Особенно отчетливо это выражается в западной и восточной частях месторождения, удаленных от наложенного богатого баритового оруденения.

На поверхности коренных пород Степное месторождение четко проявляется эндогенным геохимическим ореолом, превышающим по площади контур промышленного оруденения в 5—6 раз. Наиболее полный рудный — надрудный комплекс элементов, представленный барием, свинцом, цинком, серебром, медью, мышьяком, молибденом, приурочен к выходу на поверхность зоны оруденения Южного блока месторождения. В ореоле Северного блока развиты преимущественно элементы надрудного комплекса (барий, свинец, цинк). Юго-Западный безрудный блок, отделенный от Южного по Западному разлому и сложенный подстилающими в центральной части месторождения вулканогенно-осадочными породами среднешипуновской подсвиты, отличается очень слабо проявленными аномалиями преимущественно подрудного комплекса элементов: меди, цинка, молибдена, кобальта (рис. 1). Последнее обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о пострудном формировании Западного разлома.

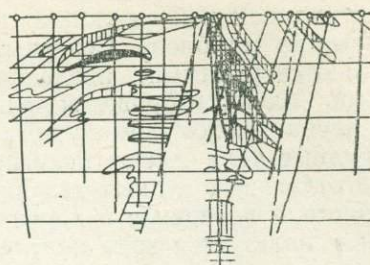
Для поисковых целей важно знать не только вещественный состав ореолов, но и их размеры. В результате анализа эндогенных ореолов Таловского, Степного месторождений и других участков рудного поля установлено, что размеры ореолов элементов значительно превышают размеры как отдельных рудных тел, так и рудных зон. Протяженность ореолов бария, свинца, цинка, меди, молибдена и кобальта от зоны промышленного оруденения приводится в таблице.

Из таблицы видно, что все элементы можно расположить в порядке убывания размеров их эндогенных геохимических ореолов в следующий ряд: барий — свинец — цинк — медь — молибден — кобальт.

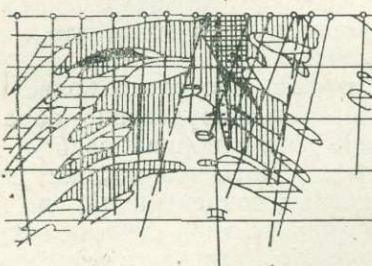
Геологический разрез VII



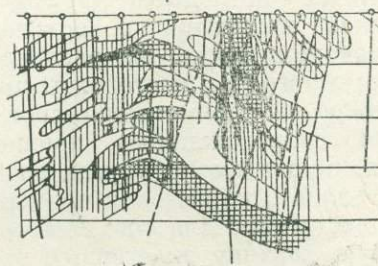
Барий



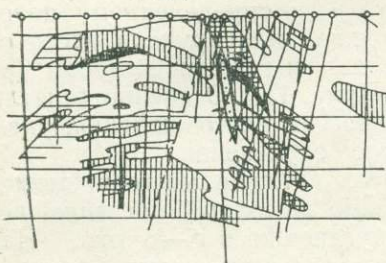
Свинец



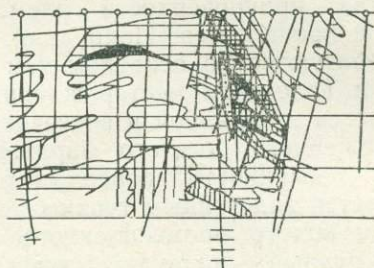
Цинк



Медь



Молибден



Кобальт

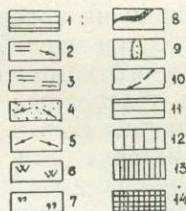
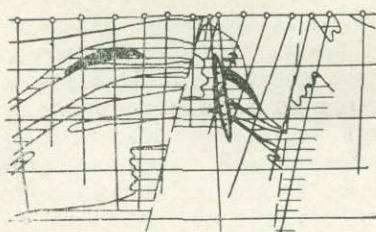


Рис. 2. Эндогенные ореолы химических элементов по разрезу VII Степного месторождения.

1 — алевропелиты; 2 — туфы с прослоями алевропелитов; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — туфы липаритовых порфиров; 5 — лавы, лавобрекчии липаритовых порфиров; 6 — кварциты темно-серые; 7 — кварциты светло-серые; 8 — полиметаллическая руда; 9 — барит-полиметаллическая руда; 10 — разрывные нарушения. Эндогенные ореолы. 11 — содержание элементов (в %): барий — 0,05—0,07; свинец — 0,002—0,003; молибден — 0,0005—0,0007; кобальт — 0,0007—0,0015; 12 — содержание элементов (в %): барий — 0,1—0,15; цинк — 0,02; молибден — 0,001—0,0015; 13 — содержание элементов (в %): барий — 0,2; свинец — 0,005—0,01; цинк — 0,03; медь — 0,005—0,010; молибден — 0,0015—0,0020; 14 — содержание элементов (в %): барий — 0,5; свинец — 0,030; цинк — 0,05, медь — 0,030; молибден — 0,002

Т а б л и ц а

Аномальные значения, %	Протяженность ореола от рудной зоны, м				
	по прости- ранию	по вос- станию	по падению	в висячем боку	в лежащем боку
Б а р и й					
Первое (0,05—0,07)	50—250 м	160—450	Не оконтурено (100 и более)	30—300	150 и более
Второе (0,1—0,2)	50—200 м	40—260	— „ —	30—200	100 и более
Третье (0,3—0,5)	30—100 м	10—30	— „ —	30—180	50 и более
С в и н е ц					
Первое (0,002—0,003)	50—250	200—450	Не оконтурено (100 и более)	30—300	150 и более
Второе (0,005—0,01)	50—200	50—200	— „ —	30—180	около 100
Третье (0,01—0,03)	30—200 м	50—200	— „ —	30—110	50 и более
Ц и н к					
Второе (0,02—0,03)	50—200	160—450	Не оконтурено (100 и более)	100—200	150 и более
Третье (0,03—0,05)	30—200	200	— „ —	10—30	0
М е д ь					
Первое (0,0035—0,005)	30—50	200	Не оконтурено (100 и более)	от 0—100	150 и более
Второе (0,005—0,01)	0	100	— „ —	от 0 до 70	150 и более
Третье (0,01—0,03)	0	60	— „ —	20—50 м	100 и более
М о л и б д е н					
Первое (0,0005—0,0007)	50—250	65—200	Не оконтурено (100 и более)	0—80	150 и более
Второе (0,001—0,002)	0	30	— „ —	0—50	110 м
Третье (0,002—0,003)	0	0	— „ —	0	30—110 м
К о б а л ь т					
Первое (0,0007—0,0015)	0	100	Не оконтурено (100 и более)	до 30 м	до 100
Второе (0,0015—0,003)	0	0	0	0	около 80

Эндегенные геохимические аномалии рудного-надрудного комплекса элементов на поверхности коренных пород проявляются не только на Степном и Таловском месторождениях, но также развиты и прослежены в виде широкой полосы вдоль северо-восточного борта Таловского разлома. На фоне их выделяются локальные площади, характеризующиеся высокими коэффициентами зональности (10 и более), которые фиксируют как известные месторождения и рудопроявления,

так и перспективные на полиметаллическое оруденение участки (рис. 1).

Выводы

1. Отмечается положительное значение геохимических исследований в Таловском рудном поле как на стадии поисковых, так и в процессе разведочных работ.

2. Эндогенные геохимические ореолы имеют ясно выраженное асимметричное зональное строение с развитием в подрудной зоне полиметаллического оруденения преимущественно меди, молибдена, кобальта и цинка; в рудной зоне — свинца, цинка, бария, меди, молибдена; в висячем боку — бария, свинца, цинка, что дает возможность определять уровень эрозионного среза оруденения.

3. Размеры ореолов бария, свинца и цинка в несколько раз превышают размеры отдельных рудных тел и рудной зоны в целом. Поэтому эти элементы могут являться надежными индикаторами глубоко скрытого полиметаллического оруденения на значительном расстоянии от него (до 100—300 м в висячем боку и до 400 м и более — по восстанию).

4. Высокие коэффициенты зональности (10 и выше) на поверхности коренных пород характеризуют разведанные месторождения, известные рудопроявления и участки, перспективные на полиметаллическое оруденение.

5. Геохимические данные в отдельных случаях позволяют определять возраст разрывных структур относительно оруденения.

6. Следует продолжить методические работы по изучению экзогенных ореолов рассеяния в песчано-глинистых кайнозойских отложениях, перекрывающих вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего девона. В случае получения положительных результатов это позволит в условиях закрытых площадей вести дешевые предварительные поисковые геохимические работы в масштабах 1:50 000—1:10 000 с дневной поверхности без использования в больших объемах дорогостоящего бурового оборудования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Э. Н. Геохимические поиски скрытых колчеданных месторождений по эндогенным ореолам. — Научные собрания ИМГРЭ. Геохимические методы поисков скрытого медноколчеданного оруденения, вып. 7, М., Изд-во ИМГРЭ, 1971.

2. Голод А. И. Коэффициент зональности первичных геохимических ореолов и его использование для прогнозирования скрытого колчеданного оруденения. — В сб.: Пятая научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ. Изд-во ИМГРЭ, 1967.

3. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965.

ПОСЛЕРУДНЫЕ ДАЙКИ ТАБРАТСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

Г. Б. КНЯЗЕВ

Рудное поле Табратского месторождения протягивается на 6 километров вдоль северного контакта Хабалыкского интрузивного массива кемброордовикского возраста (Ольховский интрузивный комплекс). Оно состоит из трех рудных участков, расположенных непосредственно на контакте интрузии с вмещающими нижнекембрийскими мраморизованными известняками, андезитовыми порфиритами и вулканокластическими породами. Рудные залежи локализованы в эндоконтакте интрузивного массива и частично среди нижнекембрийских отложений, насыщенных разнообразными мелкими интрузивными телами. Руды имеют преимущественно пироксен-амфибол-магнетитовый состав, характеризуются прожилково-пятнистыми и брекчиевыми текстурами и сопровождаются ореолом измененных пород. Среди измененных пород особая роль принадлежит сорудным высокожелезистым амфиболовым породам, дорудным светлоокрашенным пироксен-и амфибол-эпидотовым породам и жильным пироксеновым скарнам [4].

Интрузивный магматизм рудного поля характеризуется значительной сложностью [2, 10, 11]. Наиболее ранние его проявления представлены мелкими телами роговообманковых и авгитроговообманковых габбро-диоритов и габбро. Затем следует диоритовая фаза, сформировавшая собственно Хабалыкский массив. Массив в районе Табратского месторождения имеет неоднородное строение и состав. На современном эрозионном срезе он сложен роговообманковыми диоритами и габбро-диоритами, среди которых обособляются неправильной формы тела кварцевых диоритов. Для массива характерно широкое распространение гибридных роговообманковых разностей диоритов и габбро. Диоритовая фаза сопровождается дополнительными внедрениями кварц- и биотитсодержащих габбро-диоритов и микродиоритов, образующих дайки и мелкие штокообразные тела. Развитие главной ветви интрузивного магматизма завершается внедрением гранитоидов. Они представлены гранодиоритами, плагиогранитами и гранофировыми гранитами, характеризующимися сложными инъекционными, дайковыми и мелкоштоковыми формами проявления. Количественно гранитоиды резко подчинены диоритовым породам. Общей особенностью главных интрузивных фаз Хабалыкского массива (диоритов и гранитоидов) является их натровая петрохимическая специализация и высокая основность полевых шпатов [2, 10, 11].

В пределах Табратского рудного поля и в контактовых зонах Хабалыкского интрузивного массива в целом широко распространены разнообразные дайки (рис. 1), образующие отчасти независимую дайковую ветвь интрузивного магматизма. Наиболее ранние дайки представлены преимущественно габбро-порфиритами (лабрадоровыми порфиритами, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами). Они имеют ряд признаков, свойственных лампрофирам: обогащены амфиболами, содержат мелкочешуйчатый биотит, амфиболовые и авгитовые

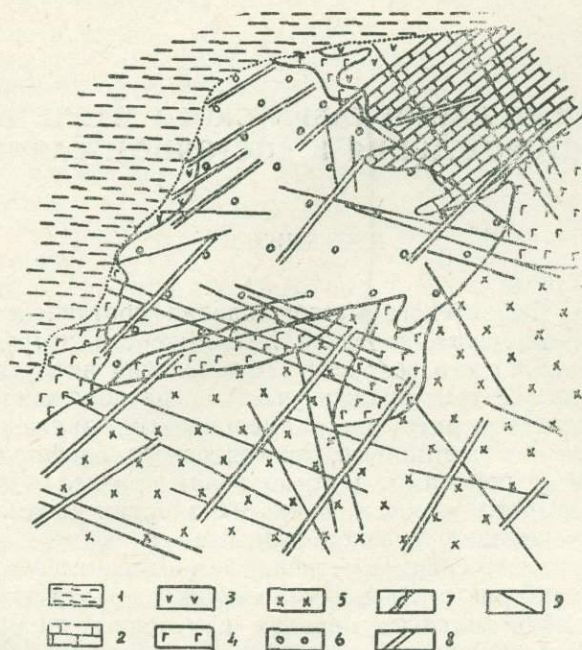


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Центрального участка Табратского месторождения: 1 — современные отложения; 2 — мраморы; 3 — амфибол-плагноклазовые андезиты-базальтовые порфиры; 4 — роговообманковые габбро и габбро-диориты; 5 — среднезернистые диориты; 6 — околорудные измененные породы и руды; 7 — геологические границы; 8 — послерудные дайки; 9 — дорудные дайки габбро-диабазов

порфировые вкрапленники, характеризуются повышенным идиоморфизмом темноцветов при общей субдиабазовой структуре основной массы пород. Дайки основного состава оказываются преимущественно дорудными, но последиоритовыми; имеют субширотное и северо-западное простирание при крутом переменном падении. Они трудно картируются в пределах рудной зоны из-за сильных метасоматических изменений, но хорошо прослеживаются в поле диоритовой интрузии. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10—20 метров, протяженность — от нескольких метров до первых сотен метров.

Поздняя группа даек, секущих руды Табратского месторождения, имеет переменный состав, соответствуя в среднем диорит-порфиритам и кварцевым диорит-порфиритам. Дайки этой группы внедрялись в северо-восточную систему трещин с пологим падением на юго-

восток под Хабалыкский интрузивный массив. Углы падения даек колеблются от 20—25° до 45—50°. Максимальная мощность их достигает 15—20 метров. Преобладают дайки мощностью 2—6 метров. Распределение послерудных даек неравномерно как по площади, так и по глубине. Характерны сложные двойные и тройные дайки. На отдельных участках количество даек достигает 25—30% объема горной массы. По одному из разрезов Восточного участка месторождения, разведанному до глубины 1 км, были проведены по скважинам подсчеты количественной роли даек на отдельных горизонтах. Правомочность таких подсчетов обусловлена пологим залеганием даек. Оказалось, что изменение количества дайкового материала имеет периодический характер (рис. 2), отражая группировку даек в свиты. В пределах свит объемное количество дайкового материала нарастает от кровли к подошве, меняясь от 5—10 до 20—30 объемных процентов.

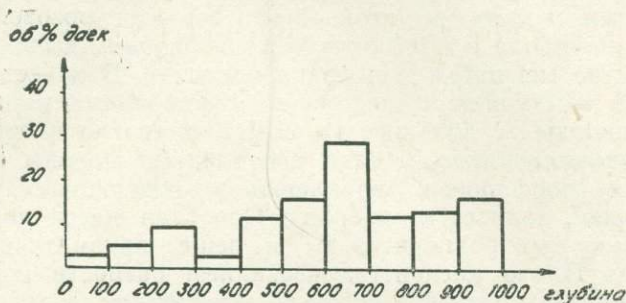


Рис. 2. Гистограмма распределения по глубине содержания послерудных даек (разведочная линия IV Восточного участка месторождения)

Все послерудные дайки петрографически и петрохимически делятся на четыре группы:

- 1) дайки основного состава (одиниты, орбиты, протеробазы);
- 2) дайки диорит-порфириров и спессартитов;
- 3) дайки пропилитизированных хлоритовых микродиоритов и диорит-порфириров;
- 4) дайки плагиогранит-порфириров.

Последовательность внедрения даек сложная. Дайки основного и среднего состава проявлялись по крайней мере дважды — до кислых даек и после них. Дайки плагиогранит-порфириров внедряются позже даек пропилитизированных хлоритовых микродиоритов. Количественно преобладают дайки второй и третьей группы.

Дайки основного состава встречаются реже других. При общей высокой основности ($\text{SiO}_2 = 47-52$ вес.%) они характеризуются существенно плагиоклаз-роговообманковым составом, офитовыми, пойкилоофитовыми, субофитовыми и субдиоритовыми структурами основной массы. Дайки обычно полнокристаллические мелко- и тонкозернистые, с неявно выраженной порфировой структурой. Плагиоклаз пород зонарный, меняет свой состав от лабрадора № 55—60 до кислого андезина № 25—20 в краевых частях зерен. Роговая обманка пород бурая и зеленовато-бурая. Для бурой густо окрашенной титанистой роговой обманки: $N_g = 1,695$; $N_m = 1,685$; $N_p = 1,668$; $2V = -74^\circ$; $Cng = 13^\circ$. Минерал замещается актинолитом и хлоритом. Породы часто обогащены мелкочешуйчатым биотитом-лепидомеланом, приближаясь по минеральному и химическому составу к орбитам. Существен-

но плагиоклаз-роговообманковые разности пород близки к единитам и протеробазам. В редких случаях в них отмечаются мелкие вкрапленники разложенного оливина. В некоторых разностях пород среди зерен амфиболов встречается реликтовый авгит. Петрохимически дайки основного состава разнородны. Они имеют сравнительно низкую щелочность ($a = 4,9-8,5$; $a/c = 0,4-1,0$), меланократовые ($b = 22,2-27,8$), всегда содержат повышенное количество титана ($t = 0,7-1,5$) и характеризуются широкими колебаниями Na/K отношения ($n = 67,6-89,2$) за счет неравномерного развития мелкочешуйчатого биотита (см. табл. 1).

Дайки диорит-порфиров представляют собой наиболее характерную группу послерудных даек. Внешне — это темно-серые, серые и буровато-серые породы, преимущественно мелкозернистые порфировой структуры, где порфировые выделения представлены короткопризматическими и изометричными зернами плагиоклаза и длиннопризматическими, вплоть до игольчатыми, зернами роговой обманки. Соотношения амфибола и плагиоклаза в порфировых выделениях и их общее количество меняются в широких пределах. В качестве крайних представителей выступают существенно амфиболовые породы — спессариты и породы с большим количеством только плагиоклазовых порфировых вкрапленников, однако преобладают породы со смешанным составом порфировых вкрапленников, содержащих в основной массе небольшое количество кварца. Основная масса пород имеет гипидиоморфную (микродиоритовую) и реже призматически-зернистую структуру. Плохо раскристаллизованные разности пород характеризуются пилотакситовой, богатой амфиболом основной массой с раскристаллизованным полевошпатовым базисом. Хорошо раскристаллизованные разности диорит-порфиров, слагающие обычно крупные дайки, приближаются по своему макро- и микрооблику к порфировидным диоритам, для которых амфибол игольчатой формы не характерен. Количественные соотношения минералов в породах колеблются в следующих пределах: плагиоклаз (50—70%), роговая обманка (20—50%), кварц (0—10%), магнетит и сфен (0,5—5%). В качестве вторичных минералов развиваются: серицит по плагиоклазу, хлорит и актинолит по роговой обманке. Обычно присутствует мелкочешуйчатый биотит (до 5—10%), иногда кальцит, пренит и пирит.

Плагиоклаз в амфиболовых диорит-порфиритах всегда резко зонарный. В порфировых выделениях его состав иногда колеблется от № 55—60 для центральных зон, до № 15—20 для краевых. В основной массе состав плагиоклаза более кислый — от № 40 до 20. Минерал обычно подвергается деанортизации и в некоторых случаях в породах появляется ксеноморфный альбит. Первичная роговая обманка диорит-порфиров бурая с $Ng = 1,690$; $Nm = 1,682$; $Np = 1,666$; $c:Ng = 17^\circ$; $2V = -72^\circ$ и $Ng = 1,680$; $Np = 1,658$; $c:Ng = 15^\circ$; $2V = -74^\circ$, то есть ее железистость колеблется от 40 до 60%. Спектральный анализ концентрата роговой обманки указывает на повышенное (до 1—1,5%) содержание титана. Актинолит, замещающий роговую обманку, также имеет переменную железистость ($Ng = 1,659-1,670$). Хлорит представлен двумя разновидностями: зеленым, заметно плеохроирующим железистым прохлоритом, с сине-фиолетовой аномальной интерференционной окраской и изотропным неплеохроирующим светло-зеленым прохлоритом. Биотит представлен лепидомеланом с $Ng \approx Nm = 1,640-1,645$.

Обогащение биотитом вообще свойственно дайкам амфиболовых диорит-порфиров и в некоторых разностях пород происходит очень интенсивно. Так, на Центральном участке месторождения была описа-

Химический состав послерудных даек Табратского магнетитового месторождения

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Σ
1	47,20	0,59	21,17	2,87	5,84	0,13	6,73	9,25	2,61	1,52	0,06	1,77	99,74
2	47,64	0,96	17,90	3,57	8,44	0,24	7,10	8,69	2,66	1,00	0,17	1,42	99,79
3	49,54	0,59	16,08	4,47	9,15	0,23	6,69	8,68	2,43	1,24	0,06	1,27	100,43
4	51,48	0,65	16,56	3,18	7,36	0,21	6,65	8,69	3,11	0,62	0,11	1,10	99,72
5	55,70	0,70	18,02	2,78	4,67	0,10	4,22	6,80	3,98	0,83	0,18	2,74	100,72
6	56,42	0,63	16,40	2,78	5,57	0,16	5,03	7,36	3,33	0,42	0,09	2,16	100,45
7	59,14	0,51	16,97	2,28	4,94	0,17	4,23	6,66	3,05	0,93	0,14	1,31	100,33
8	59,08	1,15	17,50	3,48	5,38	0,07	3,30	5,32	3,12	1,05	0,43	1,12	101,00
9	53,11	0,96	17,30	0,38	6,29	0,13	3,99	7,15	4,00	1,00	0,29	4,92	99,52
10	55,04	0,59	17,04	2,18	6,26	0,18	4,02	6,67	3,34	0,15	0,19	5,00	100,66
11	57,76	0,46	17,20	1,18	6,64	0,14	2,68	6,10	4,11	0,93	0,06	3,38	100,64
12	58,74	0,56	16,94	2,38	4,67	0,10	3,22	5,96	4,04	0,89	0,12	2,64	100,28
13	60,78	0,58	15,35	1,39	3,41	0,07	2,75	5,72	3,31	2,30	0,28	3,46	99,40
14	61,64	0,42	15,99	2,59	3,59	0,10	1,30	4,79	4,00	1,79	0,10	4,32	100,67
15	61,70	0,33	15,06	0,80	3,77	0,09	0,96	9,89	5,25	0,56	0,51	1,50	100,42
16	65,10	0,46	17,09	1,19	3,41	0,09	1,52	0,35	4,85	2,02	0,06	3,42	99,56
17	68,84	0,54	15,32	0,59	4,13	0,10	1,48	4,98	3,08	1,00	0,25	1,46	101,77
18	69,44	0,38	15,24	1,07	2,83	0,03	0,68	2,66	4,45	2,01	0,25	1,48	100,56
19	70,74	0,34	13,66	1,18	2,51	0,09	0,61	2,31	5,16	0,21	0,02	3,72	100,55
20	72,53	0,23	13,52	0,40	1,08	0,03	0,54	2,84	4,45	2,02	0,05	1,40	99,09
21	72,14	0,12	13,78	1,09	1,35	0,03	0,58	2,24	4,57	1,55	0,005	2,97	100,42
22	73,76	0,23	13,62	0,70	1,35	0,10	нет	2,66	3,86	1,74	0,05	2,19	100,26
23	73,82	0,18	14,66	0,60	0,90	0,04	0,88	1,54	4,62	1,47	0,06	1,82	100,59

Примечание. 1 — орбит, скв. 29, глуб. 405,0 м; 2 — протеробаз, скв. 10, глуб. 890 м; 3 — протеробазо-спецсартит, скв. 10, глуб. 934,3 м; 4 — диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 985,4 м; 5 — амфиболовый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 632 м; 6 — диорит-порфирит, хорошо раскристаллизованный, скв. 10, глуб. 635,4 м; 7 — амфиболовый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 894,9 м; 8 — диорит-порфирит, обогащенный мелкочешуйчатым биотитом, образец В-22-1; Центральный участок месторождения; 9 — пропилитизированный хлоритовый микродиорит, скв. 10, глуб. 688,5 м; 10 — пропилитизированный хлоритовый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 677,0 м; 11 — хлоритовый кварцевый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 920,8 м; 12 — лейкократовый пропилитизированный хлоритовый кварцевый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 918,8 м; 13 — пропилитизированный кварцевый диорит-порфирит, скв. 14, глуб. 726 м; 14 — пропилитизированный мусковит-хлоритовый кварцевый диорит-порфирит, скв. 10, глуб. 678,2 м; 15 — мусковит-хлоритовый кварцевый диорит-порфирит, скв. 29, глуб. 248 м; 16 — кварцевый альбитит хлоритовый, скв. 29, глуб. 622,4 м; 17 — андезитовидный дацитовый порфирит, обр. А-106-1; Центральный участок месторождения; 18 — плагиигранит-порфир, обр. В-36; Центральный участок месторождения; 19 — плагиигранит-порфир, скв. 10, глуб. 693,7 м; 20 — плагиигранит-порфир альбитизированный, скв. 29, глуб. 675,5 м; 21 — мусковитовый плагиигранит-порфир, скв. 10, глуб. 698,8 м; 22 — мусковитовый плагиигранит-порфир, скв. 1^а, гл. 657,0 м; 23 — мусковитовый плагиигранит-порфир, скв. 24, глуб. 683 м.

на дайка амфиболовых диорит-порфиров, имеющая в центре нормальный облик, а к контактам резко обогащающаяся биотитом (до 20%), почти нацело замещающим амфибол основной массы. В качестве особых разновидностей пород выступают биотитовые кварцевые диорит-порфиры. Внешне это буровато-серые дайки с неясно выраженной порфировой структурой. В качестве темноокрашенного минерала в этих дайках присутствует только мелкочешуйчатый биотит (лепидомелан). Форма его скоплений в породе часто соответствует форме первичных игольчатых и длиннопризматических зерен роговой обманки. Порода содержит до 3—4% сфена, фиксирующего титан, выделяющийся при замещении биотитом бурой роговой обманки; до 10% кварца и примерно столько же кварц-альбитовых сростков (мирмекитов), образующих ксеноморфные зерна. Такие же сростки иногда присутствуют и в бедных биотитом диорит-порфирах, часто отчетливо разрастающиеся за счет зерен плагиоклаза. Образование мирмекитовых сростков и последующая биотизация диорит-порфиров, возможно, связаны с появлением в процессе кристаллизации даек остаточной флюидной водной фазы с растворенными силикатными компонентами, соответствующими по составу гранитам [6].

Общая последовательность образования и изменения темноокрашенных минералов диорит-порфиров и более основных даек имеет следующий характер: авгит → бурая роговая обманка (магматическая стадия) → актинолит или уралитовая роговая обманка → биотит (ранняя послемагматическая автометасоматическая стадия) → хлорит (поздняя послемагматическая авто- и отчасти аллометасоматическая стадия). Изменения диорит-порфировых даек Табрата напоминают изменения, описанные для подобных пород на других контактово-метасоматических месторождениях железа и месторождениях полиметаллов [9, 12]. По петрохимическим особенностям существенно не измененные разности амфиболовых диорит-порфиров (табл. 2, анализы 5—8) соответствуют диоритам, мальхитам и кварцевым диорит-порфирам ($Q = 4,9—14,5$), отличаясь иногда несколько пониженной щелочностью ($a/c = 1,1—1,4$) и повышенной ролью натрия ($n = 81,4—93,0$). В них всегда содержится титан ($t = 0,6—1,5$). В наиболее кислых разностях (со слюдой) проявляется плюмазитовый тип химизма.

Пропилитизированные хлоритовые диорит-порфиры и микродиориты в пределах рудных залежей количественно лишь немногим уступают обычным диорит-порфирам. В наибольшей степени пропилитизация свойственна микродиоритам. Неизмененные разности этих даек практически не встречаются, что и послужило основанием для выделения их в особую группу. Пространственно пропилитизированные хлоритовые микродиориты часто тесно связаны с несколько более поздними кислыми дайками, образуя с ними сложные двойные тела. Внешне хлоритовые микродиориты представляют собой серые афировые или со слабо выраженной порфировой структурой мелкозернистые породы, в которых отчетливо виден существенно хлоритовый состав темноокрашенных минералов. Наиболее основные разности хлоритовых микродиоритов содержат до 30—35% зеленого прохлорита, 5—6% кварца, до 3—10% пелитоморфного карбоната доломит-анкеритового ряда. Плагиоклаз пород заметно альбитизирован, но все же сохраняет высокую основность ($N_2 = 35—15$). В породах присутствует эпидот. По-видимому, основные разности хлоритовых микродиоритов выступают в качестве пропилитизированных аналогов одинитов и протеробазов. Они относительно бедны кремнеземом ($Q = 2,2$) и обеднены анортитовой известью ($a/c = 1,6$).

Результаты пересчета химического состава даек на петрохимические характеристики, по А. Н. Заварицкому

Таблица 2

		s	a	c	b	Q	a/c	c'	m'	f'	a'	n	t	φ
1	C-29/405,0	58,3	8,5	11,0	22,2	—11,4	0,7	4,9	55,6	39,5	—	72,4	1,0	11,9
2	C-10/890,0	58,9	4,9	10,3	25,2	— 2,3	0,4	3,6	49,6	46,8	—	67,6	1,5	12,9
3	C-10/934,3	57,7	7,3	7,2	27,8	— 6,4	1	12,5	41,1	46,4	—	74,7	0,7	13,8
4	C-10/985,4	60,2	7,7	7,3	24,8	— 2,3	1,0	13,4	45,9	40,7	—	89,2	1,0	11,1
5	C-10/632,0	66,5	10,4	7,3	15,8	4,9	1,4	8,1	47,0	44,9	—	87,1	1,0	15,2
6	C-10/635,4	66,2	8,0	7,2	18,6	9,2	1,1	10,3	46,9	42,8	—	93,0	0,8	12,7
7	C-10/894,9	69,2	8,3	7,5	15,0	14,3	1,1	5,3	48,7	46,0	—	82,3	0,6	12,9
8	B-22/1	69,0	8,5	6,5	16,0	14,5	1,3	—	35,3	51,8	12,9	81,4	1,5	18,9
9	C-10/688,5	65,5	11,0	6,8	16,7	2,2	1,6	14,8	43,2	42,0	—	85,5	1,3	26,2
10	C-10/677,0	67,5	8,0	8,1	16,4	10,9	1	3,1	44,4	52,5	—	97,2	0,8	12,4
11	C-10/920,8	69,0	10,8	6,5	13,7	9,9	1,7	8,6	34,9	56,5	—	86,2	0,6	7,3
12	C-10/918,8	69,5	10,6	6,4	13,5	11,4	1,7	7,8	41,8	50,4	—	86,7	0,7	15,7
13	C-14/725-726,5	72,3	11,0	5,2	11,5	17,4	2,1	17,5	41,8	40,7	—	68,8	0,7	11,0
14	C-10/678,2	73,8	12,0	5,2	9,0	26,5	2,3	10,2	25,2	64,6	—	77,3	0,4	25,1
15	C-29/247,9-248,3	70,0	12,1	3,8	14,1	12	3,1	57,6	12,0	30,4	—	93,8	0,4	4,8
16	C-29/622,4	71,8	13,0	0,4	14,8	17,2	32,0	—	16,8	27,4	55,8	78,7	0,5	6,1
17	A-106-1	78,7	8,2	6,0	7,1	35,0	1,3	—	35,3	62,8	1,9	81,8	0,6	7,6
18	B-36	78,5	12,5	3,1	5,9	28,9	4,0	—	19,3	59,2	21,5	77,4	0,4	14,7
19	C-10/693,7	80,3	11,5	2,8	5,4	34,8	4,1	—	18,7	62,6	18,7	97,6	0,3	17,5
20	C-29/675,5-676,0	81,8	12,5	2,6	3,1	36,0	4,8	26,0	26,2	47,8	—	77,4	0,2	13,0
21	C-10/698,8	76,3	11,4	2,5	9,8	27,3	4,5	—	8,9	20,5	70,6	82,0	0,1	8,9
22	C-1 /657,0	83,5	10,9	3,1	2,5	42,1	3,6	—	—	71,1	28,9	77,0	0,2	21,0
23	C-24/682-685	78,9	11,5	1,7	7,9	33,1	6,7	—	17,6	16,0	66,4	82,7	0,2	6,4

Более кислые разности пропилитизированных даек чаще имеют порфировую структуру и обогащены кварцем. Петрографически имеются постепенные переходы от хлоритовых микродиоритов к пропилитизированным диорит-порфирам, где первичные темноцветы нацело замещены хлоритом, часто с сохранением внешних ограничений длиннопризматической роговой обманки. Содержание карбонатов в отдельных разностях пород достигает 10—15%, присутствует эпидот, сохраняются редкие реликты бурой роговой обманки и мелкочешуйчатого лепидомелана. В породах всегда присутствует сфен. Характерным компонентом более кислых пропилитизированных даек оказывается мелкочешуйчатый мусковит и серицит.

В пропилитизированных дайках величина Q возрастает до 10—26,5, увеличивается содержание щелочей ($a=8,0$ —12,0; $a/c=1,6$ —3,1), однако во многих случаях основность полевых шпатов существенно не уменьшается и даже остается на уровне неизменных диорит-порфиров (табл. 1, анализ 10).

В ряду пропилитизированных даек особое место занимают сравнительно редко встречающиеся дайки кварцевых альбититов. Внешне — это светло-серые дайки, имеющие порфировую структуру. Порфировые вкрапленники представлены единичными резорбированными как бы «полурастворенными» зернами кварца с округлыми ограничениями и скоплениями (до 5 мм и более) призм и неправильных зерен альбита. Кроме того, среди порфировидных скоплений плагиоклаза встречаются призматической и неправильной формы скопления хлорит-карбонатного состава, развивающиеся на месте первичной роговой обманки. Основная масса пород имеет гипидиоморфную структуру. Она состоит из мелких и плохо индивидуализированных зерен кварц-полевошпатового материала, на фоне которого располагаются идиоморфные призмы альбита и пятна карбоната. Альбит в кварцевых альбититах имеет явно вторичное происхождение. Альбитизация в этих дайках выступает как крайняя степень общего процесса пропилитизации. Кварцевые альбититы имеют высокую щелочность ($a=13,0$, $a/c=32,0$) при одновременно высоких значениях характеристики «в». Этим кварцевые альбититы Табрата отличаются от типичных кварцевых альбититов и обнаруживают связь с дайками группы диоритовых порфиров и пропилитизированных микродиоритов. С другой стороны, кварцевые альбититы образуют как бы переходную группу пород к дайкам плагиогранит-порфиров.

Кислые послерудные дайки Табратского месторождения представлены плагиогранит-порфирами и редко встречающимися дайками андезитовидных дацитовых порфиров. На Восточном участке месторождения в пределах рудной залежи по всем разведочным линиям прослежена сложная дайка плагиогранит-порфиров и пропилитизированных микродиоритов, достигающая мощности 20—25 метров. Плагиогранит-порфиры — светло-серые, иногда розовато-серые, мелкозернистые породы порфировой структуры. Порфировые вкрапленники в этих породах представлены кварцем и олигоклазом, иногда зонарным андезин-олигоклазом. Основная масса пород меняется от фельзитовидной с широким развитием мирмекитовых сростков до гипидиоморфнозернистой кварц-плагиоклазовой. В значительном количестве в породах присутствует мусковит (до 10%), отмечаются повышенные количества кальцита (до 5—8%), встречается хлорит, эпидот и реликтовые хлоритизированные зерна роговой обманки. Плагиогранит-порфиры содержат повышенное количество свободного кремнезема ($Q=27,3$ —42,1) при щелочности, не выходящей за пределы щелочности плагиоклазовых гранитов и близких им аплитовидных пород ($a=10,9$ —12,5, $a/c=3,6$ —6,7). Андезитовидные дацитовые порфиры во многом схожи с плагио-

гранит-порфирами, но содержат при высокой кислотности ($Q=35,0$), повышенной основности плагиоклаз (андезит) и вместо мусковита — тонкочешуйчатый биотит (мероксен-лепидомелан). Щелочность этих пород приближается к щелочности диорит-порфиритов ($a=8,2$;

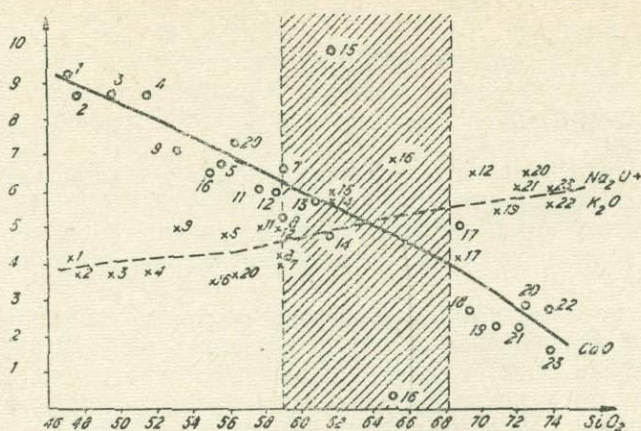


Рис. 3. Диаграмма SiO_2 — Σ щелочей (косой крест) и CaO (кружочки) в весовых процентах для послерудных даек Табратского месторождения. Заштрихована предполагаемая область несовместимости составов. Номера на диаграмме соответствуют номерам в тексте

$a/c=1,3$). Все гранитоидные дайки обнаруживают преимущественно плюмазитовый тип химизма и являются породами натрового ряда ($n=77,0-97,6$).

Петрохимически и минералогически между дайками основного и среднего состава и дайками кислого состава имеется некоторый разрыв. Он хорошо выражен на диаграммах ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ — SiO_2 и CaO — SiO_2) (рис. 3). Этот разрыв находится в пределах 60—69% содержания SiO_2 и лишь частично заполняется составами измененных пропилитизированных и альбитизированных даек.

В этой связи необходимо обратить внимание на ряд интересных фактов, обнаруженных при петрографическом и геологическом изучении послерудных даек Табрата.

В дайках основного состава (табл. 1, анализы 3 и 4) встречены своеобразные пятнистые текстуры с размером пятен 2—5 мм, равномерно распределенных в массе породы. Пятна имеют округлую форму, распределены в породе равномерно и содержатся в количестве до 10—15% ее общего объема. Сравнительное изучение округлых пятен и основной массы показало, что они содержат более кислый зонарный плагиоклаз № 30—10, в них присутствует кварц и бурая роговая обманка, аналогичная роговой обманке основной массы. По составу пятна соответствуют кварцевым диоритам, в то время как основная масса пород имеет состав одинитов или протеробазов. Пятна имеют достаточно резкие границы, но отдельные минеральные зерна их проникают в основную массу. Генетически эти пятна можно рассматривать как поздние сегрегации или как продукт раскристаллизации капель несмешивающейся жидкости [13].

При изучении даек амфиболовых диорит-порфиритов изредка в центре некоторых крупных порфировых вкрапленников плагиоклаза андезитового состава устанавливаются резко ограниченные с округлы-

ми очертаниями включения кислого кварц-плагиоклазового материала. Эти включения можно рассматривать как центры зарождения лейкократовых минералов, в связи с известной трудностью зарождения этих минералов из расплавов [13]. С другой стороны, они могут иметь и ликвационное происхождение.

К югу от Табратского месторождения в поле диоритов встречена маломощная дайка с тонкозернистой фельзитовидной основной массой, насыщенной тонкой вкрапленностью лепидомелана.

В основной массе распределены крупные (до 1—2 см) кварц-плагиоклазовые срастания мирмекитового типа с тонкой внутренней структурой. Эти срастания обычно имеют не овальные, а прямоугольные очертания, напоминающие фенокристы полевых шпатов. Генетически их трудно рассматривать как поздние сегрегации. Возможно, это постепенное разрастающиеся центры зарождения лейкократовых минералов, приобретающие в целом кристаллографические очертания доминирующего в их составе кислого плагиоклаза или результат мирмекитизации порфировых вкрапленников.

При геологическом изучении послерудных даек устанавливаются сложно построенные двойные и даже тройные дайки (например, меланократовые микродиориты, лейкократовые микродиориты и плагиогранит-порфиры). В ряде случаев внутри таких сложных даек отсутствуют резкие секущие границы, хотя контакт пород разного состава виден достаточно отчетливо. Внедрение и кристаллизация компонентов сложных даек происходили близко во времени.

Отмеченные факты свидетельствуют о сложном механизме дифференциации и кристаллизации дайковых расплавов и возможном участии глубинных ликвационных процессов в формировании даек различных петрографических типов. Возможность ликвидации в обычных силикатных расплавах в последнее время допускается многими исследователями [7,8].

Полуколичественным спектральным анализом в составе послерудных даек Табратского месторождения установлены (среднее из 130 анализов):

Cu—0,005 вес. % (0,005); Zn—0,008 (0,004); Ni—0,004 (0,003); Co—0,030 (0,002); V—0,013 (0,008); Ti—0,38 (0,31); Mn—0,09 (0,06); Cr—0,007 (0,010). Средняя плотность даек—2,77 (0,26) г/см³. Средние значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности: $\chi = 663$ (893); $J_r = 121$ (202) ед. CGS. В скобках везде указаны стандартные отклонения. Корреляционным анализом устанавливается положительная связь между Cu и Co ($r_{\text{парн}} = +0,24$); Zn и Co ($r_{\text{парн}} = +0,3$); Ni и Co ($r_{\text{парн}} = +0,41$); Co и V ($r_{\text{парн}} = +0,35$); Ni и Ti ($r_{\text{парн}} = +0,22$); Co и Ti ($r_{\text{парн}} = +0,37$); V и Ti ($r_{\text{парн}} = +0,49$); Ni и Mn ($r_{\text{парн}} = +0,32$); Ni и Cr ($r_{\text{парн}} = +0,74$); Mn и Cr ($r_{\text{парн}} = +0,34$), а также отрицательная связь между Co и Mn/Ti ($r = -0,25$); и Mn/Ti ($r = -0,41$) и Ti—Mn/Ti ($r = -0,56$).

В кислых дайках и пропилитизированных разностях пород по сравнению с дайками основного и среднего состава возрастает γ -активность.

Общие особенности петрохимической эволюции даек отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 4). Отчетливо видно, что вариационные линии составов даек в правой и левой частях диаграммы круто наклонены и приближаются к прямым линиям. Более того, в правой части диаграммы отчетливо видна большая крутизна в области кислых составов и меньшая — в области основных и средних. Резкое обогащение щелочами происходит лишь в связи с альбитизацией. Это определенным образом свидетельствует о щелочноземельном характере диф-

ференциации без резкого обогащения крайне кислых дифференциатов щелочами. В качестве важной особенности общей петрохимической эволюции дайковой серии необходимо отметить отсутствие обогащения кислых дифференциатов калием. Na/K отношение в дайках кислого состава не только существенно не уменьшается, но даже возрастает по сравнению с дайками основного состава. Щелочноземельный характер дифференциации и обогащение даек вторичными карбонатами, воз-

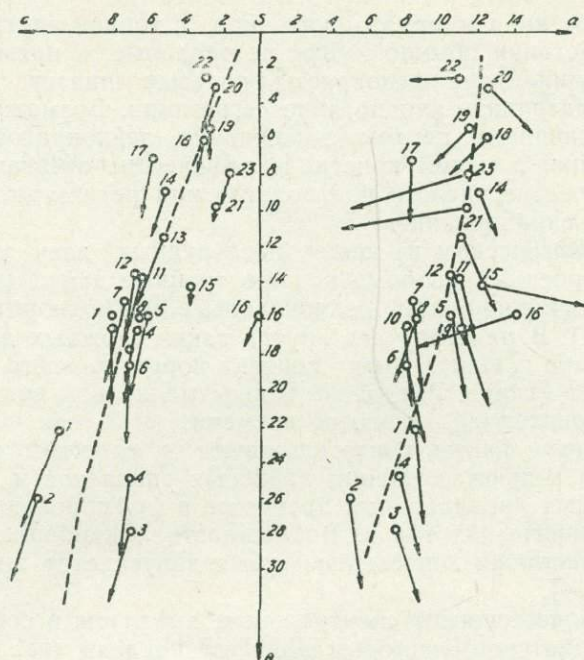


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма, по А. Н. Заварицкому, для послерудных даек Тарбанского месторождения. Номера на диаграмме соответствуют номерам в тексте

можно, свидетельствует об участии в формировании гранитоидных расплавов процессов реакционного взаимодействия исходного основного или среднего расплава в области очага даек с вмещающими породами, богатыми карбонатным материалом. Такое взаимодействие способствует увеличению натровости пород и вытеснению калия, а также сохраняет высокую основность эволюционирующих расплавов [1, 5].

Сравнение вариационной линии составов послерудных даек и вариационной линии составов главных фаз Хабалыкского интрузивного массива [10, 11] показывает их близость. Петрохимическая близость даек и главных интрузивных фаз и пологое падение даек под интрузивный массив позволяют предполагать их образование в связи со вторичным магматическим очагом, образующимся в процессе внедрения диоритовой фазы.

В пространственной и временной связи с послерудными дайками проявляется гидротермальная минерализация и изменение магнетитовых руд Табратского месторождения [3]. В последайковый период среди руд и вмещающих пород развивались следующие процессы: 1) актинолитизация амфиболов и пироксенов; 2) развитие маложелезистого биотита, пирротина и пирита; 3) образование кварц-эпидот-хлоритовых жил, жил

пренита, проявлялась карбонатизация, хлоритизация и пропилитизация в рудах и вмещающих породах; 4) образование кварц-карбонат-сульфидных жил с анкеритом, пиритом, халькопиритом, иногда галенитом и сфалеритом с развитием околожилных серицитолитов и окварцованных пород. Эта последовательность послерудной минерализации в рудах противоречит последовательности изменения самих послерудных даек, что является доказательством в пользу связи послерудной гидротермальной минерализации с дайками. Контакты даек постоянно выступали в качестве путей фильтрации гидротермальных растворов. В связи с этим они часто развальцованы и минерализованы с образованием вдоль контактов мощных (до нескольких метров) зон подробленных и измененных пород. Таким образом, есть основания считать, что источником послерудных гидротермальных растворов могли являться вторичные магматические очаги, сформировавшие послерудные дайки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Петрохимия гранитоидов пестрого состава (корреляционно-петрохимическая модель).— В сб.: Статистические методы в геологии. Новосибирск. «Наука», 1974.
2. Князев Г. Б. Интрузивный магматизм Таят-Табратского района и связь с ним контактово-метасоматического железного оруденения.— В сб.: Петрология и метаталогения базитов. М., 1968.
3. Князев Г. Б. Гидротермальное изменение руд магнетитовых месторождений Казырского рудного района (Восточный Саян).— В сб.: Вопросы геологии и географии. Томск. Изд-во Томского ун-та, 1972.
4. Князев Г. Б. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Восточного и Центрального участков Табратского магнетитового месторождения.— В сб. Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1974.
5. Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Боксана в контакте с известняками.— «Тр. ин-та геол. наук. Серия петрограф.», вып. 148, 1953.
6. Махлаев Л. В. К вопросу о генезисе мирмекитов.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 2.
7. Мелентьев Б. Н. и др. Значение ликвидации в магматическом процессе.— В сб. Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., «Наука», 1972.
8. Милуков Е. М. Еще раз к вопросу о влиянии несмешиваемости на дифференциацию изверженных горных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 2.
9. Никитина Л. Г. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения дайковых пород основного и среднего состава в Зыряновском рудном районе Алтая.— «Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол.», вып. 4, 1958.
10. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга средней Сибири. М., «Наука», 1971, с. 310.
11. Поляков Г. В., Федосеев Г. С. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений.— В сб.: Магматические комплексы АлтаеСаянской складчатой области. Новосибирск, СО АН СССР, 1963.
12. Синяков В. И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Дазского рудного поля Горная Шория). Новосибирск, «Наука». 1974.
13. Ferguson John, Currie K. L. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario.— «J. Petrol.», 1971, 12, № 3, 561—585.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД КИЙСКОГО КОМПЛЕКСА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

В. Г. РОДЫГИНА, О. А. КУХАРЕНКО

В северной части Кузнецкого Алатау широким распространением пользуются магматические породы, объединенные в две возрастные группы — раннепалеозойскую и посленижедевонскую. Последняя группа, которая и будет нас интересовать, включает породы кийского габбросиенитового интрузивного комплекса, входящего в состав Южносибирской щелочной провинции. К кийскому комплексу относятся несколько крупных плутонов — Ударнинский, Тайдонский, Ново-Берикульский и более мелкие массивы — Комсомольский, Кия-Шалтырский, Загорный и другие.

Все массивы размещаются в Кийской структурно-фациальной зоне, представляющей собой горст-антиклинорий со сложным блоковым строением. Кийская зона имеет преимущественно карбонатный характер нижекембрийских отложений, расчлененных на две свиты — усть-кундатскую и усинскую [6,11]

В петрографическом отношении породы кийского комплекса исключительно разнообразны. Одной из важных характерных особенностей комплекса является присутствие в его составе нефелиновых пород, представляющих промышленный интерес как глиноземное сырье. Основными критериями, позволившими М.П.Кортусову объединить резко различные по составу породы (от основных до щелочных и нефелиновых) в один комплекс, являются следующие: тесная пространственная связь пород, близкие геохимические и металлогенические признаки, ряд соображений геологического характера, а также некоторые косвенные данные [4,5].

Почти все массивы кийского комплекса слабо или отчетливо дифференцированы и характеризуются многофазным строением. Считается, что более ранние (нижедевонские) интрузивные фазы внедрения представлены основными породами, а в поздние фазы образовались нефелиновые сиениты. Такой порядок становления предлагается для габбросиенит-нефелин-сиенитовой ассоциации, представителем которой является Ударнинский плутон. Кия-Шалтырский и Загорный массивы отнесены к габбро-ювит-уритовой ассоциации, в которой за габбро идут уриты [2,7,8]. Присутствующие на Кия-Шалтыре тералиты Е.Д.Андреева считает метасоматическими [1]. Однако есть и другие соображения относительно последовательности формирования нефелиновых пород в отмеченных массивах [3,12].

Принадлежность пород кийского комплекса к одной возрастной группе подтверждают имеющиеся единичные радиогеохронологические

данные. Возрастные взаимоотношения самих нефелиновых пород (и нефелинсодержащих) пока еще не совсем ясны, и среди исследователей нет единого мнения относительно происхождения и порядка становления массивов. Нефелиновые и нефелинсодержащие породы слабо охарактеризованы радиологически, в связи с чем привлечение любых методов, позволяющих более точно определить возраст пород данного комплекса, представляет большой интерес.

Настоящее сообщение касается определения возраста пород с привлечением метода дисперсии двупреломления [9,10]. В качестве эталонных проб, которые использовались для построения графиков коэффициент дисперсии (K_d) — возраст, были взяты образцы горных пород из различных массивов Кузнецкого Алатау, Рудного Алтая, Горной Шории и других районов Советского Союза, а также образцы из Болгарии, ГДР и др. Возраст этих эталонных (реперных) образцов был уже хорошо известен геологически и для них имелись определения абсолютного возраста методом по биотиту и роговой обманке, проведенные Л. В. Фирсовым (рис. 1,2).

Определения абсолютного возраста методом дисперсии двупреломления проведены для трех массивов кийского комплекса: Ударнинского, Кия-Шалтырского и Загорного. Минералами, по которым велось определение K_d , а следовательно, возраста были калиевый полевой шпат из

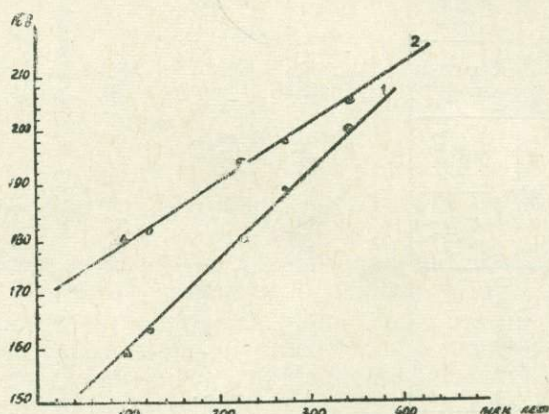


Рис. 1. Диаграммы связи возраст — K_d для калиевых полевых шпатов (1) и плагиоклазов (2) интрузивных пород. Эталонные образцы: ● — гранит (ГДР), △ — базальт (Монголия), ○ — гранодиорит (море Лаптевых)

щелочных сиенитов Ударнинского и Загорного массивов, роговая обманка — из щелочных сиенитов Загорного массива и пироксен (титанавгит) — из тералитов и уртитов Кия-Шалтырского массива. Несколько определений было сделано по плагиоклазу из тералитов, но они оказались значительно заниженными по сравнению с данными по другим минералам. Для замера K_d брались зерна минералов, не подвергшихся вторичным изменениям, что нельзя сказать о плагиоклазе.

Для работы использовались интерференционные светофильтры с максимумом пропускания 421, 458, 480 и 718. Величина K_d измерялась в разрезе $\perp Nm$, где наиболее четко проявляется зависимость K_d от возраста минерала. Результаты определения абсолютного возраста оптическим методом приведены в табл.1. Полученные данные не про-

Данные абсолютного возраста пород кийского габбро-сиенитового комплекса,
определенные методом дисперсии двупреломления

Массив и порода	Абсолютный возраст по оптике в миллион лет				Абсолютн. возраст по К—Аг- методу по нефелину	Результаты статистической обработки данных абсолютного возраста по оптике													
	по кали- шпату	по роговой обманке	по пироксе- ну	по плагио- клазу		средняя арифм. ошибка — r_n в млн. лет		средняя квадрат. ошибка — s_n		доверительн. интервал при $t = 0,95 \Delta X$		коэффициент вариации в % w_n		количество определений (n)					
						по ка- ли- шпа- ту	по пи- рок- сену	по ка- ли- шпа- ту	по пи- рок- сену	по ка- ли- шпа- ту	по пи- рок- сену	по ка- ли- шпа- ту	по пи- рок- сену	по ка- ли- шпа- ту	по пи- рок- сену	по рог. об- манке	по плаги- окл.		
Ударнинский плутон. Щелочные сиениты	321±26			202±18		29,9	13,8	37,0		31,0		11,3		11					9
Кня-Шалтыр- ский, тералиты уртиты			394±22 405±12	189±6	372±20,388		13,8		18,4		14,1		4,6		24				6
Загорный нефелин- сиениты	342±21	352±12		223±16		21,4		26,2		20,3		7,7		11			14		4

Примечание. Данные по К—Аг -методу заимствованы из работы Е. Д. Андреевой [2].

тиворечат геологическому положению массивов и единичным радиологическим определениям. Разница между цифрами абсолютного возраста, полученными К—Аг-методом и методом сравнительной дисперсии двухпреломления, не превышает по калиевому полевоому шпату 6—8%, по роговой обманке и пироксену 4—6%. Эта разница при сравнительно простых средствах работы незначительна. Для достоверности получен-

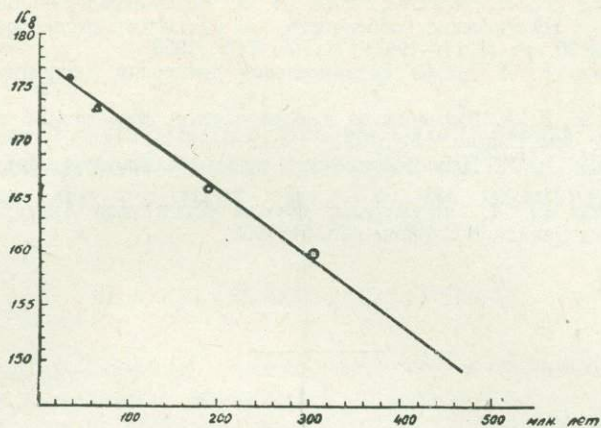


Рис. 2. Диаграмма связи возраст — K_8 для роговых обманок интрузивных пород. Эталонные образцы: ● — гранит (Болгария), △ — базальт (Монголия), ○ — гранит (Таймыр), ⊙ — гранит (Рудный Алтай)

ных данных в каждом шлифе проводилось 3—4 замера K_8 по каждому из минералов.

Таким образом, результаты определения позволяют считать выделенные породы кийского комплекса близкими по времени формирования, образующими единую эволюционную серию от основных до щелочных пород. Полученные цифры укладываются в очень узкий интервал времени, что не дает возможности наметить последовательность образования пород среди отдельных фаз внедрения. Видимо, в данном случае основным возрастным критерием надо считать сумму структурно-геологических и минералого-геохимических признаков либо потребуются массовые определения по каждому типу пород и последующая статистическая их обработка. В частности, это относится к тералитам и уртитам Кия-Шалтырского массива, вопрос о происхождении которых еще остается спорным. Данные определения возраста этих пород лежат в пределах допустимых ошибок метода и, в общем, согласуются с представлениями Е. Д. Андреевой (1968) о метасоматическом образовании тералитов в связи с внедрением уртитовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. — В сб.: Щелочные породы Сибири. Тр. ИГЕМ, вып. 76, 1962.
2. Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. «Наука», 1968.
3. Жданов В. В., Станкевич Е. К. О щелочных габброидах восточного склона Кузнецкого Алатау. — Петрогр. сборник, № 4, т. 73, 1962.
4. Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). — В сб.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд-во ТГУ, 1962.

5. Кортусов М. П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Марининской тайги (Кузнецкий Алатау).— В сб.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. СО АН СССР, 1963.

6. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Изд-во ТГУ, 1967.

7. Кортусов М. П., Кузоватов Н. И., Дехтярева Л. В. Щелочные интрузивные породы района рудника Ударного.— В сб.: Материалы по геологии Западной Сибири, № 64, 1963.

8. Кортусов М. П., Макаренко Н. А. Нефелинсодержащие породы Марининской тайги и их генетические особенности.— В сб.: Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет (1917—1967). Изд-во ТГУ, 1968.

9. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. «Недра», 1964.

10. Кузнецов Е. А. Руководство к определению абсолютного возраста минералов оптическим путем. Изд-во МГУ, 1971.

11. Прусевич А. М. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской тайги. Изд-во ТГУ, 1967.

12. Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау.— В сб.: Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 64, 1963.

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ МЕТОДА СРАВНИТЕЛЬНОЙ ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ

О. А. КУХАРЕНКО, В. И. СЕРЕТКИН

Гранитоидные породы змеиногорского интрузивного комплекса впервые были выделены и описаны Н. А. Елисеевым, который рассматривал змеиногорский комплекс как единую габбро-гранодиорит-гранитовую формацию. Этой точки зрения придерживались и в дальнейшем развивали П. Ф. Иванкин [2], В. С. Кузевный [4].

Вторая группа геологов выделяла среди змеиногорского комплекса целый ряд самостоятельных комплексов, возраст которых варьировал от додевонского до пермского [3, 7, 8, 9].

Ряд структурно-геологических и петрографических критериев позволяет сделать заключение о том, что змеиногорский интрузивный комплекс сформировался в несколько фаз.

Для решения вопроса о возрастных взаимоотношениях интрузивных фаз комплекса и их корреляции методом сравнительной дисперсии двупреломления было проведено определение абсолютного возраста гранитоидных пород массивов, относимых Н. А. Елисеевым и рядом последующих геологов к змеиногорскому комплексу.

По данным предыдущих исследователей и данным геологов Рудно-Алтайской экспедиции, змеиногорский интрузивный комплекс сложен породами: 1 фаза — габбро, габбро-нориты, габбро-диориты; 2 фаза — диориты, кварцевые диориты, grano-диориты; 3 фаза — биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты; 4 фаза — порфиридные граниты.

Гранитоидные породы комплекса слагают отдельные массивы. Преобладающее распространение имеют гранитоиды второй и третьей фазы, слагающие более 95% площади пород этой формации. Интрузивные тела имеют преимущественно СЗ простирание и контролируются основными структурами региона — Алейской структурно-формационной подзоной и Северо-Восточной зоной смятия. Морфологически гранитоиды представлены межформационными залежами, трещинными и штокообразными телами. Характерными особенностями формации являются: гипабиссальный облик интрузий, большая пестрота их состава, преобладание средне-мелкозернистых и порфиридных структур широкое, развитие жильных тел. Эндоконтактные зоны массивов сложены мелкозернистыми, порфировыми разностями, обогащенными темноцветами. Петрохимический состав пород формации отвечает среднему составу соответствующих разностей по Р. Дели. Гидротермальные преобразования представлены кварцитами и кварцевыми жи-

лами. Экзоконтактовые изменения выражены в образовании роговиков (ширина зон до 1,5 км), скарнов. Гранитоиды змеиногорского интрузивного комплекса прорывают и метаморфизуют породы нижнего палеозоя, среднего и верхнего девона и толщи среднего карбона (малюльбинская свита) и рвутся пермскими гранитами.

Для определения абсолютного возраста методом сравнительной дисперсии двупреломления нами были отстроены диаграммы связи коэффициента дисперсии (K_0) с абсолютным возрастом. В качестве реперных проб, которые использовались для построения графиков K_0 —возраст, брались так называемые эталонные образцы (Горная Шория, Кузнецкий Алатау, СЗ часть Рудного Алтая), возраст которых был уже хорошо известен геологически и для которых имелись определения возраста К—Аг-методом по биотитам, роговой обманке. Диаграммы связи K_0 —возраст были отстроены для биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки. По этим минералам и велось определение возраста в шлифах. Для гранитоидных пород змеиногорского интрузивного комплекса определения возраста были проведены в основном по плагиоклазам и калиевым полевым шпатам. Замеры возраста проводились и по биотоку и роговой обманке, но в небольших количествах, ибо последние реже присутствуют в гранитоидах.

Для измерения брались зерна, образовавшиеся в главную стадию минералообразования, не претерпевшие вторичных изменений. Для работы использовались интерференционные светофильтры с длиной волны 421, 458, 480, 718 нмк. Замер величины K_0 велся в разрезах $\perp N_m$, где наиболее четко проявляется зависимость K_0 от возраста минерала.

Результаты определения абсолютного возраста приводятся в таблице. В ней приведены средние значения возрастов по фазам и дана краткая характеристика пород. Данные определений не противоречат геологическому положению массивов и единичным данным радиологических определений. При этом разница между цифрами абсолютного возраста, полученными калий-аргоновым методом и методом сравнительной дисперсии двупреломления (оптическим методом), не превышает по калиевому полевому шпату (микроклину) и плагиоклазу 4—6%, а по темноцветам 8—12%. Эта разница при сравнительно простых средствах работы (поляризационный микроскоп, столик Федорова, поворотный компенсатор и набор интерференционных светофильтров) не имеет существенного значения, если учесть ошибку, допустимую в некоторых случаях и калий-аргоновым методом (50 млн. лет). Для большей убедительности из каждого образца породы готовилось по два-три шлифа и по каждому шлифу проводилось 5—6 замеров возраста.

Причины колебаний возраста, определенного оптическим методом по биотиту, заключаются в том, что собственная окраска биотита мешает точному определению момента компенсации поляризационной окраски минерала, у темноокрашенных биотитов вообще невозможно наблюдать момент компенсации. Другой причиной колебания момента компенсации, а следовательно, и возраста может явиться псевдоодноосность биотита, на что указывал и Е. А. Кузнецов [5]. Дисперсия двупреломления, тесно связанная со структурой минералов, зависит от степени упорядоченности этой структуры, поэтому полевые шпаты (микроклины) являются наиболее подходящими минералами для определения возраста гранитоидов.

Для микроклинов получается более «молодой» возраст, чем для биотитов и других темноцветов. Явление «омоложения» можно, видимо, объяснить более легкой потерей аргона полевыми шпатами по

Данные результатов определения абсолютного возраста гранитоидных пород змеиногорского интрузивного комплекса методом сравнительной дисперсии двупреломления

№ п/п	Название породы	Место отбора, массив	Возрастное положение в комплексе	Возраст оптический, миллион лет (метод сравн. дисперсии)				Абсолютный возраст в млн. лет по K-Ar		Автор коллекции	Лаборатория
				по биотиту	по микроклину	по плагиоклазу	по рог. обманке	по биотиту	по валу		
1	Биотитовый гранодиорит	Алейский мас. (3—4 км на юг от пос. Староалейского)	2 фаза	372, 349	385, 328, 365, 357, 377	383, 371, 370, 372	370, 367, 380	—	356	В. П. Ходарев	ЗСГУ
2	— „ —	Алейский мас. (1,5 км от пос. Староалейского)	— „ —	353, 367, 363	338, 331, 321, 336, 318	309, 345, 341, 347	„	—	337	— „ —	— „ —
3	Гранодиорит	Севернее пос. Сосновского	— „ —	—	329, 312, 335	331, 307, 348, 327	—	—	306	— „ —	— „ —
4	Гранит	Устьянский	— „ —	268—280	317, 319, 268, 330, 280	329, 364, 352	—	—	322	— „ —	— „ —
5	Гранит, плагиогранит	Горшковский	— „ —	—	341, 319, 347, 376	360, 374, 384, 321, 358	—	—	—	—	—
r_n				369	346	357	372				
S_n				18	25	25	7				
ΔX				15	14	12	8				
W				4,8	7,5	6,8	2,5				
1	Биотитовый плагиогранит	Алейский мас. (р. Корболиха)	3 фаза	285, 320, 307, 326	269, 289, 285, 264, 290	284, 287, 281, 273, 320, 302	—	311	—	К. Г. Богданова	ВСЕГЕИ
2	Биотитовый гранит	пос. Сосновский	— „ —	341, 312, 360	323, 329	341, 289, 317, 324	—	338	—	— „ —	— „ —
3	Плагиогранит	Мас. Мохнатые сопки	— „ —	—	297, 302, 313, 329, 347	332, 351, 304, 282	—	—	350	В. М. Чеботарев	ЗСГУ
4	Биотитовый гранит	Раскатинская интрузия	— „ —	316, 326, 300, 310, 352, 306	317, 282, 267, 311, 263, 303	292, 280, 341, 327, 331, 300	—	—	268	К. Г. Богданова	ВСЕГЕИ
r_n				324	298	305					
S_n				24	30	29					
ΔX				13	14	12					
W				7,5	14	9,7					
1	Порфировидный гранит	Мохнатые сопки	4 фаза	—	265, 300, 272, 278, 283	297, 285, 292, 286, 257, 278	—	255	308	В. С. Кузнецкий	СНИИГГиМС
2	Биотитовый микрогранит	Алейский массив	— „ —	—	283, 307, 269, 288, 260	291, 304, 256, 279	—	—	215	— „ —	— „ —
r_n					279	284					
S_n					15	16					
ΔX					10	9,8					
W					5,4	5,5					

 r_n — среднее арифметическое; S_n — средняя квадратичная ошибка; ΔX — доверительный интервал; W — коэффициент вариации в %.

сравнению со слюдами (биотитом), роговой обманкой, на что указывал Е. А. Кузнецов [6], а также тем, что процесс микроклинизации более поздний и разорван по времени с формированием темноцветов.

Нами была проведена статистическая обработка данных абсолютного возраста, полученных оптическим методом. В статистическую обработку данных были включены и все резко отличающиеся значения от средних. Подсчитывая сумму отрицательных значений разницы в процентах между данными возрастов, полученных радиологическими методами, имеем среднее отклонение 7,4. Такое среднее отклонение отдельных определений по биотитам и цифра 7,4 является показателем одревнения возраста. Статистическая оценка стандартного отклонения равна $\sqrt{\frac{\sum (\Delta x - \Delta x_i)^2}{n(n-1)}} = 2,97$, а t — критерий Стьюдента

равен 2,5, то есть данные по биотиту в целом надо забраковать. Вероятнее же всего данные абсолютного возраста в 268 млн. лет (по калий-аргоновому методу) занижены. По микроклинам и плагиоклазам критерий Стьюдента находится в пределах допустимого. Если принять в расчет всю сумму отклонений возраста по разным минералам, то стандартное отклонение при 115 определениях равно 0,81, статистическая оценка среднего стандартного отклонения равна 0,95 и $t = 0,85$. Статистическая обработка полученных данных показывает, что для полевых шпатов величина критерия Стьюдента меньше 1,96, то есть меньше максимально допустимой, что означает применимость метода сравнительной дисперсии двупреломления для определения абсолютного возраста гранитоидных пород по вышеотмеченным минералам.

Таким образом, полученные данные абсолютного возраста позволяют сделать вывод о неоднократном внедрении магматических масс, слагающих массивы, и определить время формирования змеиногорского интрузивного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы.— В сб.: Петрография СССР. Сер. 1. АН СССР, 1938.
2. Иванкин П. Ф. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов Юго-Западного Алтая.— «Тр. Алтайского горнометаллургического научно-исследовательского института АН Каз. ССР». 1960.
3. Каюпов А. К. О возрастных соотношениях полиметаллического и редкометального оруденения на Алтае.— «Изв. АН Каз. ССР. Сер. геолог.», вып. 1, 1959.
4. Кузевый В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогенические особенности.— «Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 213, 1973.
5. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления и химический состав некоторых слюд ряда флогопит-биотита.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геолог.», 1960, № 2.
6. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. «Недра», 1964.
7. Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.
8. Чернов В. И., Гаврилова В. П. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая.— «Тр. ВАГТ», вып. 3, 1957.
9. Щерба Н. Г. Особенности строения и металлогении Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае.— «Тр. АН Каз. ССР», 1957.

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ПРИМЕНЕНИЕ ЕЕ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА

В. К. ЧИСТЯКОВ

Применение термолюминесценции (ТЛ) как нового метода корреляции горных пород, в том числе и магматических, в последнее время приобретает широкий размах. Это связано с поисками новых корреляционных признаков, а также с относительной простотой метода и достаточной экспрессностью. В настоящее время накопился уже определенный опыт в применении ТЛ для решения этих вопросов [1, 4, 10, 13, 22]. Однако множественность факторов, влияющих на ТЛ минералов горных пород, своеобразие их проявления в различных районах, использование в основном природной ТЛ (ПТЛ) не позволило разработать универсальную методику применения ее для этих целей.

Учитывая это, нами выполнены исследования по применению ТЛ для корреляции и определения относительного возраста магматических и метаморфических пород Алтае-Саянской складчатой области. С целью выяснения применимости отмеченных в этом регионе особенностей ТЛ для других регионов аналогичные исследования выполнены для некоторых геологических объектов Центрального Казахстана, Центрального и Восточного Забайкалья и ряда других.

Для выработки оптимального варианта нами рассмотрена возможность применения для корреляции и определения возраста ТЛ основных акцессорных и породообразующих минералов горных пород и лейкократовой составляющей их.

Установлена прямая зависимость между ТЛ породы и составляющими ее минералами, которая состоит в том, что если отмечены повышенные значения ПТЛ и ИТЛ минерала (особенно породообразующего) из пород одного комплекса, по сравнению с аналогичным минералом другого комплекса, то и ТЛ породы, и других минералов первого комплекса будет выше, чем у аналогичных пород и минералов второго комплекса. Отмеченная выше зависимость позволяет использовать для целей корреляции и определения относительного возраста ТЛ пород или легкой фракции их, что значительно снижает трудоемкость анализа, так как отбор мономинеральных фракций (особенно акцессорных минералов) требует значительных затрат времени и труда. При использовании ТЛ пород нужно вносить поправку на содержание в породе темноцветных минералов, а для более точных сопоставлений, сильно отличающихся по минералогическому составу пород, проводить несложный пересчет их ТЛ к единому нормативному составу.

Важным моментом при использовании ТЛ для корреляции и определения возраста геологических образований является выяснение возможности применения для этой цели ПТЛ и ИТЛ минералов. Целым рядом исследований [11, 16, 23] показано, что величина ПТЛ при данном уровне радиоактивности с течением времени повышается только до определенного предела и в дальнейшем может не увеличиваться, а уменьшаться. В значительной степени она также зависит от времени выхода пород из зоны прогрева (на глубину менее 1 км), последующего прогрева вблизи поверхности под влиянием различных эндогенных источников, характера распределения акцессорных минералов и целого ряда других причин. Как следствие этого величина ее в породах одного комплекса может изменяться в очень широких пределах. ИТЛ в идеальном случае увеличивается на протяжении всего времени существования минерала. В значительно меньшей степени зависит она от времени выхода пород в поверхностную зону, последующего прогрева их, характера распределения акцессорных минералов и других причин [19]. В связи с этим данными по корреляции и определению относительного возраста по ПТЛ нужно пользоваться с большой осторожностью. ИТЛ точнее отражает зависимость между радиоактивностью и возрастом и дает более достоверные данные. Для получения наиболее объективной информации необходимо изучение обоих типов ТЛ.

Значительное влияние на использование данных ТЛ для корреляции и определения относительного возраста имеет выбор параметров ТЛ, используемых для этой цели. Полученные данные показывают, что для этих целей можно использовать интенсивность ТЛ, выражаемую через высоту пиков (I) или их площадь (S). Во многих случаях использование этих параметров дает положительные результаты. Однако нередко оказывается, что резко отличающиеся по возрасту и условиям образования породы характеризуются одинаковой или близкой величиной I и S . В этих случаях целым рядом исследователей [12, 19] предложено использовать не величину интенсивности ТЛ, а отношение ее к радиоактивности пород (R) — I/R . Радиоактивность может быть выражена либо в виде количества радиоактивных элементов в породе, либо дозы или интенсивности различных типов излучения в соответствующих единицах. Наши исследования показали, кроме того, возможность использования для этой цели радиоактивности тяжелых и электромагнитных фракций пород.

Выполненные исследования показали, что в большинстве случаев интрузивные комплексы четко коррелируются по ПТЛ и искусственной ТЛ (ИТЛ) апатита. Особенно хорошо это видно на примере интрузивных и метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау, где апатит метаморфических комплексов обладает в несколько раз большей величиной ПТЛ и ИТЛ, чем апатит из аналогичных пород интрузивных комплексов [20]. Вместе с тем из этих же данных видны черты сходства между отдельными комплексами (см. в таблице томский и порожинский), позволяющими объединить их в единую формацию. Аналогичные выводы можно сделать и по ТЛ циркона. Однако для этого минерала можно пользоваться только данными по ИТЛ, так как большинство исследованных цирконов обладают либо весьма слабой ПТЛ, либо совершенно не имеют ее (см. таблицу). ТЛ главных породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов также достаточно четко подчеркивает черты сходства или отличия между комплексами интрузивных или метаморфических пород.

По интенсивности ПТЛ и ИТЛ пород и слагающих их минералов интрузивные комплексы Алтае-Саянской складчатой области разделе-

Средние значения интенсивности ПТЛ и ИТЛ и отношение их радиоактивности для
минералов и легких фракций некоторых интрузивных комплексов
Алтае-Саянской области

Группы, комплексы, массивы, разновидности пород	Интенсивность термолюминесценции в усл. ед.					Отношение J/R			Возраст по геол. и др. данным
	апатит	циркон	полево- й шпат	кварц	легкая фракция	апатит	легкая фракция		
							1	2	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Первая группа									
Ташелгино-Майзасский	$\frac{1280}{10000}$ (25)	<i>H</i>	$\frac{26}{2500}$ (10)	$\frac{14}{1500}$ (5)	$\frac{33}{2032}$ (150)	$\frac{70}{546}$	$\frac{1,74}{111}$	$\frac{6,3}{397}$	<i>AR; PR; ε</i>
Тебинский	$\frac{291}{4000}$ (10)	$\frac{0}{182}$ (5)	<i>H</i>	<i>H</i>	$\frac{19,1}{1870}$ (20)	$\frac{11,2}{158}$	$\frac{0,75}{74}$	$\frac{1,06}{104}$	<i>AR; PR; ε</i>
Ташелгинская габбро-ди- оритовая (Горная Шо- рия)					$\frac{19}{2760}$ (20)				<i>PR; ε</i>
Азасский массив: грани- ты-плагиограниты (Горная Шория)					$\frac{155}{4550}$ (10)				<i>ε</i>
Сиениты р. Громовой (Горная Шория)			$\frac{80}{1720}$ (2)		$\frac{70}{1680}$ (4)				<i>PR; D₂</i>
Порожинский	$\frac{830}{H}$ (2)		$\frac{41}{3100}$ (8)	$\frac{10,5}{800}$ (50)	$\frac{15,6}{2246}$ (50)	$\frac{6,3}{H}$	$\frac{0,12}{17}$	$\frac{0,78}{112}$	<i>AR; PR; ε; O — S</i>
Пегматиты порожинские	$\frac{1300}{9000}$ (2)		$\frac{42}{3250}$ (5)	$\frac{10}{750}$ (5)	$\frac{22,5}{2500}$ (25)	<i>H</i>	$\frac{0,16}{18,6}$	$\frac{1,12}{125}$	<i>AR; PR; ε; O — S</i>
Гранито-гнейсы Курай- ского выступа (Горный Алтай)			$\frac{42}{3150}$ (2)	$\frac{9}{576}$ (2)	$\frac{19}{2760}$ (4)				<i>PR</i>

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Томский	$\frac{1058}{7500}$ (50)		$\frac{18}{2300}$ (10)	$\frac{10}{952}$ (10)	$\frac{8,5}{2070}$ (150)	$\frac{19,9}{140}$	$\frac{0,15}{39}$	$\frac{0,42}{103,5}$	AR; PR; E
Таннуольский									
а) габбро крупнозер- нистое					$\frac{134}{8250}$ (6)				E
б) габбро среднезер- нистое					$\frac{95}{2900}$ (7)				E
Китойский					$\frac{340}{3500}$ (5)				AR
Саянский					$\frac{160}{6500}$ (10)				PR
Вторая группа									
Таннуольский диорит, габбро-диорит					$\frac{8,6}{202}$ (20)				E ₁
Азасский: габбро и пла- гиограниты (Горная Шория)					$\frac{70}{770}$ (10)				E ₁
Кондомский	$\frac{110}{H}$ (2)	H	$\frac{10}{140}$ (4)	$\frac{10}{40}$ (3)	$\frac{8,9}{197}$ (50)	$\frac{0,55}{H}$	$\frac{0,04}{1,0}$	$\frac{0,35}{8,0}$	E ₂ ; D ₂
Большереченский	$\frac{36,5}{600}$ (10)	$\frac{0}{58}$ (10)	H	H	$\frac{2,7}{102}$ (40)	$\frac{1,87}{30,7}$	$\frac{0,12}{5,2}$	$\frac{0,3}{11}$	O — S ₁ ; D ₂
Тигертышский	$\frac{13}{H}$ (1)	H	$\frac{9}{267}$ (3)	$\frac{3,6}{78}$ (3)	$\frac{5,7}{520}$ (50)	$\frac{0,30}{H}$	$\frac{0,13}{12}$	$\frac{0,12}{11}$	E ₃ — 0; 0
Мустагский	$\frac{172}{H}$ (2)	$\frac{0}{71}$ (10)	$\frac{7,3}{360}$ (5)	$\frac{3,0}{33}$ (5)	$\frac{6,2}{172}$ (50)	$\frac{0,85}{H}$	$\frac{0,03}{0,85}$	$\frac{0,05}{1,43}$	E ₂ ; D ₂

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лебедской					$\frac{13,3}{182}$ (30)				€
Федоровский			$\frac{9,5}{249}$ (3)	$\frac{7,2}{57}$ (2)	$\frac{9,3}{167}$ (20)				€
Сарлыкский	$\frac{275}{H}$ (3)	$\frac{0}{59}$ (15)	$\frac{8,0}{410}$ (4)	$\frac{4,0}{60}$ (4)	$\frac{6,9}{302}$ (50)	$\frac{1,37}{H}$	$\frac{0,03}{0,57}$	$\frac{0,01}{0,7}$	€ ₂ ; D ₂ ; P
Тельбесский	$\frac{61}{450}$ (15)	$\frac{9}{72}$ (25)	$\frac{10}{305}$ (10)	$\frac{7,0}{72}$ (12)	$\frac{6,5}{245}$ (156)	$\frac{0,93}{H}$	$\frac{0,1}{3,7}$	$\frac{1,0}{40}$	O ₃ — S; D ₂
Азасский — граниты, пла- гиограниты					$\frac{115}{196}$ (5)				€
Карахольский	H	H	$\frac{197}{5630}$ (2)	$\frac{13}{250}$ (2)	$\frac{34,2}{2562}$ (6)				S
Третья группа					$\frac{12}{400}$ (14)				S
Кийский	$\frac{28}{300}$ (5)		H	H	$\frac{6,2}{100}$ (20)	$\frac{2,5}{6,9}$	$\frac{0,55}{9,0}$	$\frac{2,4}{40}$	D ₂
Мезинский			$\frac{15}{150}$ (2)	$\frac{12}{42}$ (2)	$\frac{7,0}{74}$ (20)				D ₂
Аксацкий					$\frac{3,5}{63}$ (15)				P

Примечание. В числителе интенсивность ПТЛ и отношение ее к радиоактивности пород. В знаменателе интенсивность ИТЛ и отношение ее к радиоактивности пород. Для апатита приведена интенсивность пика 190—220°С, а для полевого шпата, кварца, легкой фракции пород в числителе пик 190—220°С, в знаменателе — от 90 до 110°С. Облучение Co⁶⁰. Доза для апатита 2,4·10⁴ р, для остальных — 1,45·10⁵ р. Для апатита, легкой фракции (1) в качестве R взята радиоактивность тяжелой фракции, а для легкой (2) — радиоактивность электромагнитной фракции. H — определение не проводилось. В скобках количество проб.

ны на три крупные группы. В первую группу входят граниты, гранито-гнейсы, габбро, амфиболиты и другие породы тебинского, томского, порожинского, ташелгинского, ташелгино-майзасского комплексов и Азасского массива Кузнецкого Алатау, граниты и гранито-гнейсы Курайского выступа Горного Алтая, гранито-гнейсы и граниты Восточного Саяна, большая часть основных пород таннуольского комплекса и целый ряд других. Породы и минералы этих комплексов характеризуются повышенной ТЛ (см. таблицу).

Во вторую группу входят породы большеречинского, кондомского комплексов габбро-сиенитовых пород, мустагского, тигертышского, тельбесского гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау, часть пород карахольского комплекса Западного Саяна, лебедской комплекс Алтая и целый ряд других комплексов этой области. Породы и минералы этих комплексов характеризуются средними значениями величин ТЛ (см. таблицу).

К третьей группе относятся породы мезинского (девонский субщелочной комплекс) и щелочные породы кийского комплексов Кузнецкого Алатау, граниты и гранит-порфиры Аксайского и Уландрыкского массивов Горного Алтая и др. Породы этих комплексов и массивов и слагающие их минералы характеризуются наиболее низкими значениями ТЛ.

Такое разделение пород Алтае-Саянской области на четко выделяющиеся группы выполнено в основном по данным ИТЛ. По ПТЛ картина менее ясная, так как она для ряда комплексов, входящих в различные группы, либо одинакова, либо близка. Особенно хорошо это видно при сравнении ПТЛ легких фракций томского и кондомского комплексов, Сарлыкского и Мезинского массивов и др., которые обладают очень близкой или одинаковой ПТЛ, но резко отличаются по ИТЛ.

Внутри отдельных групп возможно дальнейшее разделение по интенсивности ТЛ, позволяющее коррелировать комплексы в более узких пределах. Как уже ранее было отмечено, по близкой интенсивности ее у пород и минералов порожинского, томского и части пород тебинского комплексов можно было бы объединить их в один комплекс, можно бы объединить в единый комплекс также тебинский и часть пород ташелгино-майзасского комплекса и подтвердить связь широко распространенных в пределах Томского выступа древнего фундамента пегматитов с порожинскими гранитами.

Вместе с тем нужно учитывать и то, что очень часто отличия между средними значениями ТЛ для пород многих комплексов внутри групп не столь существенны, чтобы по единичным или небольшому количеству проб можно было установить принадлежность тех или иных массивов к определенному комплексу. Это связано с относительно большой дисперсией значений ТЛ в породах отдельных массивов.

Дальнейшая корреляция пород внутри групп возможна по отдельным минералам, составляющим породы, с учетом их состава и свойств.

Приведенные выше данные по разделению интрузивных и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области на три группы позволяют более определенно сопоставлять массивы пород неясной формационной принадлежности с определенными их прототипами. Так, по данным ТЛ породы Федоровского массива хорошо сопоставляются с породами лебедского комплекса. Нижняя возрастная граница этого массива определяется по пересечению им карбонатных пород протерозоя, а верхнюю установить невозможно из-за отсутствия контактов его с более молодыми породами. Таким образом, в данном случае по аналогии ТЛ пород Федоровского массива и лебедского ком-

плекса можно судить о верхней возрастной границе этого массива. Следует отметить, что данные ТЛ корреляции этого массива совпадают с представлениями изучавших этот массив исследователей [8.]. Данные по ТЛ пород Азасского массива (верхнее течение р. Мрас-Су) показывают наличие в нем трех групп пород. Первые две из них сопоставимы по ТЛ с древними породами Томского выступа фундамента, а третья — с породами лебедского комплекса. В этом случае результаты ТЛ частично расходятся с представлениями геологов о формационной принадлежности всего Азасского массива к лебедскому комплексу. Аналогичное положение наблюдается и среди пород, относимых к таннуольскому и карахольскому комплексам, где выделяется по несколько групп пород, резко отличающихся по ТЛ, причем одни из них по ее величине могут быть отнесены к более древним, другие к более молодым.

Подобные примеры наличия отдельных массивов, сложенных породами, резко отличающимися по ТЛ, наблюдаются и в некоторых других комплексах. Такие колебания ТЛ могут являться либо результатом объединения в единый комплекс резко отличающихся по возрасту массивов пород, либо существенными отличиями их по радиоактивности.

Приведенный выше пример наличия в породах таннуольского комплекса трех различающихся по ТЛ групп является, вероятно, результатом объединения в таннуольском комплексе в исследованном районе (верхнее течение р. Оки и ее притоков Хара-гол и Хойта-ока) разновозрастных пород. Такие представления о разновозрастности пород, объединяемых в таннуольский комплекс, высказаны целым рядом участников III конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области [5]. Вероятно, что габбро и габбро-диориты, характеризующиеся высокой интенсивностью ТЛ, относятся к выделенным И. М. Волоховым, В. М. Ивановым и Р. В. Оболенской [5] древним предгранитным мажалыкскому дунит-пироксенит-габбровому и датотскому титаносных габброидов комплексам или дифференцированным габбровым интрузиям, выделенным Г. В. Поляковым [14]. И только последняя группа диоритов и грано-диоритов является собственно таннуольской.

Влияние радиоактивности на интенсивность ТЛ пород хорошо видно на примере гранитов Мунглу девонского возраста и массива Куу пермского возраста в Центральном Казахстане. Граниты Куу обладают интенсивной ТЛ, сравнимой с ТЛ древних гранитов и гранито-гнейсов Алтае-Саянской складчатой области. Граниты Мунглу, наоборот, обладают средней ТЛ, сравнимой с ТЛ некоторых аналогичных пород этой же области (рис. 1). Таким образом, если пользоваться только интенсивностью ТЛ, можно прийти к ошибочному выводу об аналогии пермских и протерозойских гранитов. Если же учесть радиоактивность этих пород, то оказывается, что граниты Куу в 10 раз радиоактивнее гранитов Мунглу и аналогичных им по интенсивности ТЛ протерозойских гранитов Алтае-Саянской области. Используя в этом случае не интенсивность ТЛ, а отношение I/R , мы получим, что по этой величине протерозойские граниты существенно отличаются от гранитов Куу. Последний случай показывает необходимость использования при более точных сопоставлениях магматических комплексов не интенсивности ТЛ, а величины I/R .

Весьма вероятно, что именно повышенной радиоактивностью объясняется наличие в Карахольском массиве группы пород с повышенной интенсивностью ТЛ. Однако отсутствие в нашем распоряжении

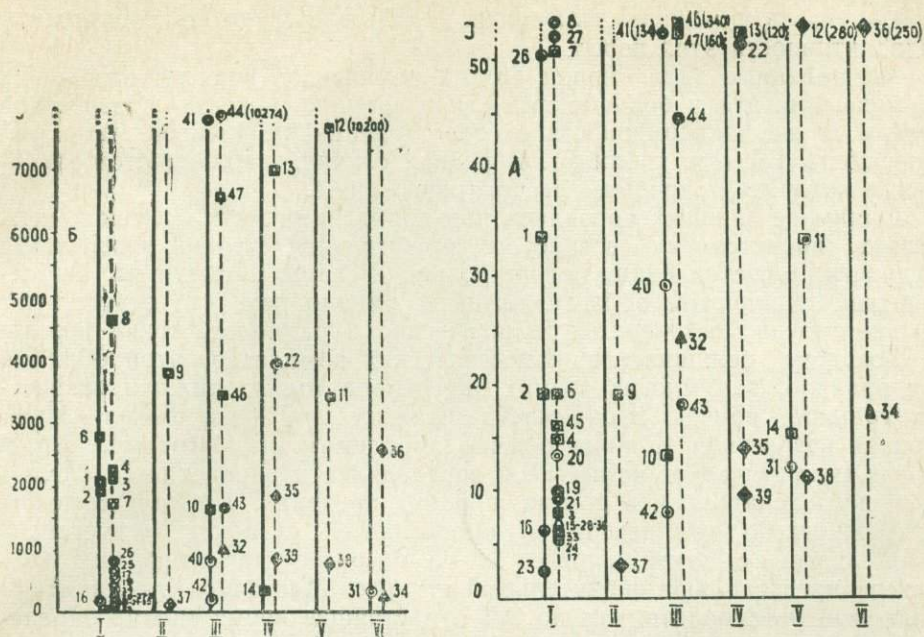


Рис. 1. ПТЛ (А) и ИТЛ (Б) лейкокраповых фракций пород различных магматических и ультраметаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и других районов (средние значения интенсивности ТЛ в условных единицах).

По горизонтали регионы: I — Кузнецкий Алатау и Горная Шория, II — Алтай; III — Западный и Восточный Саян; IV — Центральное Забайкалье; V — Восточное Забайкалье; VI — Центральный Казахстан.

Сплошные вертикальные линии — основные породы, штриховые линии — гранитоиды. Цифры в скобках соответствуют значениям интенсивности ТЛ, не укладывающимся в масштабы чертежа.

Квадратом обозначены древние комплексы (AR—PR), кругом — палеозойские комплексы (E_1 —S), треугольником — палеозойские комплексы (S—D₂), ромбом — молодые комплексы (D—J).

Комплексы и массивы: 1 — ташелгино-майзасский комплекс, амфиболиты, габбро-диориты; 2 — тебинский комплекс, габбро, габбро-диориты; 3 — томский комплекс, граниты; 4 — порожинский комплекс, граниты; 5 — микроклиновые граниты порожинского комплекса; 6 — ташелгинский комплекс, габбро-диориты; 7 — сенииты р. Громовой; 8 — Азасский массив, граниты, плагиограниты; 9 — гранито-гнейсы Курайского выступа; 10 — амфиболовые гнейсы р. Пезо; 11 — гнейсо-гранодиориты Даурского хребта; 12 — гнейсовидные граниты Даурского хребта; 13 — мигматиты и гнейсо-граниты; 14 — пироксениты, лабродориты Даурского хребта; 15 — мустангский комплекс, граниты; 16 — кондомский габбро-сienитовый комплекс; 17 — тигертышский гранитоидный комплекс; 18 — микроклиновые граниты тигертышского комплекса; 19 — сенииты г. Борсук; 20 — лебедской комплекс, плагиограниты, гранодиориты; 21 — Федоровский массив, граниты, плагиограниты; 22 — раннепалеозойский комплекс гранитов; 23 — большереченский комплекс, габбро-диориты; 24 — Сарлыкский массив, граниты; 25 — микроклиновые граниты Сарлыкского массива; 26 — Азасский массив, габбро и плагиограниты; 27 — Азасский массив, граниты, плагиограниты, диориты; 28 — Тельбесский гранитоидный комплекс; 29 — микроклиновые граниты тельбесского комплекса; 30 — Лосинный камень, граниты, гранодиориты; 31 — Шалгинский массив, габбро, 32 — Карахольский массив, граниты; 33 — мезинский комплекс щелочных гранитов; 34 — граниты Мунглу; 35 — позднпалеозойский гранитоидный комплекс; 36 — граниты Ку; 37 — Аксайский и Уландрыкский массивы гранитов; 38 — амананский комплекс, гранодиориты, диориты; 39 — среднеюрский гранитоидный комплекс; 40 — таннуольский комплекс (?); 41 — крупнозернистое габбро таннуольского комплекса (?); 42 — диориты, габбро-диориты таннуольского комплекса; 43 — граниты и сенииты огнистого комплекса; 44 — граниты огнистого комплекса; 45 — лутагский сениитовый комплекс; 46 — китойский комплекс; 47 — саянский комплекс

данных по радиоактивности этих пород не позволяет применить здесь отношение I/R . Косвенные же данные (наличие редкометальной минерализации, темно-синего флюорита) свидетельствуют о повышенной радиоактивности этих пород.

Выполненные для пород других комплексов расчеты отношения I/R показали, что в большинстве случаев они отражают в известной степени те же закономерности в сопоставлении комплексов, что и интенсивность ТЛ (см. таблицу). В редких случаях наблюдаются отклонения, которые подробнее рассмотрены ниже.

Одним из главных признаков при корреляции магматических комплексов является их возраст. В значительной степени испытываемые трудности в составлении унифицированной схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области вызваны именно тем, что отсутствуют сколько-нибудь достоверные геологические и радиологические данные по возрасту большинства магматических комплексов этой области. Как правило, для многих из них определена только нижняя возрастная граница, причем и она часто является крайне приблизительной. Верхняя возрастная граница обычно проблематична. Поэтому возраст многих магматических комплексов определялся и определяется различными исследователями в весьма широких пределах. Так, для томского и порожинского комплексов он определяется от архея до перми.

В связи с этим данные ТЛ о возрасте магматических комплексов представляют значительный интерес. Многочисленными исследованиями установлено, что по ТЛ в настоящее время можно определять абсолютный возраст только молодых геологических образований (тысячи, десятки тысяч лет). Для более древних геологических образований пока можно говорить только об относительном возрасте их [3, 6, 7, 10].

Относительность определения абсолютного возраста пород более древних, чем третичные, по ТЛ вытекает из того, что для получения надежных величин возраста необходимо, чтобы исходный материал и экспериментальные определения удовлетворяли следующим основным требованиям: 1) скорость накопления светосуммы должна оставаться постоянной в течение всего времени существования минерала; 2) неизменность энергетических параметров ловушек и сохранность накопленных в них электронов должны гарантировать условие существования минерала после его образования; 3) механизм и эффективность накопления зарядов при естественном и искусственном облучении должны быть одинаковы; 4) кристаллизационные дефекты должны либо отсутствовать, либо в одинаковой степени быть развитыми в породах различного возраста.

Из приведенного перечисления требований видно, что соблюдение первых двух из них возможно только в том случае, если порода или минерал с момента своего образования до момента определения абсолютного возраста находились близко к поверхности, все время в идеальных одинаковых условиях.

Анализ геологической истории многих регионов показывает, что в большинстве случаев древние породы могли неоднократно подниматься к поверхности и опускаться в более глубокие части литосферы, попадая в различные геотермальные условия, подвергались различным изменениям (вплоть до частичной перекристаллизации). Все это не способствовало постоянной скорости накопления светосуммы, неизменности энергетических параметров ловушек и сохранности накопленных в них электронов.

К существенным ошибкам в определении абсолютного возраста могут привести различия в количестве кристаллизационных дефектов

в одновременно образовавшихся породах и минералах¹. Исследование ПТЛ и ИТЛ искусственных минералов, особенно кристаллизующихся из расплавов, показало, что количество таких дефектов в рядом расположенных зонах плавки минерала может различаться в десятки и сотни раз [21]. Однозначных критериев отличия кристаллизационных дефектов от радиационных нет. Отсутствие возможности учета доли различных по своей природе дефектов приведет к тому, что светосуммы ПТЛ и ИТЛ в породах, обладающих одинаковым возрастом и радиоактивностью, могут существенно различаться в зависимости от количества кристаллизационных дефектов. Наконец, до сих пор не ясно, насколько механизм и эффективность накопления зарядов при искусственном и естественном облучении различающихся по интенсивности в сотни тысяч раз и существенно по типу облучения (рентгеновские и γ -лучи для ИТЛ и все типы облучения для ПТЛ), идентичны. В связи с этим возникает вопрос, в какой степени точны определения дозы природной радиации искусственным путем.

Приведенные выше данные показывают очень малую вероятность точного определения абсолютного возраста «древних» пород в настоящее время. Они могут стать более объективными только после выяснения вопросов о влиянии различных геологических факторов и экспериментальных результатов, применяемых для определения возраста по ТЛ на те или иные параметры ее. Это даст возможность более правильно интерпретировать наблюдающиеся вариации параметров ТЛ в разновозрастных породах и вносить соответствующие поправки в определение возраста их.

Сопоставление выделенных выше по интенсивности ТЛ трех групп пород с имеющимися данными о их возрасте (см. таблицу) показывает, что в первую группу попали в основном породы, возраст которых считается древним ($AR-PR$). Во вторую группу — породы, возраст которых колеблется от нижнего кембрия до нижнего девона. В третью группу — наиболее молодые из изученных комплексов — средний девон — пермь. Таким образом, уже первичное разделение пород по интенсивности ТЛ позволяет отнести их к определенным возрастным группам. Внутри групп по интенсивности ТЛ возможно дальнейшее уточнение относительного возраста. Так, среди пород первой группы достаточно четко можно говорить о более древнем возрасте архейских и протерозойских комплексов Восточного Саяна (китойский, саянский) по сравнению с протерозойскими комплексами Кузнецкого Алатау (томский, порожинский). Среди пород второй и третьей групп провести более дробное деление пока относительно трудно, но оно возможно при учете радиоактивности пород и состава слагающих их минералов. В этом нас убеждает тот факт, что для тех комплексов, где нам удалось провести исследования радиоактивности тяжелых и электромагнитных фракций и по этим данным рассчитать отношение I/R , получились вполне удовлетворительные результаты, позволяющие уточнить представления, полученные по интенсивности ТЛ и не совпадающие с геологическими фактами о последовательности образования пород [18].

Так, по интенсивности ТЛ последовательность образования комплексов Томского выступа (от древних к молодым) следующая: ташегино-майзасский — томский — порожинский — тебинский, а по отношению I/R — ташегино-майзасский — тебинский — томский — порожинский. Последний порядок совпадает с геологическими представлениями

¹ Под кристаллизационными дефектами (ловушками) понимаются как собственно кристаллизационные дефекты, возникающие в процессе кристаллизации, так и дефекты, возникающие за счет восхождения элементов-примесей в кристаллическую решетку при этом процессе. Количество последних может значительно доминировать в общей сумме.

об относительном возрасте этих образований (см. таблицу). Аналогичный пример в отношении корреляции гранитов массивов Мунглу и Куу пермского и девонского возраста и протерозойских гранитов Алтае-Саянской области был приведен выше. Хорошо это видно и при сопоставлении пород большеереченского и тельбесского комплексов, когда по интенсивности ТЛ первый комплекс должен быть моложе второго, а по отношению I/R порядок оказывается обратным, совпадающим с геологическими данными по возрасту этих комплексов.

Однако наряду с многочисленными данными по совпадению относительного возраста, определенного по интенсивности ТЛ или отношению I/R , имеются и отдельные отклонения. Их мы уже частично рассматривали для таннуольского и карахольского комплексов и отмечали, что они могут быть связаны либо с объединением в комплексе резко отличающихся по возрасту пород, либо с повышенной радиоактивностью отдельных массивов. Наряду с этим часть отклонений, вероятно, связана и с отмеченной выше неопределенностью трактовки возраста многих магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. В отдельных случаях они могут также являться результатом несоответствия между принятыми для расчета радиоактивностью тяжелой и электромагнитной фракции с общей радиоактивностью породы. Особенно это будет проявляться тогда, когда основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в минералах тяжелой и электромагнитной фракций. Этим как раз и вызваны очень низкие величины отношения I/R для мустагского и кондомского комплексов и Сарлыкского массива (см. таблицу).

Описанные выше особенности применения ТЛ для корреляции и определения относительного возраста магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области находят свое подтверждение и в других районах. Из анализа графиков, приведенных на рис. 1, можно видеть, что и для ряда магматических комплексов Центрального и Восточного Забайкалья наблюдается уменьшение интенсивности ТЛ от более древних к молодым комплексам. Аналогичная картина устанавливается по отношению I/R для некоторых комплексов Центрального Казахстана.

Однако сопоставление близких по возрасту и составу пород различных регионов по интенсивности ТЛ не всегда возможно. Это уже было показано на примере Центрального Казахстана и хорошо видно на примерах позднепалеозойского комплекса Центрального Забайкалья, интенсивность ТЛ пород которого близка к интенсивности ТЛ протерозойских пород Алтае-Саянской области и среднеюрских гранитоидов Центрального Забайкалья. Интенсивность ТЛ последних выше, чем у кембрийских гранитоидов этой области. Имеющиеся у нас отдельные данные по отношению I/R показывают, что и по ним также сопоставления не всегда возможны. Колебания в интенсивности ТЛ в близких по возрасту, радиоактивности и другим признакам породах различных регионов, вероятно, связаны с отличиями в составе и содержании элементов-примесей (активаторов и гасителей ТЛ) в кварце и полевом шпате этих пород. Различия в интенсивности ТЛ проявляются и в отдельных районах Алтае-Саянской области, отличающихся по металлогении, и их нужно учитывать при применении ТЛ для целей корреляции и определений относительного возраста.

Изложенные выше данные по термолюминесцентным признакам магматических комплексов и результаты многолетних исследований геологии, минералогии, условий образования и петрохимии их позволили более определенно судить об объеме, условиях образования, формационной принадлежности некоторых магматических и метаморфических

комплексов пород [15, 17, 18, 19]. Объем настоящего сообщения и цель его не дают возможности остановиться на характеристике всех их. Частично некоторые вопросы, касающиеся отдельных из них, рассмотрены выше. Ниже мы рассмотрим только вопрос о древних комплексах Кузнецкого Алатау, представляющих предмет серьезных разногласий при составлении схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области.

Ранее нами уже отмечалось, что слагающие Томский выступ породы ташелгино-майзасского, тебинского, томского и порожинского комплексов следует отнести к единой формации, образовавшейся в результате воздействия щелочно-кремнивого метасоматоза и последующего ультраметаморфизма на породы основного состава [18]. Последующие исследования в основном подтвердили эти выводы и вместе с тем показали необходимость выделения здесь двух комплексов — тебинского основных пород и томского — гранитоидных. В состав тебинского комплекса входят тебинский массив, часть пород ташелгино-майзасского и большинство пород ташелгинского комплексов. В состав томского комплекса следует включать Томский массив и аналогичные массивы, расположенные к северу от него, а также породы порожинского комплекса. Одновременно нужно учитывать, что часть пород, относимых в настоящее время к тебинскому комплексу, и большинство пород ташелгино-майзасского комплекса образовались при гранитизации амфиболитов и амфиболовых сланцев конжинской свиты. Многие первичные габбро тебинского комплекса также претерпели значительные изменения в результате щелочно-кремнивого метасоматоза. Это не дает возможности достаточно определенно восстановить их первичный состав.

Данные по интенсивности ТЛ пород и минералов этих комплексов и отношению I/R свидетельствуют о более древнем относительном возрасте их по сравнению с другими гранитоидными и основными комплексами пород Кузнецкого Алатау. Можно было бы предположить, что высокие значения интенсивности ТЛ и отношения I/R в породах тебинского и томского комплексов являются результатом своеобразных условий формирования этих пород и как следствие этого не отражают их возраст, но аналогичные высокие значения параметров ТЛ для пород других древних комплексов Алтае-Саянской области, Забайкалья и других районов позволяют считать их представительными для установления более древнего относительного возраста по сравнению с остальными комплексами Кузнецкого Алатау (рис. 1).

По нашим данным, томский комплекс можно выделить в качестве прототипа формации метасоматических и ультраметаморфических гранитов, образовавшихся за счет эффузивных пород основного состава. Наиболее типичными минералого-геохимическими признаками такой формации являются: 1. Большое содержание в породах сфена и апатита. 2. Низкие содержания в магнетите и апатите основных элементов-примесей. 3. Отсутствие закономерной связи между химическим составом пород и содержанием акцессорных минералов. 4. Весьма низкая доля титана и железа, входящего в состав магнетита от общего содержания их в породах, и, наоборот, высокая доля титана, входящего в состав акцессорных минералов [18, 19].

Наряду с этим для Кузнецкого Алатау и некоторых других районов Алтае-Саянской складчатой области характерным признаком этой формации будет являться высокая интенсивность ИТЛ и большие величины отношения I/R .

По условиям образования, минералого-геохимическим признакам, ТЛ и другим особенностям породы томского комплекса резко отличаются от всех типичных пород формации гранитоидов пестрого состава

[18]. В связи с этим нельзя согласиться с мнением В. И. Богникова [9] о принадлежности к этой формации порожинского комплекса и массива г. Камных (томский комплекс).

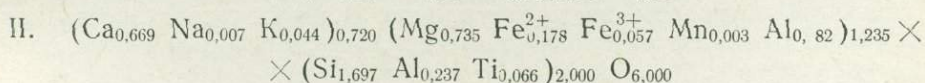
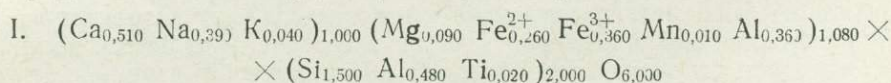
ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Г. М., Алексеева Л. Н., Титов В. К. Сравнительное изучение докембрийских гранитоидов Алданского щита термолюминесцентным методом.— «Сов. геология», 1968, № 12.
2. Богников В. И. О соотношениях габброидных и гранитоидных комплексов на примере Большеречинского комплекса габбро-норитов в Горной Шории.— «Геол. геофиз.», 1966, № 10.
3. Василенко В. Б., Вартанова Н. С. Возрастное расчленение гранитоидов методом термолюминесценции.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 7.
4. Василенко В. Б., Бубнов Е. Т. Термолюминесценция породообразующих минералов Асакаш-Шумиловского массива.— В сб.: Материалы по генет. и эксперим. минералогии, т. 6. Новосибирск, «Наука», 1971.
5. Волохов И. М., Иванов В. М., Оболенская Р. В. Ассоциация базитов и гипербазитов Карашатского плутона — новое проявление габбро-пироксенит-диунитовой формации в Туве. Новые данные к обосн. региональных магм. схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
6. Каухольд Д. Ж., Герр У. Факторы, влияющие на определение возраста минералов по термолюминесценции.— В сб. Физ. минералов. М., «Мир», 1971.
7. Комовский Г. Ф. Термолюминесценция и возраст горных пород.— «Природа», 1961, № 5.
8. Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— В сб.: Матер. по геол. Западной Сибири, № 10 (52), 1940.
9. Кузнецов Ю. А., Богников В. И., Дистанов А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.
10. Лаверов Н. П., Тарашан А. Н., Власов В. Н., Пудан Г. Ф. О применении термолюминесцентного метода для определения относительного возраста гранитоидов.— «Геол. рудн. месторождений», 1961, № 6.
11. Медлин У. Природа ловушек и эмиссионных центров в термолюминесцирующих горных породах.— В сб.: Физ. минералов. М., «Мир», 1971.
12. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Термолюминесценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность.— В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Свердловск, 1963.
13. Ракчеев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии.— «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.
14. Поляков Г. В. Вопросы магматизма Восточного Саяна.— Новые данные к обоснованию региональных магм. схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
15. Чистяков В. К. Связь между петрохимическими особенностями пород и их аксессуарными минералами в магматических комплексах Западной Сибири.— Вопросы петрохимии. Л., 1969.
16. Чистяков В. К. Природная и искусственная термолюминесценция и ее применение в геологии.— Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971.
17. Чистяков В. К., Ивонин И. П. Элементы-примеси в экзессорном магнетите ультраосновных, основных и щелочных пород некоторых интрузивных комплексов Алтае-Саянской области.— Вопросы минер. и петрогр. Западной Сибири. Томск, 1972.
18. Чистяков В. К. Минералого-геохимические признаки расчленения и корреляция интрузивных комплексов Алтае-Саянской складчатой области.— Вопросы геологии и географии Сибири. Томск, 1972.
19. Чистяков В. К. Баланс распределения элементов в минералах как один из критериев расчленения и генезиса горных пород.— Геология и полезные ископаемые Сибири, т. 2, Томск, 1974.
20. Чистяков В. К. Термолюминесценция искусственного периклаза.— Геология и полезные ископаемые Сибири, т. 3. Томск, 1974.
21. Чистяков В. К. Особенности природной и искусственной термолюминесценции апатита из интрузивных и метаморфических пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.
22. Шовкопляс В. М., Морозов Г. В. Термолюминесценция как метод определения относительного возраста горных пород и минералов.— «АН УССР», 1965, № 6.
23. Jonson N. M. Geothermometry from the thermoluminescence of contact metamorphosed limestone.— The journal of geology, V. 74, № 5, pp. 607—619 (1966).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕТРУРГИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

А. В. МАНАНКОВ, В. М. ВЛАДИМИРОВ, И. Д. БАБАНСКИЙ, В. М. ЯКОВЛЕВ

С кинетической точки зрения реакция силикатообразования в петрургических системах, где реагенты, катализатор и продукты находятся в разных фазах, относятся к гетерогенным реакциям. Общая скорость гетерогенных превращений всегда является функцией скоростей нескольких процессов: химической реакции и физических процессов — диффузии и переноса тепла [2]. С целью определения основных движущих сил подобных реакций авторами исследованы два «сухих» силикатных расплава с различным содержанием химических компонентов, которые по стехиометрии в целом соответствуют цепочечным силикатам в пределах полей твердых растворов пироксенов:



Применяя метод последовательной кристаллизации с учетом данных ДТА и определения выработочной вязкости, для каждого расплава найдем зависимости размеров кристаллических пироксеновых твердых растворов от времени (рис. 1). Размеры зерен определялись под микроскопом в прозрачных шлифах как среднеарифметические величины из ста замеров. Кривые $\rho(t)$ аппроксимированы алгебраическими функциями, дифференцирование которых позволило получить выражения для скорости роста кристаллов $C = \rho'(t)$:

$$C_{\text{I}} = \begin{cases} 0,009 & 0 \leq t \leq 10 \text{ мин} \\ 0,014 t^{-4/5} & 10 \leq t \leq 30 \text{ мин} \end{cases} \quad (1)$$

$$C_{\text{II}} = \begin{cases} 0,017 & 0 \leq t \leq 5 \text{ мин} \\ 0,014 t^{-4/5} & 5 \leq t \leq 30 \text{ мин} \end{cases} \quad (2)$$

Из уравнений (1), (2) следует, что скорость роста пироксеновых кристаллов определяется линейной и степенной функциями. Учитывая, что показатели степени в функции скорости на участках с линейной зависимостью почти на единицу больше, чем на участках со степенной

зависимостью, можно предположить, что рост пироксеновых фаз с линейной зависимостью скорости происходит в результате гетерогенной кристаллизации на хромитовых примесях, ускоренной спонтанной кристаллизацией. Здесь кристаллизация происходит не без участия жидкой фазы, и поэтому главными движущими силами оказываются диффузия и, в меньшей степени, химические реакции. Во вторую стадию

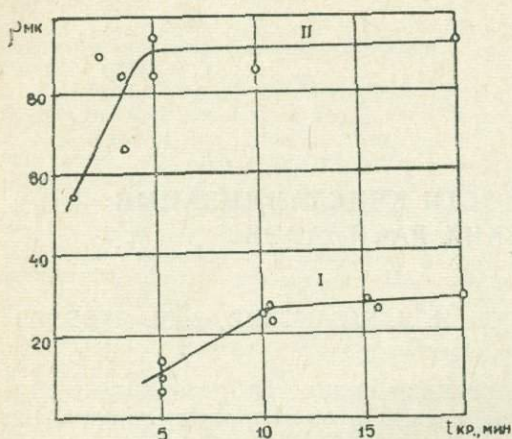


Рис. 1. Зависимость размеров зерен пироксенов от времени кристаллизации

кристаллизации, совершающуюся с относительно замедляющейся скоростью, когда последняя имеет степенную зависимость от времени, лимитирующей ступенью процесса оказывается диффузионный фактор с меньшей долей участия теплопереноса. Следовательно, кристаллизация пироксенового каменного литья совершается в две стадии: в первую стадию — одновременно во внутридиффузионной (диффузионной) и кинетической областях, а во вторую — главным образом во внутридиффузионной области.

Сравнение коэффициентов при t в формулах (1) и (2) на участках с линейной зависимостью на фоне особенностей химического состава

этих систем позволяет обнаружить увеличение скорости кристаллизации петругрических расплавов, стехиометричных пироксенам, по мере уменьшения в их составе глинозема и щелочей за счет возрастания содержания окиси магния. Эти изменения в составе приводят к понижению вязкости второго расплава, что облегчает диффузию элементов и увеличивает скорость роста кристаллов. В результате скорость кристаллизации второго расплава оказывается примерно в два раза больше, чем первого.

Об изменении кислотности-щелочности этих расплавов в результате такой многокомпонентной замены судить, например, по изменению электроотрицательностей элементов довольно трудно, так как отсутствует суммарный показатель основности расплавов, отличающихся как катионами, так и анионами [4]. А сравниваемые расплавы как раз представляют такой случай, потому что в синтетических пироксенах, отличающихся большими пределами изоморфных замещений [3, 8, 9, 10, 11], при соотношении $(N_{\text{Al}_2\text{O}_3} + N_{\text{Fe}_2\text{O}_3}) / N_{\text{Na}_2\text{O}} + (N_{\text{CaO}} - N_{\text{MgO}} - N_{\text{FeO}}) = n \leq 1$ весь алюминий находится в октаэдрических позициях $M_{\perp}$, являясь катионом, а при $n > 1$ часть алюминия существует в четверной координации, изоморфно замещая ионы кремния в кремнекислородных анионных тетраэдрах. Правда, в работе [1] предложена формула для расчета электроотрицательностей простейших силикатов через средние геометрические значения отношений стабильности, однако для реальных составов она мало применима. В связи с этим мы воспользовались методом определения показателей кислотности-щелочности (основности) горных пород на термодинамической основе [7], что позволило обнаружить возрастание относительной основности во второй системе по сравнению с первой.

Из работы [5] известно, что для линейной скорости кристаллизации объем сферолитовых агрегатов, типичных для петруггических материалов, определяется формулой

$$v = 8 \cdot c^3 \cdot t^2, \quad (3)$$

где v — объем; c — скорость роста кристаллов; t — время кристаллизации. Когда процесс кристаллизации достигает конца участка с линейной зависимостью, весь объем представляется сферолитовыми агрегатами. Исходя из уравнения (3), объем закристаллизованной фазы в петруггических системах с катализаторами кристаллизации на участках с линейной скоростью может быть выражен формулой

$$V = \int v \cdot (N + nt) dt = \int 8c^3 t^2 (N + nt) dt = 8c^3 t^3 \left(\frac{N}{3} + \frac{nt}{4} \right), \quad (4)$$

где N — количество хромитовых центров зарождения; n — скорость пироксенового зародышеобразования при температуре кристаллизации; t — время кристаллизации.

С помощью уравнения (4) выразим равенство объемов кристаллических фаз для двух систем:

$$8c_1^3 t_1^3 \left(\frac{N}{3} + \frac{n_1 t_1}{4} \right) = 8c_2^3 t_2^3 \left(\frac{N}{3} + \frac{n_2 t_2}{4} \right). \quad (5)$$

Зная скорости роста и время достижения равных объемов твердых фаз, можно вычислять скорости зародышеобразования при различных температурах кристаллизации как для одинаковых, так и для разных, но изоструктурных составов. Основным критерием в этом случае является время достижения конца линейного участка на графике зависимости размера зерен от времени. Поэтому, подставляя в равенство (5) значения c и t , найденные для систем, получаем уравнение:

$$\frac{N}{3,75} + 2n_1 = n_2. \quad (6)$$

Из уравнения (6) становится очевидным, что скорость зародышеобразования во втором расплаве (с большей скоростью роста) больше, чем в первом, минимум в два раза.

В силикатной технологии и особенно в экспериментальной минералогии накоплен к настоящему времени весьма значительный материал по дендритам, но вопрос о причинах и процессах их образования, имеющий большое практическое значение, до сих пор не решен. Ранее нами была установлена зависимость форм кристаллов в петруггических материалах от состава расплавов и времени кристаллизации [6], где показано, что смена дендритов сферолитами представляет результат закономерного изменения эффекта взаимодействия симметрии кристаллов и симметрии среды (тепло- и массопереноса), а также изменений степени пересыщения последней от времени кристаллизации. В настоящей работе делается попытка подойти к вопросу о механизме кристаллизации дендритов с кристаллохимической стороны. Многочисленные определения кристаллооптических осей в дендритах, выполненные под микроскопом на столике Федорова, показывают, что дендриты вытянуты вдоль третьей кристаллографической оси [001]. С этим направлением в пироксенах совпадают длинные оси цепочек кремнекислородных тетраэдров, то есть наиболее неполярные цепочки связей Si—O—Si. Благодаря максимальной ковалентности эта связь является наиболее жесткой, что и обуславливает самую большую теплопроводность вдоль оси «с» и в конечном счете стимулирует наибольшее переохлаждение и пе-

ресыщение в этом направлении. Именно поэтому длинные оси дендритов вытянуты параллельно оси «с».

Выводы

1. Кристаллизация цепочечных силикатов при оптимальных условиях представляется гетерогенным процессом и совершается в две стадии. В первую стадию кристаллизация идет одновременно в диффузионной и кинетической областях, а во вторую — главным образом во внутридиффузионной области.

2. Выведена формула для расчета относительной скорости зародышеобразования цепочечных силикатов из расплавов.

3. Возрастание основности петруггических расплавов приводит к увеличению скорости кристаллизации и скорости зародышеобразования.

4. Замена магния на алюминий и щелочи в силикатных расплавах при сохранении ими пироксеновой стехиометрии вызывает возрастание кислотности систем.

5. Преимущественный рост в дендритах имеют направления, совпадающие с наиболее ковалентной связью цепочек Si—O—Si .

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппен А. А. Температуроустойчивые неорганические покрытия. Изд-во «Химия», 1967.
2. Дельмон Б. Кинетика гетерогенных реакций. М., изд-во «Мир», 1972.
3. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н. и др. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971.
4. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах.— В сб.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
5. Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., 1954.
6. Мананков А. В., Владимиров В. М., Бабанский И. Д., Яковлев В. М. Кинетика неравновесной кристаллизации петруггических расплавов различного состава.— В сб.: Строение и свойства стеклокристаллических материалов на основе горных пород и шлаков. Чимкент, 1974.
7. Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты.— «Вестник МГУ. Геология», 1973, № 5.
8. Островский И. А. Оптические свойства синтетических эгирин-диопсидов.— Юбил. сборник, посвящ. Д. С. Белянкину. АН СССР, 1946.
9. Торопов Н. А., Хотимченко В. С. Изоморфные замещения в глиноземистых пироксенах.— Неорг. матер., 3, 1615, 1967.
10. Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— «Тр. ИГН АН СССР», вып. 138. Сер. петрогр., № 41, 1951.
11. Yagi K. Synthetic pyroxenes of the acmite-diopside system. J. Min. Soc. Jap., 3, 1958.

КИНЕТИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В МЕТАСИЛИКАТНЫХ СИСТЕМАХ

А. В. МАНАНКОВ, В. М. ВЛАДИМИРОВ, И. Д. БАБАНСКИЙ, В. М. ЯКОВЛЕВ,
А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, Н. М. ПАВЛУШКИН, В. Г. СМЕРНОВ, И. П. СКВОРЦОВ

Определение кинетических факторов и особенно их взаимосвязи с термодинамическими имеет принципиальное значение при анализе направленности и последовательности процессов природного и технического минералообразования. Сущность этого нового научного направления, начатого М. Поляни и М. Эвансом [9] и получившего дальнейшего развитие в работах [1, 2, 6], состоит в том, что кроме термодинамической предпочтительности конкретного процесса (или реакции) в ряду однотипных процессов (или реакций) учитываются скорости их протекания и энергии активации, а также взаимные соотношения кинетических и термодинамических факторов.

Авторами настоящего сообщения исследованы петруггические системы, химические составы которых соответствуют цепочечным силикатам с нормальными кислотно-основными характеристиками (табл. 1). Пересчеты составов этих систем по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли с дополнениями Г. А. Рашина и С. Д. Четверикова [5] показывают, что они располагаются около линии $P-T$, т. е. имеют анхимономинеральный пироксеновый состав (рис. 1). На четырехкомпонентной диаграмме состояния $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ составы изучаемых систем находятся в поле непрерывного ряда твердых растворов диопсид-клиноэнстатит (рис. 2). Кроме того, присутствие окисного и закисного железа в системах отражается на изменении молекулярного (фазового) состава и показателей преломления метасиликатных стекол. По мере возрастания суммарного содержания железа растет количество геденбергитовой и эгириновой молекул, а также закономерно увеличивается N стекол от 1,608 для маложелезистого пироксенового стекла марки Ар до 1,658 для заметно обогащенного железом стекла марки ХС (табл. 1).

Измерение вязкости стекол в области температур расплава производилось на ротационном вискозиметре с коаксильными цилиндрами, а в области температур размягчения стекла — на вискозиметре конструкции В. Т. Славянского и др. [7]. Сравнение температурной зависимости вязкостей изучаемых расплавов и стекол (рис. 3, 4) с литературными данными [4] показывает, что эти составы обладают удовлетворительной выработочной вязкостью и могут использоваться в производстве стеклокристаллических материалов.

Наряду с этим установлено, что температурные зависимости $\lg \eta - \frac{1}{T}$ для расплавов в интервале 1180—1350°C и для стекол в интервале

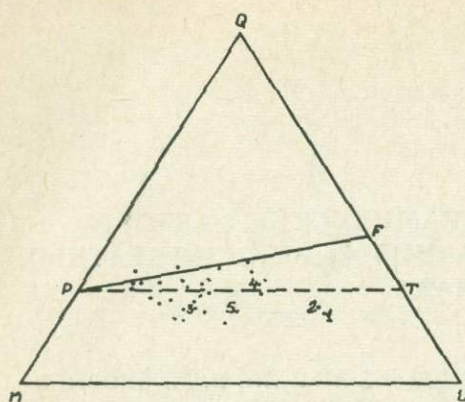


Рис. 1. Сравнительная петрохимическая характеристика метасиликатных систем. 1 — состав ситалла марки ХС; 2 — ШС; 3 — Ар, 4 — ГЗС; 5 — ХС; P — пироксен, T — молекула Чермака

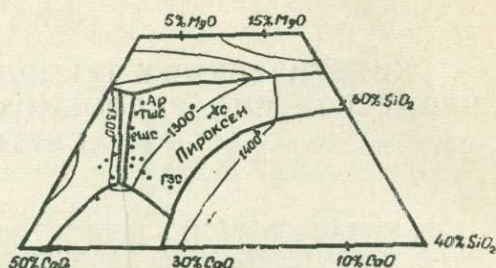


Рис. 2. Диаграмма состояния системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, разрез для 10%-ного Al_2O_3 , ШС — марка ситалла

700—800 (900°C) имеют линейный характер, поэтому к ним применимо теоретически выведенное уравнение Френкеля-Андраде

$$\eta = A \exp \frac{E_\eta}{RT},$$

и они использованы нами для вычисления энергии активации вязкого течения (E_η) расплавов и стекол. Значения E_η исследуемых расплавов изменяется в пределах 27,4—39,0 ккал/моль, а E_η стекол — от 68,6 до 100,5 ккал/моль. Наибольшей энергией активации обладают расплав и стекла марки ШС, отличающиеся максимальным содержанием окиси

Химический состав синтезированных ситаллов

Марка ситалла	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO
ГЗС	47,5	1,1	14,8	6,1	3,0	15,1
ХС	43,2	0,4	8,1	14,9	2,3	20,4
ТШС	43,3	1,0	12,0	10,1	2,1	25,1
ШС	41,5	0,45	13,3	8,4	3,1	28,2
Ар	50,5	1,3	8,6	4,0	1,7	23,5

кальция и глинозема и имеющие более высокую температуру экзоэффекта на кривой ДТА. Для более полного определения влияния состава на вязкость расплавов при разных температурах полученные экспериментальные данные, а также данные, заимствованные из литературных источников, обработаны на ЭВМ М-220 с применением метода наименьших квадратов. В результате рассчитаны коэффициенты уравнения линейной регрессии:

$$\eta T = a_0 + \sum_{i=1}^8 a_i \cdot x_i,$$

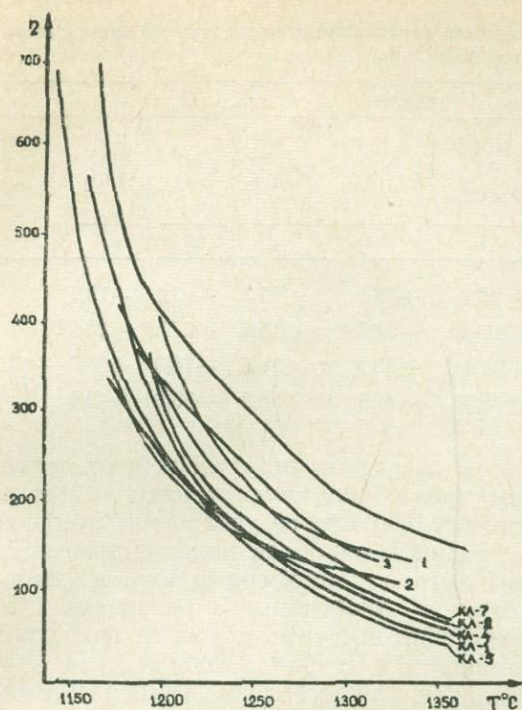


Рис. 3. Температурная зависимость вязкости расплавов. 1 — расплав состава ОГС; 2 — ХС; 3 — ШС, 4 — ТШС. КЛ-1 — КЛ-7 — расплавы, используемые для производства промышленных отливок стеклокристаллических материалов

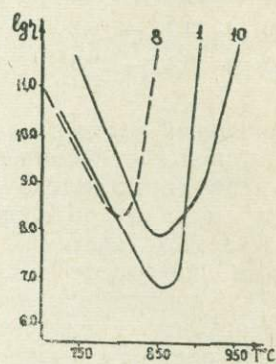


Рис. 4. Температурная зависимость вязкости стекол. 8 — стекло марки ТШС; 1 — Ар; 10 — ШС

и их кислотно-основные характеристики

Таблица 1

MgO	K ₂ O	Na ₂ O	M _{Py}	k _{общ}	KCA	R	N _{стекла}
10,6		1,53	2,80	1,75	2,73	3,48	1,610
10,6		0,3	2,93	1,07	3,14	3,65	1,658
3,7		2,75	2,97	1,34	2,91	3,63	1,630
4,3		0,8	3,00	1,94	2,94	3,77	1,626
4,1	1,9	4,3	3,09	1,53	2,77	3,19	1,608

где α_0 — закрепленная константа, не зависящая от температуры;

α_1 — константа, зависящая от температуры; x_i — доля вклада в вязкость расплава i -го пироксенового минала (молекулы).

Значения вычисленных коэффициентов уравнения линейной регрессии приведены в табл. 2.

Анализ значений коэффициентов α_i позволяет сделать выводы: при охлаждении расплава до 1360°C в нем начинает проявляться структурная и физическая неоднородность. Зависимость коэффициента регрессии α_3 (для диоксида) от температуры при этом незначительна, что еще раз подтверждает способность большинства других составляющих пироксенов образовывать с диоксидом твердые растворы. Вязкость

Коэффициенты уравнения регрессии для определения температурной зависимости вязкости от минимального состава

T°С	Миналы								α_0
	Na ₂ O Fe ₂ O ₃ 4SiO ₂	Na ₂ O Al ₂ O ₃ 4SiO ₂	CaO MgO 2SiO ₂	CaO Al ₂ O ₃ SiO ₂	CaO FeO 2SiO ₂	CaO SiO ₂	MgO SiO ₂	FeO SiO ₂	
	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	α_6	α_7	α_8	
1360	— 0,3	+ 11,0	+7,9	+12,5	+12,9	+11,3	+ 9,4	+12,1	
1300	—125,3	+143,0	+2,3	—141,4	—98,8	+19,8	+272,9	+22,7	
1260	+ 3,9	— 6,3	+4,0	+33,0	+30,8	+20,5	—18,3	+22,5	—852,3
1220	+ 0,3	— 29,3	—4,0	+65,3	+61,9	+38,3	—58,8	+43,0	

диопсидовой части расплава является как бы нейтральной, относительно которой идет изменение вязкости в ту или иную сторону за счет других цепочечных силикатов. Относительно слабое увеличение коэффициентов α_6 и α_8 обусловлено, очевидно, наиболее полной смесимостью в изучаемых системах валластонита и клиноферросилита в температурном интервале 1360—1220°С с диопсидом. В интервале 1360—1300°С присутствие жадеита и клиноэнстатита наиболее значительно по сравнению с диопсидом повышает, а эгирина, гаденбергита и чермакита понижает вязкость расплавов. Сопоставление температур плавления этих пироксенов и их структур дает основание полагать, что такое влияние на вязкость может являться следствием образования зародышей наиболее температурных пироксенов и ликвидацией расплава на две части с различными структурными группировками и, следовательно, вязкостями: диопсидоподобную и клиноэнстатитоподобную. Ниже 1300°С происходит наиболее интенсивная сегрегация железосодержащих пироксеновых молекул, вызывающая в этом интервале наибольшее повышение вязкости расплавов.

Исследования сложных явлений взаимосвязи между кинетическими и термодинамическими факторами, проведенные предыдущими исследователями [1, 2, 9], показали, что между энергией активации (E) и абсолютными значениями теплового эффекта (ΔH) или изобарно-изотермического потенциала (ΔG) однотипных процессов имеется линейная зависимость

$$E = A + \alpha(\Delta H; \Delta G),$$

где α — коэффициент пропорциональности.

Для определения характера взаимоотношения термодинамических и кинетических факторов при кристаллизации исследуемых стекол были вычислены значения ΔG_p^T (соответствующие температурам экзотермических пиков на кривых ДТА) по методике, предложенной А. В. Мананковым и В. М. Владимировым в работе [3].

Определение энергии активации кристаллизации ($E_{кр}$) метасиликатных стекол производилось по величине экзотермического пика на дериватографических кривых с использованием методики С. И. Смолянинова и др. [8].

Сопоставление полученных величин $E_{кр}$ и ΔG_p^T позволяет установить, что для экзотермических процессов кристаллизации пироксеновых стекол различного состава возрастание величины энергии активации кристаллизации связано обратно пропорциональной зависимостью со значением ΔG_p^T и эта связь выражается уравнением

$$E_{\text{кр}} \approx 2077 - 82,5 \Delta G_p^{\text{T}}.$$

Между энергией активации кристаллизации и энергией активации вязкого течения стекол E_{η} в интервале $T_g - T_{\text{н.д}}$ установлена линейная зависимость, подтверждающая, что с увеличением вязкости уменьшается кристаллизационная способность метасиликатных стекол

$$E_{\text{кр}} \approx 10E_{\eta} - 1480.$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин В. И., Мchedлов-Петросян О. П. О взаимосвязи термодинамики и кинетики некоторых реакций минералообразования. — В сб.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
2. Летников Ф. А. Роль активационного барьера в геохимических процессах. — В сб.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971.
3. Мананков А. В., Владимиров В. М. Физико-химические закономерности образования силикатных твердых растворов в петругических материалах. — Тезисы докл. Всесоюз. сов. по химии твердого тела. Свердловск, 1975.
4. Павлушкин Н. М. Основы технологии ситаллов. М., Стройиздат, 1970.
5. Рашин Г. А., Четвериков С. Д. Петрохимический метод оценки сырья для каменного литья. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1964, № 9.
6. Семенов Н. Н. Основные предметы химической кинетики. М., АН СССР, 1959.
7. Славянский В. Т., Крестикова Е. Н., Борейко В. М. Новый метод измерения вязкости стекол в интервале $10^5 - 10^{14}$ пуаз. — «Стекло и керамика», 1962, № 11.
8. Смолянинов С. И. и др. Определение кинетических параметров процесса термического разложения торфа по дериватографическим данным. — «Химия твердого топлива», 1973, № 4.
9. Evans M. E., Polanyi M. Inertia and Driving Force of Chemical Reactions. Trans. Faraday Soc., 34, N 201, pt. I, 1938.

КАЛЬЦИЕВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ АГЛОМЕРАТОВ, ОФЛЮСОВАННЫХ ИЗВЕШЬЮ И ДОЛОМИТОМ

Л. Н. КОВАЛЕНКО

В настоящее время широкое признание получил термин «металлургический метаморфизм», рассматривающий процессы фазовых превращений в металлах [1]. Применение этого термина правомерно, поскольку основные метаморфические процессы в металлах, продуктах металлургического производства и в горных породах протекают примерно одинаково. Основное различие заключается в том, что метаморфизм как геологическое явление осуществляется на больших площадях и в течение большого промежутка времени. Металлургические изменения обычно завершаются в течение нескольких минут или часов. Основные параметры процессов — свободная энергия и температура в металлургических процессах значительно выше, что обеспечивает возможность протекания реакций за короткий интервал времени.

В работе [2] рассмотрен минералогический состав агломератов из медно-никелевых сульфидных руд Норильского района. Настоящая работа посвящена вопросам изменения состава силикатных минералов агломератов из медно-никелевых сульфидных руд при введении в шихту в процессе спекания добавок извести и доломита. Введение извести и доломита в шихту производится с целью интенсификации процесса спекания. Изучен ряд опытных проб с добавками извести и доломита и без известковых добавок. Химический состав исследованных агломератов приведен в табл. 1, петрографический состав — в табл. 2.

Как видно из табл. 2, добавка извести и доломита в процессе спекания приводит к резкому изменению состава силикатов в агломератах. Введение извести и доломита приводит к ассимиляции тугоплавких минералов рудных концентратов, в первую очередь плагиоклазов, в процессе обжига. Основная часть пироксенов, поступающих на спекание, сохраняется до конца агломерации. Исследуя петрографический состав агломератов, мы ввели понятие коэффициента раскристаллизованности. Под термином коэффициент раскристаллизованности имелось в виду отношение общего количества силикатных кристаллических фаз к содержанию силикатного стекла. Результаты исследования показывают, что введение извести и доломита приводит к увеличению раскристаллизации силикатной связки агломератов, что сказывается на увеличении прочностных свойств и газопроницаемости последних.

Подробная оптическая характеристика остаточных силикатов приведена в работе [2], здесь же мы остановимся на характеристике вновь

Химический состав агломератов

Таблица 1

Проба	Содержание, % вес.								Добавки
	Ni	Cu	Fe _{общ}	S	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	
Агломерат оп. 1	3,94	2,30	45,72	11,54	11,52	3,09	2,77	3,78	Без добавок
То же оп. 2	6,18	3,34	36,29	10,36	14,96	3,68	7,11	3,12	Вкрапленная руда месторождения Норильск-I
—, — оп. 3	5,16	3,31	36,77	8,76	16,76	5,67	5,06	4,17	То же
—, — оп. 4	5,20	3,43	36,96	8,68	15,05	6,82	6,00	3,52	0,9% CaO и 2,7% вес. доломита

образованных минералов и их роли в формировании конечной структуры агломерата.

Петрографический состав агломератов

Таблица 2

	Минералы	Содержание силикатов, % объемн.			
		агломерат с различным содержанием SiO ₂			офлюсованный агломерат: 0,9% CaO + 2,7% доломита
		оп. 1	оп. 2	оп. 3	оп. 4
Остаточные минералы	Плагиоклазы	3,22	4,79	8,4	ед. зерна
	Пироксены монокл. ромбические	1,88	2,2	2,05	2
	Оливин	ед. зерна	ед. зерна	0,22	0
	Биотит	ед. зерна	то же	ед. зерна	0
	Кварц	ед. зерна	0,1—0,2	ед. зерна	0
	Карбонаты: кальцит, доломит	ед. зерна	0,2	0,1	0,14
	Сумма остаточных минералов концентрата	5,45	7,39	10,77	2,14
Вновь образованные минералы	Геденбергит	2,9	4	4,05	5,25
	Монтичеллит	0	0	0	6,5
	Оливин	ед. зерна	1	1	6
	Мелилит	0	0	0	0,2
	Ранкинит	0	0	0	0,3
	Волластонит	0	0	0	ед. зерна
	Известь кристалл.	0	0	0	ед. зерна
	Сумма вновь образованных минералов	3	5	5,05	18,25
	Общая сумма кристаллических силикатов	8,45	12,39	15,82	20,39
	Силикатное стекло	27,45	29,65	33	22,11
	Коэффициент раскристаллизованности: отношение кристаллических фаз к силикатному стеклу	0,30	0,42	0,47	0,92
	Сульфиды и окислы	64,1	57,96	51,18	57,5
	Сумма	100	100	100	100

Геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — 6,5%

Геденбергит в офлюсованных агломератах кристаллизуется в виде радиально-лучистых призматических, местами ксеноморфных агрегатов,

ся хорошая спайность. В скрещенных николях геленит характеризуется аномально синими цветами интерференции. Наличие практически изотропных разновидностей позволило отнести их к промежуточным членам ряда с содержанием 40% вес. геленита и 60% вес. окерманита [5].

О переменном составе минералов этой группы свидетельствуют данные локального качественного рентгеноспектрального анализа по профилю кристалла. Преобладающими элементами в этом кристалле были железо и кальций, что позволило отнести проанализированную разновидность к ферроокерманиту. Приведенные на рис. 1 концентрационные кривые распределения интенсивностей Fe_{ka1} , Ca_{ka1} , Si_{ka1} , Mg_{ka1} , Ni_{ka1} , свидетельствуют о неравномерном распределении этих



элементов при кристаллизации. Центральные части кристалла обогащены никелем, который по мере роста кристалла вытесняется железом, магнием и кальцием. Тесный контакт кристаллов окерманита с капельно-жидким сульфидным выделением способствует вхождению никеля в состав окерманита. На возможность вхождения никеля в состав окерманита указывал В. В. Лапин [6]. Для минералов группы мелилита в агломератах характерно наличие структур скелетных конвертиков, образование которых происходит при быстром охлаждении расплава. Встречены зональные кристаллы мелилита: во внешней зоне мелилита перпендикулярно к росту граней располагается ряд параллельных друг другу удлиненных вростков клиновидной формы буроватого цвета. Они образовались в результате захвата растущими кристаллами мелилита частичек окислов или сульфидов, которые придают этим зонам буроватую окраску. Часто по мелилиту развиваются игольчатые кристаллики волластонита.

Ранкинит $Ca_3Si_2O_7$

Ранкинит кристаллизуется в двойной системе $CaO - SiO_2$, в состав которой входит ряд природных минералов: ранкинит $Ca_3Si_2O_7$, бредигит $\alpha-Ca_2SiO_4$, ларнит $\beta-Ca_2SiO_4$, волластонит $CaSiO_3$, известь CaO , кристобалит, тридимит и кварц. Особенностью ряда минералов этой группы является наличие полиморфных превращений, сопровождающихся увеличением удельного объема на 10—12%, что имеет существенное значение в технике, так как при изменении объема происходит нарушение прочности. Согласно [7] неустойчивыми фазами в этой системе являются ларнит Ca_2SiO_4 и ранкинит $Ca_3Si_2O_7$, а устойчивой — волластонит $CaSiO_3$. Ранкинит

Рис. 1. Концентрационные кривые распределения элементов в ферроокерманите

обнаружен в микрожеодах агломератов в виде игольчатых тонкопластинчатых кристаллических агрегатов размером 0,01—0,02 мм. Выделение ранкинита, тесно ассоциирующего с ферритами кальция и волластонитом, происходило в местах пересыщения расплава кальцием. Под микроскопом бесцветен, $Ng = 1,650 - 1,651$, $Np = 1,638 - 1,640$, $Ng - Np = 0,010$, $(1-)$, $\angle C : Np = 15^\circ$, $2V = 64^\circ$.

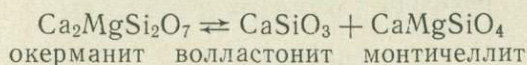
Образование игольчатых и пластинчатых агрегатов свидетельствует о большой скорости кристаллизации в условиях пересыщения расплава.

Волластонит CaSiO_3 — ед. выделения

Высокотемпературная α -фаза называется псевдоволластонитом. Псевдоволластонит устойчив в интервале 1200—1540°C. Наблюдается в виде пластинчатых кристаллов, развивающихся по минералам мелилитовой группы.

Под микроскопом пластинки волластонита бесцветны, $N_g = 1,633$; $N_p = 1,620$; $N_g - N_p = 0,013$; $\angle C : N_p = 34^\circ$.

Ассоциация волластонита и минералов мелилитовой группы подтверждает возможность протекания в агломератах реакции:



Кристаллическая известь CaO — ед. выделения

Включения кристаллической извести обнаружены в ассоциации с геленитом и монтичеллитом. Кристаллическая известь образуется в результате известняка и наблюдается в виде бесцветных, идиоморфных, изотропных зерен с высоким рельефом, размером менее 0,01 мм.

Рутил TiO_2 — ед. выделения

Тончайшие иголки рутила, сросшиеся друг с другом под углом 60°, наблюдаются в ассоциации с геденбергитом и монтичеллитом. Под микроскопом образуют зерна коричневатого цвета с высокой интерференционной окраской. Размер отдельных иголок менее 0,008 мм. В природе подобные сростания называются сагенимом. Он образуется при разрушении биотита и хлорита. Присутствие подобных образований — еще одно доказательство, что вновь образованный расплав образуется на основе компонентов от разложения гидросиликатов концентрата, поступающих на спекание.

Таким образом, несмотря на кратковременность процесса во времени (25 мин.), при агломерации с введением известковых флюсов происходит существенное изменение петрографического состава и конечной структуры агломерата. Формирование вновь образованных фаз начинается с образования мелких кристалликов геденбергита вокруг остаточного пироксена. В этом случае большое значение приобретает фактор структурной связи, тогда как для образования геденбергита на контакте с известняком необходим контакт с SiO_2 и FeO . При твердофазных процессах, как правило, образуются мелкозернистые агрегаты геденбергита и монтичеллита. Полнокристаллические агрегаты образуются из расплава.

Анализ минеральных ассоциаций, кристаллизующихся при окислительном обжиге медно-никелевых сульфидных шихт с введением добавок известняка и доломита, позволяет сделать вывод о том, что при этом происходит интенсивное взаимодействие между минералами концентрата и известняком. Это взаимодействие осуществляется путем биметасоматического обмена компонентами между ними. В силу повышенной реакционной способности плагиоклазов с вводимыми основаниями по сравнению с пироксенами происходит практически полная ассимиляция остаточных плагиоклазов, что способствует увеличению содержания кальция и алюминия в силикатном расплаве. Происходит растворение и отложение новых минеральных фаз, осуществляемое при постоянной температуре. При этом образуются геденбергит-монтичеллит-мелилитовые ассоциации, которые в природных условиях характерны для основных пород, метаморфизованных на контакте с известняками. Одновременно из сульфидов концентрата выносятся железо и ни-

кель. Железо идет не только на образование окислов, но и входит в состав силикатов. Образующиеся в процессе обжига геденбергит и оливин являются более железистым и по составу, чем остаточный диопсид. Никель обнаружен в составе ферроокерманита. В некоторых частях агломерата происходит избыточное накопление кальция, в результате образуются чисто кальциевые силикаты: ранкинит, волластонит. Накопление алюминия сдвигает кристаллизацию в тройную систему $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с образованием ранкинит-геленит-волластонитовой ассоциации. Исследованный процесс, по нашему мнению, моделирует условия магматического метасоматоза. Роль растворов выполняет гидратизированная известь $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Высокая температура обеспечивает скорость протекания реакций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мак Лин. Метаморфизм в металлах.—Сб. Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
 2. Коваленко Л. Н. Минералогия агломератов из медно-никелевых руд Норильского района.—Сб. Геология и полезные ископаемые Сибири, т. 3. Томск, Изд-во Томского университета, 1974.
 3. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
 4. Будников П. П., Гистлинг А. М. Реакция в смесях твердых веществ. М., Стройиздат, 1971.
 5. Дир Х. А., Хаун Р. А. Породообразующие минералы, т. 1, 2. М., «Мир», 1966.
 6. Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. М., АН СССР, 1952.
 7. Топоров Н. А., Барзаковский В. Н., Лапин В. В., Курцева Н. Н. Диаграммы состояния силикатных систем, т. 1. М.—Л., «Наука», 1965.
-

К ТЕРМОДИНАМИКЕ СИЛИКАТООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ПЕТРУРГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

А. В. МАНАНКОВ, В. М. ВЛАДИМИРОВ

Вовлечение в петрургию различных по минеральному и химическому составу горных пород (базальтов, диабазов, горнблендитов, осадочных образований), промышленных шлаков, зол и отходов обогащения полезных ископаемых делает актуальным теоретическое изучение процессов, лежащих в основе синтеза каменного литья. Естественно, что углубление знаний о том, как развиваются процессы кристаллизации различных петрургических расплавов, непосредственно зависит от уровня знаний о физико-химических и в первую очередь термодинамических условиях этих систем. Особенностью термодинамического метода исследования в петрургии, несмотря на его общность, является то, что он позволяет теоретически оценить относительную вероятность, направленность, предпочтительность и граничные условия протекания реакций силикатообразования. Анализ имеющихся данных по составам петрургических систем [6, 14, 27 и др.] позволяет выявить черты их сходства, достаточные для применения расчетных методов химической термодинамики.

Термодинамический подход к анализу природных и искусственных систем после работ А. Ф. Капустинского (1933) и А. Е. Ферсмана (1936) более интенсивно начал развиваться с середины 50-х годов [2, 9, 12, 16, 23, 19, 26 и др.]. Однако до сих пор «наиболее актуальной областью исследований по термодинамике представляется изучение термодинамических свойств минералов, которому в минералогии до настоящего времени уделяется удивительно мало внимания» [18]. Систематические исследования реакций силикатообразования в петрургии этим методом нам неизвестны.

Для термодинамического анализа реакций в общем случае необходимо знать начальное состояние систем и условия, в которых они совершаются. В силикатных системах достижение устойчивых равновесий для реакций чрезвычайно затруднено из-за высокой вязкости расплавов, малой поверхности раздела фаз и большой склонности силикатов к неустойчивому стеклообразному состоянию. Именно с этим связаны и главные трудности теоретического плана: поскольку знание о строении силикатных расплавов не вышло из стадии предположений, постольку и термодинамика этих систем не достигла завершенности. В последние годы изучение строения жидкостей вообще и расплавов в частности значительно интенсифицируется. Это обусловлено применением их самих в новых областях техники, а также тем, что свойства твердой фазы, получающейся в результате кристаллизации, во многом связаны со строением расплавов. Первоочередные задачи в проблеме

жидкостей связаны с отысканием приемлемого нулевого приближения, которое выражало бы некоторую «идеальную жидкость», такого приближения, каким для теории газов является идеальный газ, а для теории твердого тела — идеальный кристалл. Только после этого можно будет для реальных жидкостей с помощью измерения отклонений от нулевого приближения определять специфику каждой конкретной системы.

Сложность проблемы строения расплавов объясняется многими факторами и в первую очередь особенностями самого объекта. Сопоставление различных гипотез: квазикристаллической (свободного объема и дырочной), ближнего порядка, ассоциативной, кристаллохимической (или ионной), полимерной, микронеоднородной, а также экспериментальных данных по структуре и структурно-чувствительным свойствам (О. А. Есин, П. В. Гельд, М. А. Малкин, В. Эйтель, Д. С. Коржинский, Д. Бокрис, Г. М. Бартенев и др.) дает возможность подчеркнуть главные особенности строения силикатных расплавов: 1) наличие ближней упорядоченности различного типа; 2) многокомпонентность, обусловленную существованием ионных и ионноковалентных связей; последние формируют полимерную структуру; 3) динамическую микрогетерогенность — непрерывное и постоянное изменение под действием внешних факторов физической и химической структуры в соответствии с энергетическим принципом кристаллохимии. Оценка указанных особенностей в системах «сухих» расплавов показывает, что химическая инертность («благодарность») металлов в них определяется главным образом электронной структурой, а также прочностью связи с электроном, оценивающейся потенциалом ионизации [1, 17]. Реакции образования химических соединений в аналогичных системах относятся к процессам нейтрализации (кислотно-основного взаимодействия), они выражаются в перегруппировке атомных остовов при почти неизменном квантовом состоянии электронных систем [20]. Следовательно, при оценке тепловых эффектов реакций минералообразования в «сухих» системах необходимо определить энергии перераспределения связей у катионов основного и кислотного окислов.

Энтальпия. По К. Б. Яцимирскому [30], энергия связей в соединениях рассчитывается как сумма энергий взаимодействия и поляризации ионов; энергия взаимодействия ионов выражается через их активность, а энергия поляризации — через величину энергии ионизации или энергии сродства к электрону.

Химическая активность ионов характеризуется соотношениями: $E = eZ_1 \cdot Z_2$ [33, 36]; $E = \kappa Z_1 \cdot Z_2 e^2 / r$ [21]; $E = \kappa Z_1 \cdot Z_2 / \kappa.ч. \cdot r^2$ [25], где Z_1 и Z_2 — валентности реагирующих ионов, r — межионное расстояние; κ — степень ковалентности связи; $\kappa.ч.$ — координационное число; e — элементарный электрический заряд. Для нахождения поляризующего действия иона в работе [22] была предложена величина поляризующего потенциала $J = \frac{\Sigma u}{Z}$, где ΣU — сумма потенциалов ионизации; Z —

заряд иона. А. И. Леоновым использована энергетическая функция, характеризующая прочность связи ионов [15]:

$$f = U_a / r_a : U_d / r_d,$$

где U_a и U_d — потенциалы ионизации; r_a и r_d — радиусы катионов с большей и меньшей силой поля соответственно [3]. Отсюда приближенная оценка энергии реакции выражается соотношением

$$\Delta H_p = -K \frac{U_a \cdot r_d}{U_d \cdot r_a} \pm \Delta E_{стр}, \quad (1)$$

где K — эмпирическая константа; $\Delta E_{\text{стр}}$ — структурная составляющая энергии перераспределения связей.

Отмеченные выше соотношения и функции широко применяются, но не совсем полно отражают реальное взаимодействие силовых полей реагирующих ионов. Их недостатком является использование вместо эффективных зарядов формальных зарядов ионов и эмпирических радиусов ионов часто без учета структурной составляющей, которая в уравнение (1) входит не в явной форме.

Статистическая обработка данных по термодинамическим величинам кислородных соединений с применением орбитальных радиусов позволила С. Я. Гордееву [5] вывести формулу для оценки величины теплового эффекта реакции минералообразования:

$$\Delta H_p \cdot n_k = -K_n \varphi_n \rho \cdot n_k \quad (2)$$

где K_n — эмпирическая константа; $\varphi_n = \frac{\sum U_R/Z_R}{\sum U_M/Z_M}$ — энергетическая функция, характеризующая химическое сродство катионов кислотного и основного окислов; $\rho = \frac{r_M}{r_R}$ — структурная составляющая энергии

перераспределения связей (r_M и r_R — радиусы катионов основного и кислотного окислов, рассчитанные по уравнению Дирака); n_k — общее число катионов основного и кислотного окислов, входящих в состав соединения. При образовании соединения из трех и более окислов различной химической природы расчет величин φ_n и ρ нужно проводить исходя из среднеарифметического значения величин $\sum U_i/z_i$ и r_i , взятых для соответствующих катионов основных и кислотных окислов.

Проверка уравнения (2) на сложных цепочечных силикатах с известными по экспериментальным данным энтальпиями показала, что оно дает значительные отклонения для минералов, содержащих амфотерные окислы, компоненты которых склонны к гетеровалентному изоморфизму. В связи с этим нами предлагаются эмпирические формулы для оценки главных составляющих величины энтальпии реакции образования сложных минералов исходя из кристаллохимических формул. Энергетическая функция E_1 , выражающая химическое сродство катионов, вычисляется по уравнению:

$$E_1 = \frac{\sum \alpha_i \frac{U_{Ri}}{Z_{Ri}}}{\sum \beta_i \frac{U_{Mi}}{Z_{Mi}}}, \quad (3)$$

где α_i и β_i — коэффициенты при катионах кислотных и основных окислов соответственно в кристаллохимической формуле; U_{Ri} и U_{Mi} — потенциалы ионизации катионов кислотного и основного окислов, Z_{Ri} и Z_{Mi} — их заряды.

Функция E_2 , учитывающая влияние конфигурационной (структурной) составляющей, определяется стехиометрическими и кристаллоструктурными параметрами реагирующих компонентов:

$$E_2 = (\sum \alpha_i R_i + \sum \beta_i M_i) \cdot \frac{\sum \beta_i \cdot r_{Mi}}{\sum \alpha_i \cdot r_{Ri}}, \quad (4)$$

где α_i и β_i — коэффициенты при кислотных и основных катионах соответственно в кристаллохимической формуле; R_i и M_i — катионы кис-

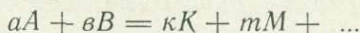
лотных и основных окислов; r_{Ri} и r_{Mi} — орбитальные радиусы катионов кислотных и основных окислов соответственно [29].

Полный тепловой эффект реакции образования многокомпонентного минерала ΔH_p тогда можно выразить соотношением

$$\Delta H_p = -kE_1E_2, \quad (5)$$

где k — эмпирическая константа.

Для любой реакции или фазового перехода



ΔH_p выражается как разность сумм абсолютных энтальпий веществ в конечном и начальном состоянии:

$$\Delta H^\circ_{298, p} = \Sigma \Delta H^\circ_{298, \text{кон}} - \Sigma \Delta H^\circ_{298, \text{нач}} \quad (6)$$

Из уравнений (5) и (6) выводим выражение для определения стандартной теплоты образования сложных минералов:

$$\Delta H^\circ_{298, \text{кон}} = -(\Sigma \Delta H^\circ_{298, \text{нач}} + kE_1E_2). \quad (7)$$

Проверка точности расчета на примере цепочных силикатов показала, что ошибка не превышает $\pm 1,5\%$ относительно абсолютного значения $\Delta H^\circ_{298, \text{сил}}$, определенного экспериментально (табл. 1). Выведенная формула отличается от предложенных другими авторами тем, что с ее помощью можно определять энтальпию с учетом влияния изоморфных замещений и особенностей поведения амфотерных окислов в конкретных системах без вычисления среднеарифметических значений, что в конечном счете и сказывается на повышении точности результатов.

Энтропия. Энтропия, являющаяся противодействующим фактором энтальпии, численно складывается тоже из двух составляющих — химической и конфигурационной. Однако химический фактор энтальпии выражает стремление частиц вещества к упорядочению, а в составе энтропии он характеризует стремление частиц к увеличению беспорядка в расположении. Поэтому химическую составляющую энтропию

можно выразить величиной, равной $\frac{1}{E_1}$. Тогда при неизменном конфигурационном факторе величина изменения энтропии химической реакции ΔS_p представляется функцией

$$\Delta S_p = k \frac{1}{E_1} E_2. \quad (8)$$

Учет ΔS_p обычно требует знания численных значений начального и конечного состояния системы

$$\Delta S_p = \Sigma S^\circ_{298, \text{кон}} - \Sigma S^\circ_{298, \text{нач}}. \quad (9)$$

С помощью уравнений (8) и (9) получаем окончательное выражение для ориентировочной оценки энтропии сложных минералов:

$$\begin{aligned} S^\circ_{298, \text{сил}} &= \Sigma S^\circ_{298, \text{нач}} + k \frac{1}{E_1} \cdot E_2 = \\ &= \Sigma S^\circ_{298, \text{нач}} + k \frac{\sum \beta_i U_{Mi}/Z_{Mi}}{\sum \alpha_i U_{Ri}/Z_{Ri}} \cdot (\sum \alpha_i R_i + \sum \beta_i M_i) \cdot \frac{\sum \beta_i r_{Mi}}{\sum \alpha_i r_{Ri}}. \end{aligned} \quad (10)$$

Изобарный потенциал. Критерием принципиальной возможности протекания реакции является величина изменения потенциала Гиббса, которая связана с величинами энтальпии и энтропии соотношением Гиббса — Гельмгольца:

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S. \quad (11)$$

Таблица 1

Термодинамические свойства пироксенов и пироксенового литья

Минерал, марка литья	Количество ионов в перерасчете на 6(0)												$-\Delta H^\circ 298$ $\frac{\text{ккал}}{\text{моль}}$			$S^\circ 298$ э.е		$-\Delta G 298$ $\frac{\text{ккал}}{\text{моль}}$	
	Na	Ca	K	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	Mn	Ti	Cr	Al _{VI}	Al _{IV}	Si	таб-лич-ная	ис-точ-ник	рас-счи-тан-ная	таб-лич-ная	рас-счи-тан-ная	таб-лич-ная	рас-счи-тан-ная
Диопсид	1,00					1,00						2,00	741,8	[23]	750,7	35,8	38,7	700,7	710,5
Геденбергит	1,00					1,00						2,00	679,9	[10]	674,6	37,99	47,4	639,8	637,3
Са-чермакит	1,00									1,00	1,00	1,00	785,7	[10]	780,8	34,6	34,8	743,8	738,9
Жадит	1,00									1,00		2,00	701,8	[4]	695,7	31,8	35,1	659,1	649,5
Эгирин	1,00				1,00							2,00	630,8	[4]	597,6		39,7	588,9	557,3
Волластонит	1,00											1,00	389,8	[10]	385,2	19,6	21,2	369,4	365,1
КЛ-1	0,177	0,365	0,033	0,307	0,120	0,453	0,007	0,071	0,016	0,353	0,221	1,279			836,7		47,8		788,2
КЛ-2	0,042	1,253	0,008	0,016	0,534	0,002				0,038		2,04			759,6		40,1		717,8
КЛ-3	0,071	0,816	0,014	0,034	0,054	0,765		0,002	0,026	0,153	0,023	1,917			781,0		40,98		737,5
КЛ-4	0,172	0,444	0,037	0,227	0,157	0,524	0,01	0,07	0,014	0,301	0,324	1,676			860,0		46,2		810,2
КЛ-5	0,132	0,411	0,02	0,281	0,157	0,476	0,007	0,07		0,349	0,298	1,702			853,0		45,3		803,6
КЛ-6	0,131	0,428	0,019	0,560	0,018	0,539	0,002	0,04	0,05	0,235	0,304	1,696			854,9		46,7		776,5
КЛ-7	0,166	0,294	0,023	0,403	0,094	0,439	0,01	0,033	—	0,408	0,205	1,795			818,8		45,1		780,6
КЛ-8	0,204	0,467	0,128	0,216	0,008	0,617	0,005	—	0,04	0,420	0,352	1,648			903,2		47,8		852,1

Подставив в уравнение (11) значения ΔH и ΔS из уравнений (5) и (8) соответственно, получаем выражение для определения $\Delta G_{298, p}^{\circ}$:

$$\Delta G_{298, p}^{\circ} = -k E_2 \left(E_1 - \frac{T}{E_1} \right) = k E_2 \frac{E_1^2 - T}{E_1}. \quad (12)$$

Зная изменение $\Delta G_{298, p}^{\circ}$, вычисляем изобарный потенциал для сложных минералов:

$$\Delta G_{298, \text{сил}}^{\circ} = \sum \Delta G_{298, \text{нач}}^{\circ} + \Delta G_{298, p}^{\circ}. \quad (13)$$

Суммарная погрешность расчета по уравнениям (12) и (13) не превышает $\pm 2\%$ относительно абсолютного значения определяемой величины (табл. 1).

При термодинамических исследованиях представляет значительный интерес определение зависимости изобарных потенциалов реакций минералообразования от температуры. Расчет потенциала Гиббса реакций силикатообразования в петруггических системах при высоких температурах проведен по формуле

$$\Delta G_{T, p} = \Delta G_{298, p} - [\Delta S_{298, p}(T - 298) + \Delta a A_z + \Delta b B_z - \Delta c C_z]. \quad (14)$$

Для определения Δa , Δb и Δc использованы экспериментальные значения теплоемкостей петруггических материалов, которые аппроксимированы нами известной зависимостью: $C_p = a + bT + cT^{-2}$. Коэффициенты a , b и c вычислены с использованием метода наименьших квадратов на ЭВМ (табл. 2).

Таблица 2

Значения коэффициентов a , b и c в грамм-атомной теплоемкости $C_p^0 = a + bT + cT^{-2}$ пироксенового литья, C_p^0 , кал/ат. град *

	a	b	c
КЛ-1	4,85	0,19	-1,84
КЛ-2	2,98	3,90	-0,64
КЛ-3	3,79	1,09	-0,69
КЛ-4	5,02	0,18	-0,78
КЛ-5	3,54	2,18	+0,26
КЛ-6	5,45	0,24	-1,96
КЛ-7	3,79	0,78	-0,79
КЛ-8	2,94	2,96	-0,16

* Значения теплоемкостей любезно предоставлены А. П. Шапошниковым.

На рис. 1 изобарные потенциалы реакций минералообразования, вычисленные на 1 моль продуктов реакций при $P=1$ ат, образуют пучок пересекающихся кривых, значения которых становятся более отрицательными с ростом температуры. Естественно, величина единичной $\Delta G_{T, p}$ не является однозначным мерилем термодинамической возможности и скорости протекания реакций, однако для серии однотипных процессов величина и знак $\Delta G_{T, p}$ может быть мерой относительной термодинамической вероятности и последовательности протекания реакций при изменении температуры. Дополнительно обнаружено хорошее согласие между величинами вычисленных $\Delta G_{T, p}$ в интервале 1400—1220°C и температурами текучести, а также градиентами вязкостей этих расплавов от температуры (табл. 3).

Результаты рентгеноструктурного, кристаллооптического и др. методов исследования показывают, что синтезированные из расплавов петруггические материалы являются твердыми растворами такого ряда пироксенов: диопсид-геденбергит-эгирин-жадеит — чермакит — ферросилит-клиноэнстатит. Сопоставление значений вязкостей исходных

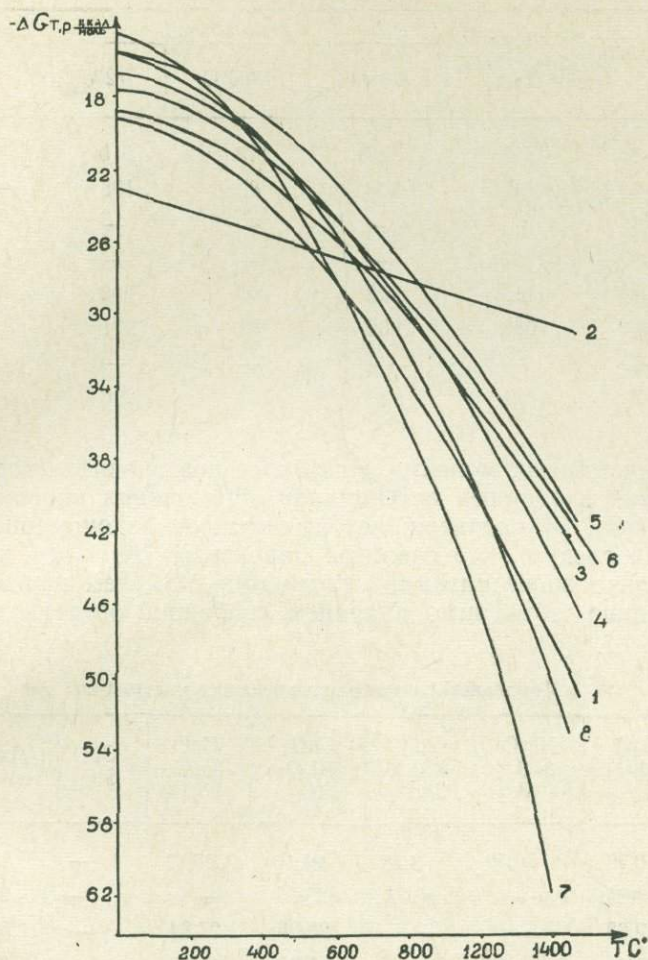


Рис. 1. Температурная зависимость изобарных потенциалов реакций минералообразования в петруггических системах, рассчитанная на 1 моль продукта. 1 — КЛ-1, 2 — КЛ-2, 3 — КЛ-3, 4 — КЛ-4, 5 — КЛ-5, 6 — КЛ-6, 7 — КЛ-7, 8 — КЛ-8

расплавов (табл. 3) с минальным составом последних (табл. 4) позволяет оценить влияние каждого пироксенового минала на вязкость расплава при определенной температуре: при охлаждении расплава до 1300°C присутствие в системе эгирина, геденбергита и Са — чермакита понижает вязкость, а присутствие жадеита и клиноэнстатита, наоборот повышает ее; ниже 1300°C влияние указанных компонентов оказывается противоположным. Выявленный инверсионный эффект влияния простых пироксенов на вязкость расплавов при 1300°C можно объяснить кристаллохимическими закономерностями формирования структур этих расплавов при охлаждении: в интервале 1400—1300°C

возникают зародыши наиболее высокотемпературных пироксенов — клиноэкстатита и жадеита, они и обуславливают здесь повышение вязкости; после 1300°C начинается интенсивная сегрегация железосодер-

Таблица 3

Сравнение $\Delta G_{т,р}$ температур текучести, вязкости и градиентов вязкости в интервале 1400—1220° С

Ряд возрастания $\Delta G_{т,р}$	Температура текучести, °С	Вязкость, $\eta_{пз}$			$\Delta \tau_T$
		1400°С	1300°С	1200°С	
КЛ-2	1195	47	113	215	0,84
КЛ-5	1143	38	82	195	0,78
КЛ-6	—	—	—	—	—
КЛ-3	1125	—	—	—	—
КЛ-4	1110	43	105	206	0,81
КЛ-1	1082	32	82	221	0,94
КЛ-8	—	—	—	—	—
КЛ-7	1051	46	130	296	1,25

жащих пироксеновых молекул, еще более повышающая вязкость. Анализ значений изобарных потенциалов образования простых цепочных силикатов (рис. 2) подтверждает выявленную закономерность, из рисунка также следует, что сложные пироксены (№ 1—8) характеризуются несколько более низкими значениями ΔG_T , чем простые. Это явление, очевидно, объяснимо влиянием свободной энергии смешения.

Таблица 4

Минимальный состав петруггических материалов

	Na ₂ O Fe ₂ O ₃ 4SiO ₂	Na ₂ O Al ₂ O ₃ 4SiO ₂	CaO MgO 2SiO ₂	CaO Al ₂ O ₃ SiO ₂	CaO FeO 2SiO ₂	CaO SiO ₂	MgO SiO ₂	FeO SiO ₂
КЛ-8	0,79	30,49	3,28	21,10	27,17	—	17,17	—
КЛ-5	14,89	—	19,71	25,35	—	—	21,70	18,34
КЛ-4	19,28	—	—	20,06	27,84	—	32,28	—
КЛ-1	20,96	—	—	5,98	41,77	—	31,29	—
КЛ-6	9,05	3,76	—	23,41	17,45	—	23,19	23,14
КЛ-7	17,99	—	—	27,96	—	—	28,50	25,55
КЛ-3	4,90	2,25	77,71	7,31	3,85	—	3,98	—
КЛ-2	1,70	2,37	57,16	0,35	—	38,41	—	—

Кристаллохимический анализ петруггических систем с учетом возможных изоморфных замещений показывает, что для построения физико-химической диаграммы в тройной системе координат расчет удобнее производить, как и для природных пироксенов [24], на следующие компоненты:

Na(Fe, Al) Si₂O₆ — CaFeSi₂O₆ — [CaMgSi₂O₆ — Ca Al₂SiO₆], то есть на эгирин-жадеит — геденбергит — диопсид — Са — чермакит. Исходным является вывод о том, что для пироксенов, как и для некоторых других

силикатов, устанавливается близкий к идеальному характер растворов при температурах солидуса и несколько ниже [29, 31, 32, 34]. Поэтому

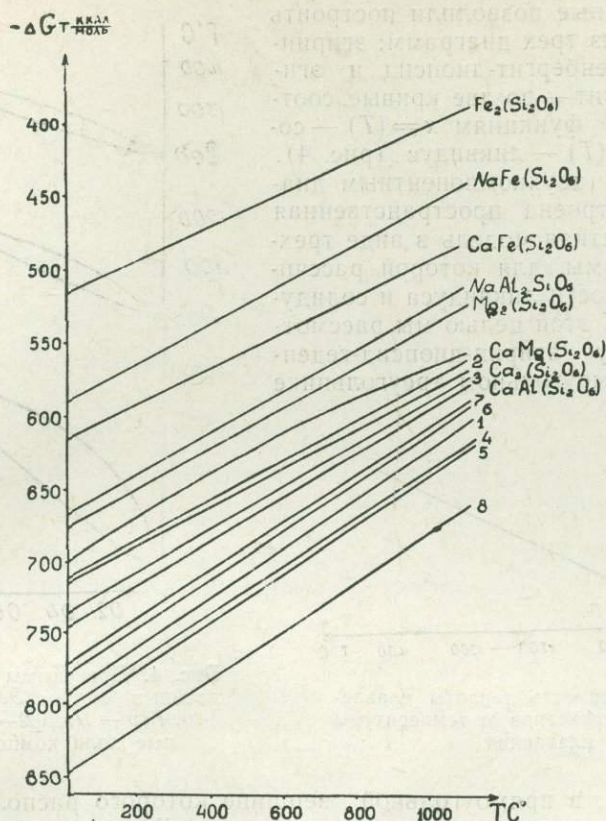


Рис. 2. Температурная зависимость ΔG_T образования силикатов в петруггических системах. Номера линий соответствуют номерам на рис. 1

расчет форм кривых ликвидуса и солидуса на диаграммах двухкомпонентных систем можно производить по формуле Ван-Лаара:

$$\ln \frac{x^1}{x} = \frac{\Delta H_A}{R} \left(\frac{1}{T^0_A} - \frac{1}{T} \right), \quad (16)$$

$$\ln \frac{1-x^1}{1-x} = \Delta \frac{H_B}{R} \left(\frac{1}{T^0_B} - \frac{1}{T} \right),$$

где x и x^1 — мольные доли компонента A в твердой и жидкой фазах, ΔH_A и ΔH_B — теплоты плавления компонентов A и B , T_A и T_B^0 — температуры плавления компонентов A и B . Необходимые отправные значения параметров следующие: температуры плавления — 988°C у эгирина, 1208°C у геденбергита и $1391,5^\circ\text{C}$ у диопсида (по данным Института Карнеги), энтальпия плавления диопсида (экспериментальная) равна 23 ккал/моль [23]; энтальпия плавления эгирина вычислена нами по экспериментальной диаграмме эгирин-диопсид из работы [38], она принята равной $7,5$ ккал/моль; энтальпия плавления геденбергита

(15,8 ккал/моль) определена по построенному нами графику зависимости $\Delta H_{пл}$ цепочечных силикатов от температур плавления (рис. 3).

Полученные при решении уравнений (16) данные позволили построить для каждой из трех диаграмм: эгирин-диопсид, геденбергит-диопсид и эгирин-геденбергит — по две кривые, соответствующие функциям $x=(T)$ — солидус и $x^l=(T)$ — ликвидус (рис. 4).

По трем двухкомпонентным диаграммам построена пространственная трехкомпонентная модель в виде трехгранной призмы, для которой рассчитаны поверхности ликвидуса и солидуса (рис. 5). С этой целью мы рассмотрели систему эгирин-диопсид-геденбергит в прямоугольном треугольнике

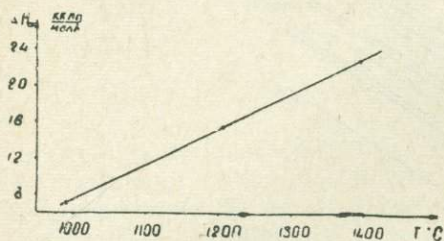


Рис. 3. Зависимость теплоты плавления $\Delta H_{пл}$ пироксенов от температуры плавления

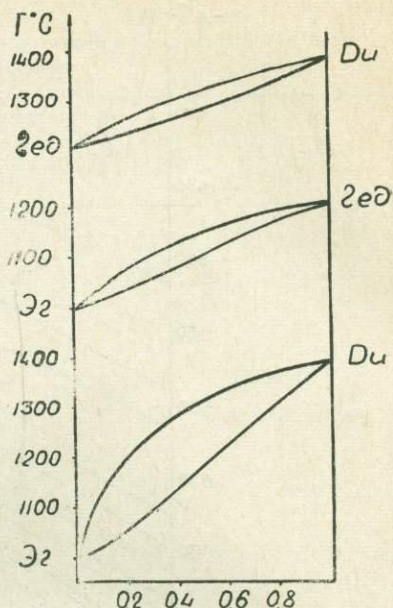


Рис. 4. Диаграммы состояния двойных систем Эг—Ди, Эг—Гед, Гед—Ди. 0,2—0,8 — мольные доли компонентов

концентраций, в прямоугольной вершине которого расположен самый легкоплавкий минерал — эгирин; по оси X откладывается содержание геденбергита, по оси Y — диопсида в мольных долях (рис. 6);

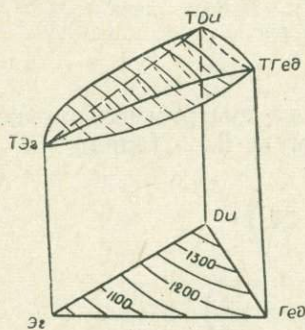


Рис. 5. Тройная диаграмма состояния системы Эг—Ди—Гед

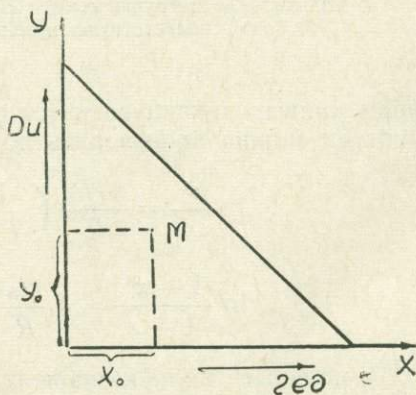


Рис. 6. Прямоугольный треугольник концентраций системы Эг—Ди—Гед

вертикально плоскости рисунка идет ось температур. Тогда построение поверхности ликвидуса (солидуса) можно производить смещением линии ликвидуса (солидуса) двухкомпонентной системы Эг—Гед параллельно оси Y на $(1-y_0)$ и одновременным смещением линии

ликвидуса (солидуса) двухкомпонентной системы $\text{Эг} - \text{Ди}$ параллельно по оси X на $(1-x_0)$; y_0 и x_0 — задаваемые координаты точек на поверхности ликвидуса (солидуса).

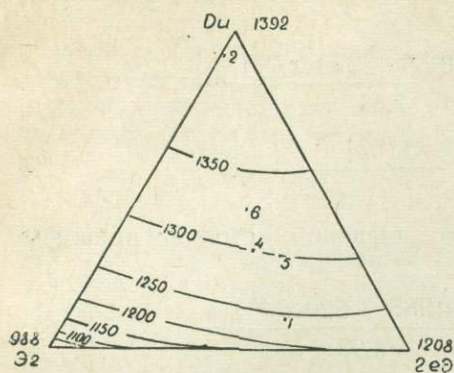


Рис. 7. Изотермы ликвидуса на треугольнике концентраций системы $\text{Эг}-\text{Ди}-\text{Гед}$. Номера точек соответствуют номерам на рис. 1

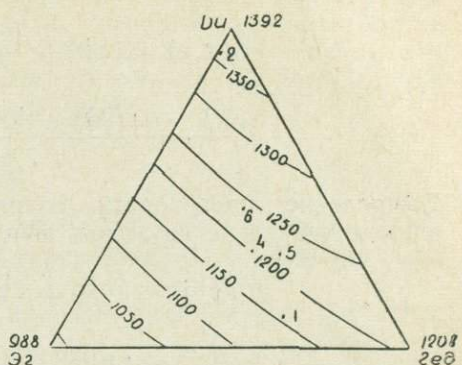


Рис. 8. Изотермы солидуса на треугольнике концентраций системы $\text{Эг}-\text{Ди}-\text{Гед}$. Номера точек соответствуют номерам на рис. 1

Линию ликвидуса для двойных систем можно описать в зависимости от концентрации компонентов выражением

$$A + Bx^n = T^L. \quad (17)$$

Коэффициент A определяется из условия: x_0 (или y_0) = 0, а B — из условия: x_0 (или y_0) = 1. Коэффициент A принимается равным температуре плавления менее тугоплавкого компонента, а B — разности температур плавления чистых компонентов. Показатель степени n определяется графически и равен тангенсу угла наклона линии ликвидуса (солидуса) в логарифмических координатах:

$$n \ln x(Y) = \frac{T^L - A}{B}.$$

Формула (17) хорошо описывает кривую ликвидуса в пределах концентраций $0,1 \leq x \leq 1$, чего, практически, всегда достаточно. При необходимости расширения области концентраций можно вместо мольных долей в расчеты вводить мольные проценты.

Итак, координаты точек на поверхности ликвидуса можно определять из функции:

$$F(T) = (1-y_0) \cdot (A_1 + B_1 x_0 n_1) + (1-x_0) \cdot (A_2 + B_2 y_0 n_2). \quad (18)$$

Вычисленная по уравнению (18) линия ликвидуса для третьей двойной системы $\text{Ди}-\text{Гед}$ (при $x+y=1$) не совсем совпадает с линией ликвидуса этой системы, рассчитанной по уравнениям (16). Приближение искомой линии ликвидуса к исходной (рис. 4) находим из графика зависимости между точками на ликвидусной кривой, вычисленными по двум уравнениям (20 и 16). Эта зависимость выражается формулой

$$T(x, y)|_{x+y=1} = C + DF(T)^m,$$

где коэффициенты C и D по смыслу аналогичны коэффициентам A и B из уравнения (17).

Имея три взаимно пересекающиеся линии для одной поверхности ликвидуса в трехкомпонентной системе $\text{Эг}-\text{Гед}-\text{Ди}$, координаты любой точки этой поверхности определяем по формуле

$$T(x, y) = C + D \cdot [(1-y_0) \cdot (A_1 + B_1 x_0 n_1) + (1-x_0) \cdot (A_2 + B_2 y_0 n_2)]^m \quad (19)$$

При построении поверхности ликвидуса корректировка коэффициентов A, B производится по линиям ликвидуса двойных систем (рис. 4) и известным сечениям.

Проведенные расчеты исследуемой системы позволяют вывести формулу для поверхности ликвидуса:

$$T(x, y) = 1130 + \frac{[(1 - y)(988 + 220 \cdot x^{0,62}) + (1 - x)(988 + 404 y^{0,64}) - 1100]^{0,5}}{7,81} \quad (20)$$

Вычисление поверхности солидуса по описанной методике приводит к нахождению следующей функции:

$$T(x, y) = 1230 + \frac{[(1 - y)(988 + 220 x^{0,98}) + (1 - x)(988 + 404 y^{1,15}) - 1100]^{0,5}}{8,93} \quad (21)$$

В уравнениях (20, 21) x и y — мольные доли геденбергита и диопсида соответственно, а сумма мольных долей всех трех компонентов равна 1. С помощью пространственной физико-химической диаграммы можно определять изменение состава петруггических расплавов и кристаллизующихся силикатов в зависимости от температуры. Для наглядности на рис. 7 и 8 вынесены изотермы ликвидуса и солидуса. Необходимо отметить, что изотермы солидуса стремятся к параллельности с линиями равной основности, которые примерно совпадают с направлением $Ged - (50\% Di + 50\% Эг)$. Эта параллельность, очевидно, связана с эффектом кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах [13], так как определение кислотно-основных свойств исходных пироксенов по потенциалам ионизации [7 и др.] показало, что по степени основности они располагаются в такой ряд: диопсид > геденбергит > эгирин.

Нанесение на диаграммы с изотермами составов петруггических систем (рис. 7, 8) позволяет обнаружить близкую к прямо пропорциональной зависимость температур ликвидуса и солидуса от температур динамического равновесия $T_{кр}$: чем больше T^L и T^S , тем выше температура начала процесса минералообразования (рис. 9).

Установленная зависимость, вероятно, указывает на положительную связь между фазовым переходом реакций силикатообразования ($\Delta G_{T,P} = 0$) и переходами от жидких к твердым фазам ($L^G = L^G_{ж} - L^G_{ТВ} = 0$).

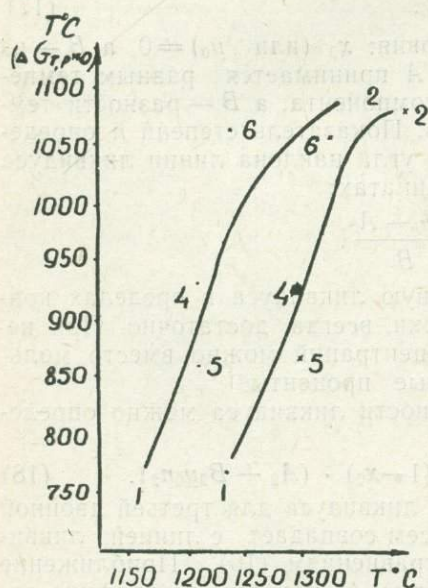


Рис. 9. Зависимость температуры динамического равновесия от температур ликвидуса и солидуса петруггических систем. Номера точек соответствуют номерам на рис. 1

Для применения построенной физико-химической диаграммы к реальным петруггическим системам, конечно, необходимо учитывать еще скорость охлаждения расплавов, от которой зависит величина переохлаждения $\Delta T = T^s - T_{кр}$. При увеличении скорости охлаждения силикатного расплава величина переохлаждения, соответствующая температуре наибольшей кристаллизационной способности, возрастает до некоторого предела; и, наоборот, когда скорость охлаждения $v_{охл} \rightarrow 0$, величина переохлаждения $\Delta T \rightarrow 0$, то есть температура кристаллизации расплава стремится к температуре солидуса.

Выводы

1. Предложены функции для определения термодинамических потенциалов сложных минералов, характеризующихся гетеровалентным изоморфизмом.
2. Вычислены ΔG_T образования пироксеновых твердых растворов в петруггических системах.
3. Рассчитаны двойные и тройная физико-химические диаграммы для пироксеновых системы эгирин-геденбергит-диопсид.
4. Обнаружена положительная связь между температурами фазовых переходов реакций образования пироксенов и температурами начала и конца фазовых переходов от жидкого к твердому состоянию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аренс Л. Х. Использование потенциалов ионизации в геохимии. — В сб.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
2. Бабушкин В. И., Матвеев Г. М., Мchedlov-Петросян О. П. Термодинамика силикатов. М., изд-во «Стройиздат», 1965.
3. Бойкий Г. Б. Кристаллохимия. М., Изд-во МГУ, 1960.
4. Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., изд-во «Недра», 1968.
5. Гордеев С. Я. Расчетный метод термодинамического анализа пироксимиических реакций образования сложных соединений. — «Труды Ивановского ХТИ», вып. 16. Иваново, 1973.
6. Дорощев В. А., Липовский И. Е. Основы петруггии. М., изд-во «Металлургия», 1972.
7. Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 5.
8. Жуховицкий А. А., Белашенко Д. К. и др. Физико-химические основы металлургических процессов. Изд-во «Металлургия», 1973.
9. Карапетьянц М. Х. Приближенный метод расчета изобарных потенциалов и теплот образования различных веществ. — ЖФХ, т. XXVIII, вып. 2, 1954.
10. Карпов И. К. и др. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1971.
11. Керн Р., Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., изд-во «Мир», 1966.
12. Кожеуров В. А. Термодинамика металлургических шлаков. Свердловск, 1955.
13. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах. — В сб.: Исследования природного и технического минералообразования. М., «Наука», 1966.
14. Левинский Е. М., Хан Б. Х., Косинская А. В. Вязкость петруггических расплавов на основе базальта. — В сб.: Строение и свойства стеклокристаллических материалов на основе горных пород и шлаков. Чимкент, 1974.
15. Леонов А. И. Закономерности образования химических соединений окислов церия с окислами элементов I—VIII групп периодической системы Д. И. Менделеева. — В сб.: Высокотемпературная химия силикатов и окислов. Л., «Наука», 1972.
16. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., изд-во «Недра», 1965.
17. Литвинович А. Н. Физико-химические параметры элементов и их значение в геохимии. Алма-Ата, «Наука», 1972.

18. Маракушев А. А. О термодинамических исследованиях в минералогии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 1.
19. Маракушев А. А. Энергия кристаллической решетки и термодинамическая устойчивость минералов. — В сб.: Очерки физико-химической петрологии, т. II. М., «Наука», 1970.
20. Медвинский А. А., Болдырев В. В. Развитие представлений об электронных и ионных процессах при термическом распаде ионных кристаллов. — В сб.: Физическая химия окислов. М., «Наука», 1971.
21. Минько Н. И., Фабрикант С. А. Оценка зависимости межионных расстояний от температуры и ее влияние на расслоение в силикатных расплавах и стеклах. — Неорганические материалы, т. VIII, № 5, 1972.
22. Некрасов Б. В. Основы общей химии, т. 3. М., «Химия», 1970.
23. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
24. Перчук Л. Л. О диаграмме состав—свойства для системы эгирин—hedenбергит—диопсид и о возможности ограниченной смешимости в субсолидусе этой системы. — ЗВМО, ч. ХСУ, вып. 5, 1966.
25. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
26. Смирнова Н. А. Методы статистической термодинамики в физической химии. М., «Высшая школа», 1973.
27. Сулейменов С. Т. Стекла и стеклокристаллические материалы из горных пород Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
28. Шукарев С. А. Неорганическая химия, т. 1. М., «Высшая школа», 1970.
29. Ярошевский А. А. Термодинамическая интерпретация основных понятий изоморфизма. — В сб.: Проблема изоморфных замещений атомов в кристаллах. М., «Наука», 1971.
30. Яцимирский К. Б. Термохимия комплексных соединений. М., АН СССР, 1951.
31. Bowen N. L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. — Amer. J. Sci., ser. 4, 35, 1913.
32. Bradley R. S. Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts. II. — Amer. J. Sci., 260, N 7, 1962.
33. Levin E. M., Block S. — J. Amer. Ceram. Soc., 40, 95, 113, 1957.
34. Sahama T. G., Torgesson D. R. Some examples of the application of thermochemistry to petrology. — J. Geol., 57, N 3, 1949.
35. Satava V. Tectonicke zaklady technologie silikatu. III, Termodynamika, SNTL, Praha, 1959.
36. Warren B. E., Pincus A. G. — J. Amer. Ceram. Soc., 23, 301, 1940.
37. Wygant J. F., Kingery W. D. — Amer. Ceram. Soc. Bull., 31, 1952.
38. Yagi K. The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite—hedenbergite—diopside series, 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Н. Сергеев. Анатомия и морфогенетические типы расщепления индивидов магнетита	3
Г. Б. Князев. Химико-минералогические особенности руд Табратского магнетитового месторождения	23
Г. Б. Князев, В. Е. Хохлов. Скарны Хабальского магнетитового месторождения (Восточный Саян)	37
Б. М. Тюлюпо, А. И. Летувнинкас. Мигматиты Ташелгино-Майзаской инъекционной зоны (Горная Шория)	45
А. Д. Строителев, В. М. Чекалин, Л. А. Зырянова. Морфогенетические типы первичного оруденения Степного месторождения (Рудный Алтай)	58
Ю. В. Индукаев. Краткая характеристика рудных формаций контакто-метасоматических месторождений некоторых металлов Алтае-Саянской области	66
Ф. Г. Давыдов. Особенности геологического строения и металлогения Бухтарминского района Рудного Алтая	75
В. М. Чекалин, Л. И. Кочуркова. Результаты геохимических исследований в Таловском рудном поле (Рудный Алтай)	82
Г. Б. Князев. Послерудные дайки Табратского магнетитового месторождения в Восточном Саяне	89
В. Г. Родыгина, О. А. Кухаренко. К вопросу о возрасте пород Кийского комплекса (Кузнецкий Алатау)	100
О. А. Кухаренко, В. И. Сереткин. О возрасте гранитоидов змеиногорского комплекса северо-западной части Рудного Алтая по данным метода сравнительной дисперсии двупреломления	105
В. К. Чистяков. Термолюминесценция пород и минералов магматических комплексов и применение ее для корреляции и определения относительного возраста	108
А. В. Мананков, В. М. Владимиров, И. Д. Бабанский, В. М. Яковлев. Некоторые особенности кристаллизации петругических расплавов	121
А. В. Мананков, В. М. Владимиров, И. Д. Бабанский, В. М. Яковлев, А. Д. Строителев, Н. М. Павлушкин, В. Г. Смирнов, И. П. Скворцов. Кинетические и термодинамические факторы процессов минералообразования в метасиликатных системах	125
Л. Н. Коваленко. Кальцевый метасоматоз агломератов, офлюсованных известью и доломитом	130
А. В. Мананков, В. М. Владимиров. К термодинамике силикатообразования на примере петругических систем	137

СОДЕРЖАНИЕ

**ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Томск, Изд-во ТГУ, 1977 г., 152 с + 5 вкл.

Редактор **Л. П. Цыганкова**
Технический редактор **Н. А. Невиницына**
Корректор **Е. В. Лукина**

К307439. Сдано в набор 6/I-77 г. Подписано к печати 5/VIII-77 г.
Бум. типографская № 2; формат 70×108¹/₁₆; п. л. 9,5 + 5 вкл., усл. п. л. 13,3;
уч.-изд. л. 14,3

Заказ 2358. Тираж 500. Цена 2 руб. 14 коп.

Издательство ТГУ. Томск, 29, ул. Никитина, 17
Типография издательства «Красное знамя» Томск, ул. Советская, 47

2174

Цена 2 руб. 14 коп.