# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

НОВОСИБИРСК 1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1983

УДК 553.21/22

Генетические реконструкции эндогенных рудообразующих систем: Сб.науч.тр. / Отв.редактор д.г.-м.н. А.С.Лапухов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. 143 с.

В сборнике обсуждаются вопросы динамики рудообразующих процессов и локализации оруденения в эндогенных месторождениях черных и цветных металлов. Определены причины появления и параметры кристаллизации самородного железа в траппах. На ряде примеров показано соотношение син- и эпигенетичных форм накопления рудного вещества в колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождениях. Определены фациальные условия вулканогенного железонакопления и палеоструктура бассейна седиментации. Рассмотрен механизм формирования железо-марганцевых конкреций.

Статьи сборника представляют интерес для широкого круга специалистов в области геологии рудных месторождений.

Редакционная коллегия:

д-р геол.-мин.наук А.С.Лапухов (отв.ред.), канд.геол.-мин.наук И.А.Калугин, канд.геол.-мин.наук М.П.Мазуров

Р е ц е н з е н т ы:

канд.геол.-мин.наук В.И.Сотников
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР),
канд.геол.-мин.наук Э.Г.Кассандров
(Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1983

В.В.Рябов, А.Л.Павлов, Г.Г.Лопатин,
Е.П.Третьякова, Е.Ю.Буслаева

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ТРАППАХ (НА ПРИМЕРЕ ХУНГТУКУНСКОЙ ИНТРУЗИИ)

С породами траповой формации связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых с большим набором рудообразующих элементов, одним из главных компонентов которых является железо. Это магнетитовые, сульфидные медно-никелевые, колчеданные, полиметаллические и другие месторождения. Для них до сих пор не теряют актуальности проблемы источника вещества, в частности железа и физико-химических условий его накопления в различных формах. Рудопроявления самородного железа, как нам представляется, являются звеном в цепи широкого спектра месторождений, а их изучение позволит установить возможные условия самородного минералообразования в траппах и найти черты, объединяющие железосодержащие месторождения в генетическом плане.

В настоящей статье по материалам первого этапа наших исследований Хунгтукунской и Хининдинской интрузий, а также по имеющимся публикациям по этим объектам [2,16] проводится анализ вероятных физико-химических условий образования самородного железа в траппах.

## Краткая петрологическая характеристика Хунгтукунской интрузии

Хунгтукунская интрузия расположена в зоне сочленения Тунгусской синеклизы, Анабарской антеклизы и Хатангской впадины [16]. Она вытянута в субмеридиональном направлении и в виде пластинообразного тела мощностью 200-400 м полого сечет терригенные отложения тунгусской серии и карбонатно-глинистые осадки девона, силура и ордовика.

Во внутреннем строении Хунгтукунской интрузии выделяются три зоны: верхняя и нижняя эндоконтактовые и центральная. Эндоконтактовые зоны представляют собой фации пород интрузии и характеризуются уменьшающейся зернистостью по направлению к контак-

ту интрузии. Центральная зона сложена двучленной расслоенной серией пород с постепенными переходами в габбро-долериты (г-д) эндоконтактовых зон. В верхней половине интрузии встречаются рассеянные по разрезу округлые тела, линзы и прожилковидные обособления габбро-пегматитов размером от 10-15 см до 1-2 м в поперечнике.

Эндоконтактовые зоны интрузии представлены оливинсодержащими габбро-долеритами и долеритами-микродолеритами со спорадическим оливином. Структура пород - порфировая, по мере приближения к контакту интрузии структура основной массы изменяется от пойкилоофитовой через микроофитовую-долеритовую до микролитовой и интерсертальной. Порфировые выделения в г-д представлены плагиоклазом и оливином, причем последний в качестве фенокристов выделяется только в микродолеритах, а в г-д размер зерен оливина становится соизмерим с другими ассоциирующимися с ним минералами, и порфировидность по оливину не улавливается. Плагиоклаз образует гломеропорфировые скопления коротко-призматических и таблитчатых кристаллов, а в основной массе породы - призматические и лейстовидные кристаллы. В переменных количествах в г-д наблюдается базальтовое стекло. С повышением степени кристалличности пород мелкие ксеноморфные зерна клинопироксена сменяются его пойкилокристами, образующими сначала мелко- а затем и крупногорошчатую текстуру пород. Среди оливинов различаются сравнительно крупные (до 0,4-1,2 мм) изометричные, или лапчатые выделения и мелкие (меньше 0,05 мм) округлые зерна, нередко располагающиеся скоплениями. Количество оливина в породах изменяется от единичных зерен до 3-7 %. В контактовых микродолеритах иногда отмечается миндалекаменная текстура. Форма миндалин округлая, размер 3-6 мм. Заполнителями миндалин обычно бывают палагонит, кварц, цеолиты, кальцит, реже сульфиды.

Центральная зона интрузии сложена двумя основными типами пород - оливинсодержащими и оливиновыми г-д. Среди первых изредка встречаются безоливиновые разности, а во вторых - троктолитовые. Две последние разновидности пород самостоятельных горизонтов не образуют, поскольку в разрезах интрузии прослеживаются неповсеместно, не выдерживаются по м и имеют незначительные масштабы проявления.

Наиболее распространенными структурами пород расслоенной

серии являются пойкилоофитовая и порфировая. Они просматриваются по всему разрезу интрузии. Из менее распространенных структур встречаются офитовая, призматически-офитовая, пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, атакситовая и т.п. В порфировых выделениях отмечаются плагиоклаз и клинопироксен. Плагиоклаз образует гломеропорфировые скопления и одиночные короткопризматические кристаллы. В ассоциации с ним часто происходит укрупнение зерен оливина до 0,2-0,4 см.

Фенокристы плагиоклаза наблюдаются во всех типах пород интрузии, а порфировые выделения пироксена только в отдельных горизонтах расслоенной серии. Своеобразный структурный рисунок этих пород послужил геологам основанием для выделения самостоятельного типа пород - пироксенофировых г-д. В отличие от обычных пойкилоофитовых г-д, имеющих пойкилокристы клинопироксена, изобилующие вростками плагиоклаза, в пироксенофировых г-д ойкокристы клинопироксена приобретают более отчетливую индивидуализированность кристаллов,огранку, а хадакристы плагиоклаза в них наблюдаются только в периферических частях зерен. "Очищение" клинопироксена от вростков плагиоклаза происходит постепенно, так что переходы между пойкилоофитовыми и пироксенофировыми г-д также постепенны, и последние можно рассматривать как разновидность пойкилоофитовых г-д, не выделяя их в самостоятельный тип пород.

В различных пересечениях интрузии встречаются от I до 3 прослоев пироксенофировых г-д различной мощности. В отдельных случаях в обнажениях можно встретить субгоризонтальные прослои скоплений крупных (I,0-I,3 см) кристаллов клинопироксена. Пироксенофировые г-д прослеживаются как среди оливинсодержащих,так и оливиновых г-д. Оливинсодержащие и оливиновые г-д различаются между собой по количеству оливина, содержание которого в первых составляет 3-I0 %, а во вторых - I0-20 %. Основную ткань тех и других пород образует мелкокристаллический агрегат призмочек плагиоклаза, угловатых зерен клинопироксена и мелких гранул оливина.

Г а б б р о - п е г м а т и т ы представляют собой крупнокристаллические породы клинопироксен-плагиоклазового состава со спорадическим оливином и субидиоморфными кристаллами титаномагнетита и ильменита. Структура пород призматически-зернистая. Проявления габбро-пегматитов нередко обрамляются плагиоклазовыми

оторочками, переход во вмещающие г-д, как правило, резкий, но без явлений закала. Маломощные линзочки габбро-пегматитов в краевых частях обычно переходят в плагиоклазовые прожилки. Повышенная насыщенность г-д плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми (габбро-пегматитовыми) прожилками порою создает атакситовый рисунок породы. Плагиоклазовые прожилки прослеживаются согласно пластовой прототрещиноватости и реже в виде секущих г-д жил с резкими контактами.

В Хунгтукунской интрузии отмечается лейкократизация пород в виде пологих жилоподобных зон, напоминающая такситизацию безоливиновых и бедных оливином г-д норильских интрузий. В лейкократизированных (такситоподобных) г-д основной рисунок породы создается различной размерностью зерен главных породообразующих минералов и неравномерным их распределением. Атакситовость здесь обусловливается гломеропорфировыми скоплениями плагиоклаза, фенокристами пироксена и мелкозернистой оливин-пироксен-плагиоклазовой основной массой. Кроме того, в этих г-д заметно повышается количество плагиоклаза. Зоны обогащенных плагиоклазом лейкократизированных пород совпадают с проявлениями пироксенофировых г-д. Особенностью лейкократизированных г-д является связь с ними рудной минерализации.

Некоторое представление о химическом составе пород Хунгтукунской интрузии можно получить из таблицы I и анализов, приводимых в статье [I6]. Переменные содержания главных породообразующих окислов свидетельствуют о дифференцированном строении интрузии. Химизм пород контактовых зон, по-видимому, отвечает исходному составу расплава, который в центральной зоне интрузии претерпевал кристаллизационную дифференциацию с гравитационным фракционированием. В результате этого процесса сверху вниз по разрезу интрузии от оливинсодержащих к оливиновым г-д происходит уменьшение количества $SiO_2$ (от 49-49,8 до 48,2-48,5 вес.%) и $Na_2O$ (от 2,4-2,8 до I,9 вес.%), сопровождаемое увеличением содержания $Al_2O_3$ (от I3,5-I4,4 до I5-I5,4 вес.%) и MgO (от 5,4-5,6 до 8,4-8,6 вес.%). Повышение магнезиальности г-д приводит к понижению коэффициента фракционирования ( F) от 68,I-69,7 до 53,8-58,4 и окисленности железа (f ) от 27,6 до 5,5. Сходные тенденции изменения химизма пород намечаются и в Хиниданской интрузии (см. табл.I).

Результаты анализов пород траповых интрузий,

| Окислы | Хунгтукунская интрузия | | | | | | | Хиниданская интрузия | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | | | |
| | 3 | 7 | I0 | II-I | I7 | 22 | 36 | I | X-I0/II7,6 | X-I0/I24,6 | II427 |
| $SiO_2$ | 49,65 | 49,50 | 49,00 | 49,I0 | 49,80 | 48,I5 | 48,50 | 4I,60 | 49,50 | 48,I0 | 45,00 |
| $TiO_2$ | I,45 | I,3I | I,52 | I,47 | I,79 | I,I5 | I,08 | I,04 | I,48 | I,I6 | I,I9 |
| $Al_2O_3$ | I4,I0 | I4,90 | I4,40 | I4,40 | I3,50 | I5,00 | I5,40 | I2,I5 | I3,90 | I4,60 | I3,80 |
| $Fe_2O_3$ | 2,54 | I,I6 | 3,42 | 3,22 | I,34 | I,34 | 0,62 | 6,4I | 2,84 | 4,92 | 2,33 |
| FeO | I0,I3 | I0,56 | 8,98 | 9,I6 | I0,I7 | I0,49 | I0,60 | I8,90 | 9,23 | 7,00 | I4,0I |
| MnO | 0,I8 | 0,I8 | 0,I8 | 0,I8 | 0,23 | 0,I7 | 0,I4 | 0,I8 | 0,I7 | 0,I7 | 0,I5 |
| MgO | 6,46 | 6,76 | 5,40 | 5,59 | 5,40 | 8,4I | 9,64 | 9,00 | 5,86 | 7,I0 | 6,6I |
| CaO | II,I4 | II,30 | II,26 | II,I4 | I0,50 | II,I4 | I0,46 | 6,33 | I0,50 | II,30 | I0,34 |
| $Na_2O$ | 2,20 | 2,30 | 2,85 | 2,40 | 2,60 | I,86 | I,93 | I,00 | 2,55 | I,93 | I,86 |
| $K_2O$ | 0,59 | 0,62 | 0,68 | 0,62 | 0,74 | 0,44 | 0,53 | 0,47 | 0,53 | 0,3I | 0,56 |
| $P_2O_5$ | 0,I2 | 0,I2 | 0,I2 | 0,I2 | 0,I2 | 0,II | 0,II | 0,09 | 0,II | 0,II | 0,II |
| П.п.п. | I,86 | I,50 | 2,46 | 2,6I | I,86 | I,48 | I,49 | 2,75 | 2,57 | 2,77 | 0,28 |
| $H_2O^-$ | 0,42 | 0,I8 | 0,44 | 0,36 | 0,29 | 0,34 | 0,I9 | 0,I0 | 0,87 | 0,90 | 0,28 |
| $Cr_2O_3$ | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,0I | 0,06 | 0,04 |
| Сумма | I00,84 | I00,39 | I00,7I | I00,37 | I00,50 | I00,08 | I00,69 | I00,34 | I00,06 | I00,37 | 99,74 |
| $S_{общ.}$ | 0,63 | 0,5I | I,54 | 0,27 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,98 | 0,25 | 0,I2 | I,77 |
| NiO (г/т) | II2 | Не опр. | 7I | 233 | 49 | Не опр. | Не опр. | I700 | 68 | I70 | 730 |
| CuO (г/т) | I46 | Не опр. | I79 | I33 | 2I6 | Не опр. | Не опр. | I300 | I79 | I55 | 2200 |
| CoO (г/т) | 57 | Не опр. | 49 | 60 | 5I | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 5I | 57 | I4I |
| F,% | 66,2 | 63,4 | 69,7 | 68,9 | 68,I | 58,4 | 53,8 | 73,8 | 67,3 | 62,7 | 7I,2 |
| f,% | 20,0 | 9,9 | 27,6 | 26,0 | II,6 | II,3 | 5,5 | 25,3 | 23,5 | 4I,3 | I4,2 |

Примечание. 3-7 - контактовый долерит; I0, II-I, I7 - оливинсодержащий г-д; 22,36 - оливиновый г-д; I - оливиновый г-д на контакте с желваком самородного железа; X-I0/II7,6 - оливинсодержащий г-д; X-I0/I24,6 - оливиновый г-д; II427 - оливинсодержащий г-д из экзоконтакта линзы самородного железа. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ: химические - аналитик Н.Л.Козырева, атомно-абсорбционные на NiO, CuO, CoO, $Cr_2O_3$ - Н.Я.Якоби.

$$F = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \times 100; \qquad f = \frac{Fe_2O_3}{FeO+F_2O_3} \times 100.$$

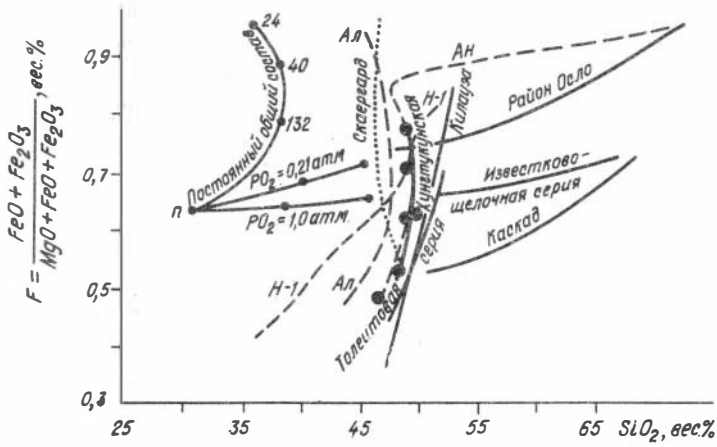



Рис.I. Диаграмма изменения $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ в зависимости от содержания $SiO_2$, по Осборну [20], показывающая пути кристаллизации природных базальтов и системы $FeO-Fe_2O_3-MgO$ в условиях постоянства валовых составов или парциального давления кислорода. Кривые дифференциации интрузий: Аламджахской (Ал), Анакитской (Ан), Норильск-I (Н-I), по данным [6], и Хунгтукунской, по материалам табл.I и работы [I6]

Приводимые в табл.I анализы I и II427 отражают состав г-д из экзоконтакта желваков самородного железа. По сравнению с породами расслоенной серии здесь происходит уменьшение $SiO_2$, CaO, отчасти $Al_2O_3$ и повышение количества общего железа. С этими породами постоянно связаны повышенные содержания серы.

Примечательной чертой пород Хунгтукунской интрузии является существование г-д с низкой окисленностью железа, для сравнения можно сказать, что для среднего траппа f = 33,92; F = 63,92, а $FeO+Fe_2O_3$ = I2,47 вес.%.

Особенности дифференциации магматического расплава, сформировавшего Хунгтукунскую интрузию, можно проследить на диаграмме рис.I, построенной по результатам химических анализов табл.I и имеющихся в работе [I6]. В левой части диаграммы показаны кривые, полученные Осборном [20] по экспериментальным данным. Базальто-

вый расплав состава "n" в одном случае кристаллизуется в условиях постоянного общего состава (кривая n-I32-40-24), а в двух других, исходящих из точки "n", при постоянном парциальном давлении кислорода. В качестве примера на диаграмме приведены кривые дифференциации природных расплавов: базальты района Осло, известково-щелочная серия и серия Каскада, отвечающие кристаллизации при постоянном давлении кислорода, и базальты Килауэа, толеитовая серия и интрузия Скаергард, дифференцирующиеся при постоянном общем составе. Как видно из диаграммы, кривая дифференциации Хунгтукунской интрузии приближается к направлению кристаллизации толеитовой серии, по Осборну [20], а из интрузий Сибирской платформы она близка к кривым Аламджахской и Анакитской интрузий, кристаллизующихся по скаергардскому пути.

Дифференцированное строение Хунгтукунской интрузии подтверждается также изменением состава главных породообразующих минералов: оливинов, клинопироксенов и плагиоклазов.

Микрозондовые анализы оливинов (табл.2) показали, что железистость минерала в контактовых фациях интрузии составляет 49 % фаялитового компонента (Фа). По разрезу расслоенной серии пород железистость изменяется от 35 % Фа в оливиновых г-д до 60% Фа в оливинсодержащих г-д. Такой большой диапазон колебания состава оливина (в 25 единиц) свидетельствует о значительной дифференциации вещества.

Оливин из желваков самородного железа в своем составе имеет 48-56% Фа. Содержания малых элементов в оливинах ( Cr, Mn, Ca, Ni ) вполне согласуются с известными закономерностями их поведения в траппах [I4]. Высокожелезистые оливины Хунгтукуна и Хинганды имеют повышенные концентрации Mn и низкие содержания Cr, Ni, а Ca в оливинах, коррелируемый со щелочностью пород, в исследованных г-д нормального ряда имеет невысокие значения.

Приведенные в табл.3 рентгеноспектральные анализы пироксенов показывают довольно сильные изменения состава минералов в разрезе интрузии. В клинопироксенах из ряда пород оливинсодержащие г-д - оливиновые г-д - габбро-пегматиты происходит уменьшение $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, CaO и увеличение $TiO_2$, общ. FeO. В этом же направлении в клинопироксенах повышается общая железистость от 26 до 44 ат %, содержание ферросилитового (Фс) (от I6 до 32) и понижается количество волластонитового (Волл) (38-27) и энстатитового (Эн) (46-4I) компонентов.

Таблица 2

Результаты рентгеноспектральных анализов оливинов

| Окислы | Хунгтукунская интрузия | | | | | Хининдинская интрузия | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | |
| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| $SiO_2$ | 34,36 | 33,77 | 36,36 | 35,I0 | 33,64 | 34,43 | 34,62 |
| FeO | 40,I4 | 46,42 | 30,63 | 40,27 | 44,56 | 39,98 | 39,83 |
| MnO | 0,6I | 0,84 | 0,46 | 0,54 | 0,50 | 0,64 | 0,77 |
| MgO | 23,48 | I7,22 | 3I,88 | 24,I8 | I9,74 | 23,02 | 23,33 |
| CaO | 0,03 | 0,07 | 0,09 | 0,I7 | 0,05 | 0,05 | 0,I4 |
| NiO | 0,00 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| Сумма | 98,6I | 98,36 | 99,48 | I00,25 | 98,49 | 98,I5 | 98,68 |
| % Фа | 48,9 | 60,2 | 35,0 | 48,3 | 55,9 | 49,4 | 48,9 |
| % Фо | 5I,I | 39,8 | 65,0 | 5I,7 | 44,I | 50,6 | 5I,I |

Примечание. I – контактовый оливинсодержащий г-д, обр. Хунг-7; 2 – оливинсодержащий г-д, обр. Хунг-5; 3 – оливиновый г-д, обр. Хунг-I2; 4-5 – вкрапленники в самородном железе, обр. Хунг-I; 6-7 – оливиновый г-д из экзоконтакта желваков самородного железа, обр. II427 и I5I26б. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде IXA-5A, оператор О.С.Хмельникова.

Если в породах интрузии пироксены соответствуют авгитам, то в ассоциации с самородным железом они представлены ортопироксеном (50 Эн 6 Волл 44 Фс) и пижонитом (30 Эн 5,5 Волл 64,5 Фс).

Основность плагиоклаза в г-д интрузии также широко варьирует. Замеры плагиоклазов федоровским методом показали, что в центральных частях кристаллов из порфировых выделений содержится 80-86 % Ан комп., а в периферических он раскисляется до 60-70 % Ан комп. В составе мелких призматических кристаллов плагиоклаза из основной массы породы находится 44-52 до 58-66 % Ан комп. Основность плагиоклаза из хадакристов в клинопироксене обычно выше, чем в минералах из мезостазиса [I6].

Таблица 3

Результаты рентгеноспектральных анализов клинопироксенов

| Окислы | Хунгтукунская интрузия | | | | | Хинидикская интрузия | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | |
| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| $SiO_2$ | 52,43 | 52,34 | 50,7I | 5I,73 | 49,2I | 5I,52 | 49,54 |
| $TiO_2$ | 0,64 | 0,67 | 0,74 | 0,67 | 0,56 | 0,53 | 2,00 |
| $Al_2O_3$ | I,I5 | I,23 | 0,55 | 0,24 | 0,I9 | 0,66 | I,7I |
| $FeO+Fe_2O_3$ | I0,29 | I2,I7 | I9,77 | 27,I9 | 35,70 | 9,48 | II,08 |
| MnO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,49 | 0,48 | Не опр. | Не опр. |
| MgO | I6,35 | I6,40 | I4,30 | I7,07 | 9,20 | I7,43 | I2,92 |
| CaO | I8,83 | I6,94 | I3,I2 | 2,97 | 2,45 | I8,6I | 20,54 |
| $Na_2O$ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,00 | 0,00 | Не опр. | Не опр. |
| $Cr_2O_3$ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 0,00 | 0,00 | Не опр. | Не опр. |
| Сумма | 99,69 | 99,74 | 99,I8 | I00,36 | 97,80 | 98,23 | 97,79 |
| f, ат.% | 26,I | 29,4 | 43,7 | 47,2 | 68,5 | 23,4 | 32,4 |
| Фс | I6,2 | I9,3 | 3I,8 | 44,3 | 64,6 | I4,7 | I8,3 |
| Волл | 37,9 | 34,4 | 27,I | 6,2 | 5,7 | 37,I | 43,6 |
| Эн | 45,9 | 46,3 | 4I,I | 49,5 | 29,7 | 48,2 | 38,I |

Примечание. I – оливинсодержащий г-д, обр. Хунг-5; 2 – оливиновый г-д, обр. Хунг-I2; 3 – габбро-пегматит, обр. Хунг-35б; 4 – ортопироксен в самородном железе, обр. Хунг-I; 5 – пижонит, там же; 6-7 – оливиновый г-д из экзоконтакта желвака самородного железа, обр. II427 и I5I26б. Анализы выполнены в ИТиГ СО АН СССР на микрозонде IXA-5A оператор О.С.Хмельникова.

## Рудная минерализация

В г-д Хунгтукунской интрузии выделяется окисно-рудная, сульфидная и самородная минерализация. Первая представлена главным образом акцессорной вкрапленностью титаномагнетита, магнетита и ильменита, равномерно рассеянных по разрезу интрузии. Количество этих минералов, как правило, не превышает 3-5 % объема пород. В отдельных случаях в лейкократизированных г-д встречаются участки с содержанием окисно-рудных минералов до I0-I5 %. Тогда в шлифах можно видеть облаковидные пятна, насыщенные тонкой сыпью магнетита. Сульфидная минерализация в г-д встречается спорадически и какой-либо приуроченности к определенной части раз-

реза массива не наблюдается. Можно лишь отметить постоянную ассоциацию сульфидов с самородным железом и проявления их в связи с лейкократизированными г-д и габбро-пегматитами. Иногда сульфиды в ассоциации с кварцем, кальцитом и хлоритоподобными минералами находятся в миндалинах нижних контактовых долеритов интрузии или тяготеют к гломеропорфировым выделениям плагиоклаза в них. Сульфиды представлены главным образом пирротином (троилитом), реже марказитом, пиритом, халькопиритом и пентландитом

Находки самородного железа в Хунгтукунской интрузии были описаны ранее [2]. Полевые наблюдения показывают, что оно находится в виде пластинообразных, линзовидных и округлых тел (желваков) размером в десятки см. Самородки располагаются в нижней трети интрузии, около 20 м от подошвы массива, по данным [2], в горизонте лейкократизированных пироксенофировых г-д. Пластинообразные самородки залегают согласно пластовой отдельности пород. Насыщенность желваков металлом различная: от сплошных руд, богатовкрапленных - сидеронитовых, до бедновкрапленных, где железо образует отдельные ветвящиеся проволочки. Богатовкрапленные руды самородного железа в траппах очень сходны с губчатыми рудами Бюля [I5]. Контакты желваков железа с вмещающими г-д обычно резкие, но без нарушения структурного рисунка породы в ближнем экзоконтакте. В периферии желваков самородного железа, как правило, отмечается богатая интерстиционная сульфидная минерализация.

В парагенезисе с самородным железом ( Fe ) был установлен целый комплекс минералов: когенит ( $Fe_3C$ ), графит ( C), магнетит ( $FeFe_2O_4$ ), вюстит ( FeO ), троилит ( FeS ), ильменит ( $FeTiO_3$ ), самородная медь ( Cu ), оливин (48–56 % Фа комп.), пижонит ( $Ca_6Mg_{30}Fe_{64}$), ортопироксен ( $Ca_6Mg_{50}Fe_{44}$ ) и плагиоклаз (80–62% Ан комп.). Следует сразу оговориться, что совершенно идентичный комплекс минералов описан в ассоциации с самородным железом в базальтах с острова Диско в Гренландии [I9,2I].

Минераграфические исследования позволили наметить некоторые особенности проявления, взаимоотношения и порядок образования рудных минералов. Выделения самородного железа во вкрапленных губчатых рудах имеют округлые, каплевидные и амебовидные формы, не зависящие от морфологии кристаллов силикатных минералов. Во всех типах руд самородное железо резко преобладает над всеми

сопутствующими минералами. Железо имеет зернистое строение, хорошую спайность. На границе с силикатной породой у железа появляется вюститовая и (или) когенитовая кайма. Периферические части силикатных минералов порою приобретают скелетный характер с многочисленными округлыми и угловатыми включениями железа. Последние ближе к центральным частям кристаллов исчезают или сменяются кристаллами магнетита. В сплошных рудах встречаются законсервированные округлые включения стекла или тахилита, иногда с вростками магнетита и пластинками ильменита, располагающимися согласно по контуру "капли". Между рудной и силикатной частями ощутимые реакционные взаимоотношения не улавливаются. В связи с рудными образованиями постериорные минералы также не отмечаются.

В бедновкрапленных рудах железа иногда встречаются крупные (от 0,4х0,6 до I,0хI,5 см) скопления магнетита, нередко имеющие правильные сферические формы ограничения или образующие участки с богатой интерстиционной рудой. Здесь же, как правило, наблюдаются повышенные концентрации ильменита. В самородном железе ильменит нередко глубоко вдается в него и бывает окружен вюститовой каймой. Приуроченность самородного железа к скоплениям ильменита и титано-магнетита ранее отмечалась И.К.Баженовым с соавторами [I] для интрузии г.Озерной.

На границе с силикатами окислы нередко имеют мирмекитовые вростки железа и бывают сильно корродированы последним. Магнетит встречается в графических срастаниях с пирротином, обрастает округлые включения последнего, рассекает когенит, железо и силикатные минералы.

Троилит в г-д образует интерстиционную вкрапленность, в магнетите и самородном железе находится в виде округлых или овальных вытянутых включений. В железе троилит нередко окружается каймами когенита или магнетита. В ассоциации с троилитом наблюдается самородная медь и халькопирит. Как уже отмечалось, наиболее высокие концентрации сульфидов проявляются во внешнем ореоле желваков железа.

Когенит, как правило, встречается в ассоциации с самородным железом в различных морфологических проявлениях. Он образует крупные порфиробласты в железе, субмикроскопические пленки и оторочки на границе железа с другими минералами, скелетные метакристаллы, эмульсионные эвтектоидные срастания с железом и мирмекитовые вростки в нем.

Таблица 4

Результаты рентгеноспектральных анализов рудных минералов

| Окислы | Хунгтукунская интрузия | | | | | | | Хинидинская интрузия | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Номера анализов | | | | | | | | |
| | I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| $TiO_2$ | 0,00 | II,49 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 52,83 | I6,89 |
| $Al_2O_3$ | 0,00 | I,I7 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,54 |
| FeO общ. | 9I,6 | 59,56 | 9I,6 | I27,62 | I20,49 | 82,90 | 80,20 | 44,65 | 75,27 |
| $Fe^{*}$ | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 99,2 | 93,62 | 64,4I | 62,34 | Не опр. | Не опр. |
| MnO | 0,00 | 0,38 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,24 | 0,78 |
| MgO | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,35 | 0,I2 |
| NiO | Не опр. | Не опр. | Не опр. | I,53 | 0,45 | 0,20 | 0,20 | Не опр. | Не опр. |

Примечание. * В пересчете на Fe. I – магнетит из контактового оливинсодержащего долерита, обр. Хунг-7; 2 – титаномагнетит из оливинового г-д, обр. Хунг-I2; 3 – магнетит из сплошной руды самородного железа, обр. Хунг-I; 4 – самородное железо, там же; 5 – когенит, там же; 6-7 – троилит, там же; 8 – ильменит из оливинового г-д в экзоконтакте желвака самородного железа, обр. II427; 9 – титаномагнетит из оливинового г-д в экзоконтакте желвака самородного железа, обр. I5I26б. $Cr_2O_3$ во всех минералах не обнаружен. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде IXA-5A, оператор О.С.Хмельникова.

Графит образует изометричные включения и субидиоморфные кристаллы в железе и на границе с силикатами. В магнетите наблюдается тонкодисперсная сыпь углеродистого вещества. Для кристаллов графита характерны ромбовидные срезы с радиально-лучистым внутренним строением. Подмечено, что в случае широкого развития в самородном железе когенита графит здесь обычно не встречается и наоборот, в рудах, бедных когенитом, часты включения графита. В целом, количество графита в железных рудах широко варьирует и порою достигает I0–I5 %. В связи с находками графита в ассоциации с самородным железом следует еще раз подчеркнуть, что никаких ксенолитов угленосных вмещающих пород в г-д рудоносного горизонта не обнаружено.

Некоторое понятие о составе рудных минералов дает таблица 4. Окисно-рудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и лишенным примесей магнетитом. Анализы пирротина

показали переменное содержание железа и небольшую примесь (0,2 вес.%) окиси никеля. Количество последнего несколько возрастает в когените (до 0,45 вес.%) и в самородном железе (до I,53 вес.%). Содержания железа в рудных минералах близки стехиометрическим количествам соответствующих минеральных фаз. Отличительной особенностью самородного железа и магнетита является их стерильный, практически беспримесный состав.

## Некоторые представления о самородном минералообразовании в траппах

Относительно происхождения самородных металлов, интерметаллидов и карбидов, связанных с траповыми интрузиями, существуют различные представления. Одни исследователи считают, что формирование этих минералов происходило в мантийных условиях, другие - в абиссальных, коровых, а третьи - в гипабиссальных, т.е. в современных интрузивных камерах.

Основанием для предположения о мантийном образовании перечисленного комплекса минералов являются, в частности, высокая температура плавления этих минеральных фаз и необходимость высоковосстановительных условий для их кристаллизации. Такие условия, как обычно считается, имеют место в глубинных магматических очагах, откуда эти минералы могут выноситься расплавом [4,7]. В этой связи примечательно, что
лия в самородном железе г.Озерной показало типично коровое, а не мантийное соотношение изотопов [I8].

Гипотеза о формировании самородных металлов в земной коре предусматривает металлизацию базитового расплава в промежуточном магматическом очаге под действием восходящих восстановительных флюидов [II]. В результате этого одной из первых кристаллизующихся фаз является самородное железо, которое выносилось в дальнейшем в современную камеру. Последующий рост $P_{O_2}$ приводил к переходу железа в окисленные формы.

В связи с возможным образованием самородного железа в мантийном или коровом магматических очагах остается непонятным, почему в высокожидкостном базальтовом расплаве скопления металла, имеющие большой удельный вес, не отликвировали на дно современ-

ной интрузивной камеры, а находятся в "подвешенном" состоянии. Необъяснимы с ликвационных позиций также уплощенные, часто пластинообразные формы самородков железа, узколокализованное распространение их в одном горизонте интрузии, отсутствие гравитационной сепарации различных по удельному весу минералов - самородного железа и графита и т.д.

Наконец, ряд геологов считает, что образование самородного железа и сопутствующих ему минералов осуществлялось в современной магматической камере. Однако эти исследователи расходятся в оценке механизма его формирования. По мнению одних [I,2,I7], самородное железо образовалось на магматическом этапе в результате ассимиляции базальтовым расплавом углей вмещающих интрузию пород тунгусской серии, другие [6] рассматривают железо не первично магматическим, а высокотемпературным метасоматическим минералом. Последнее аргументируется ассоциацией железа с высокожелезистым оливином вплоть до фаялита, когенитом, самородной медью и пирротином, которые могли возникнуть в камере интрузии только метасоматическим путем [6].

Представления об участии углерода вмещающих угленосных пород как восстановительного агента и источника вещества для образования карбидов и графита высказываются не только советскими, но и зарубежными геологами [I9,2I и др.] . Однако углеродсодержащих вмещающих пород, по-видимому, еще недостаточно для самородного металлообразования. На Сибирской платформе известно множество случаев контактов углей с траповыми интрузиями, а проявления самородного железа остаются экзотическими и, более того, встречаются не на границе с ними, а внутри массивов в магматических породах. В той же Хунгтукунской интрузии на границе с угленосными терригенными породами в контактовых долеритах никаких самородных минералов не встречено, а в горизонте с самородками ксенолиты этих пород не обнаружены. Интересно отметить, что наблюдения на о.Диско показали [2I] отсутствие какой-либо связи между проявлениями угленосных пород и скоплениями самородного железа, наибольшие концентрации последних даже наоборот встречаются вдали от первых.

Перейдем к изложению наших представлений на природу самородного железа и сопутствующих ему минералов. В связи с этим нужно выяснить три основных момента: источник рудообразующего

вещества, механизм его концентрирования и физико-химические условия этого процесса. Известно, что источником железа для месторождений, связанных с траппами, большинство исследователей считают саму базальтовую магму [3]. Другой вопрос заключается в том, где происходило концентрирование рудного вещества: в исходном магматическом очаге в верхней мантии, в промежуточном очаге в земной коре или в современной камере? Не останавливаясь на обсуждении существующих представлений, можно сказать (это позволяют предполагать материалы по Хунгтукуну и Хининде), что концентрирование железа происходило в современной интрузивной камере при ферритизации богатого железом базитового расплава. В результате этого процесса должны образоваться истощенные железом породы и скопления оксидов, главным образом ферритов железа (магнетита). Какие же свидетельства существования этого процесса имеются в объектах с самородным железом? [13].

В Хунгтукунской интрузии экстракция железа из расплава при ферритизации приводила к формированию протяженных зон осветленных, лейкократизированных пород. Вполне возможно, что своеобразный рисунок пироксенофировых г-д также является следствием этого процесса. Сливные магнетитовые глобули и скопления магнетитовой сыпи в виде пятен являются продуктами ферритизации. На о.Диско описаны истощенные железом магнезиальные шпинели в ассоциации с самородным железом [21]. Многие геологи описывали включения окисловых минералов в самородном железе. И.К.Баженов с соавторами [1] в интрузии г.Озерной отмечал приуроченность самородного железа к скоплениям титано-магнетита и ильменита. Образованный в результате ферритизации магнетит характеризуется химически чистым составом, практически без примесей. Именно такой магнетит встречается в рудной зоне на Хунгтукуне. В соответствии с небольшими масштабами проявлений самородного железа находятся и мощности осветленных пород, и степень лейкократизации г-д Хунгтукунской интрузии.

О последовательности рудного минералообразования можно судить по взаимоотношениям минералов, в частности по реликтовым вростках окислов в самородном железе и прожилкам железа и когенита в магнетите. Законсервированные в самородном железе капли стекла говорят о магматической природе самородного железа, а графические срастания последнего с силикатами и отсутствие реак-

ционных взаимоотношений между рудными и нерудными минералами об их равновесной кристаллизации.

В дальнейшем вдоль зон ферритизации проходили восстановительные флюиды, которые приводили к переходу окисленных форм железа в восстановленные. Косвенным подтверждением участия восстановительных флюидов, может служить анализ газовой фазы самородного железа и ассоциирующих с ним минералов из рудопроявления г.Озерной, показавший существенно метановый состав с небольшой концентрацией водорода [I8]. Кроме того, в подстилающих породах в районе Хунгтукунской интрузии обнаружены горючие битуминозные сланцы, свидетельствующие о наличии углеводородов, которые в определенных условиях могли участвовать в магматическом процессе.

Итак, об образовании самородного железа на магматической стадии в современной камере свидетельствуют следующие факты: губчатые формы его проявления, независимые от конфигурации зерен силикатов [I5], включения стекла в железе, капельно-жидкие включения железа в силикатах и их графические срастания, неизменяемость рисунка породы внутри самородков и в их экзоконтакте и, наконец, отсутствие постериорных минералов.

Взаимоотношения рудных минералов показывают, что одновременно с ранними окисно-рудными фазами началась кристаллизация троилита, которая продолжалась некоторое время при изменяющихся физико-химических условиях. Это подтверждают магнетит-пирротиновые срастания, капельно-жидкие вростки троилита в окислах, округлые вростки троилита в железе, когенит-пирротиновые прожилки, секущие железо и т.д. Кристаллизация когенита и графита, ассоциирующихся с самородным железом, контролировалась количеством углерода и термодинамическим состоянием системы. Когенит образует в железе эмульсионные и мирмекитовые вростки, порфиробласты, прожилки и каймы вокруг выделений железа. Графит встречается в виде кристаллов в железе, неправильной формы зерен и тонкодисперсной сыпи в окисно-рудных минералах. Наблюдения показали, что триада самородное железо-когенит-графит в рудах не встречается. Физико-химическая сущность этого явления будет показана ниже.

## Физико-химические условия образования самородного железа в траповых интрузиях

Как предполагалось нами ранее, восстановлению железа предшествовал процесс ферритизации расплава, особенности протекания которого освещены в ряде работ [I2,I3 и др.] Не останавливаясь подробно на сущности этого процесса, отметим лишь, что все железистые расплавы потенциально склонны к ферритизации и небольшие добавки в магматическую систему щелочных, щелочно-земельных окислов или воды значительно интенсифицируют явление ферритизации.

Проводя аналогию между пирометаллургическими способами получения железа и процессами, протекающими в базальтовых расплавах с образованием самородного железа в качестве самостоятельной фазы, следует подчеркнуть, что одним из высокотемпературных способов прямого получения железа прежде всего должно быть получение окисно-рудного расплава и последующее его восстановление твердым, жидким или газообразным восстановителем. Вероятнее всего, об этом же свидетельствует приведенный выше фактический материал по Хунгтукуну, который позволяет предполагать первичное концентрирование железа в ферритной форме. Однако это предположение не исключает возможность прямого восстановления железа из силикатного расплава или железистых силикатов.

Теперь проведем термодинамический анализ восстановительных процессов получения железа применительно к траповым интрузиям с учетом имеющегося у нас и в литературе фактического материала. Прежде всего следует оконтурить поля устойчивости самородного железа, вюстита, фаялита, магнетита и карбидов железа на диаграмме в координатах $T-P_{O_2}$ с целью определения направления изменения $P_{O_2}$, приводящего к восстановлению железа из его соединений, а также для выявления возможных соединений-восстановителей, участвующих в процессах восстановления железа. Соответствующие реакции и отвечающие им равновесные уравнения зависимости парциального давления кислорода ( $P_{O_2}$ ) и константы равновесия реакций ( $K_T$ ) от температуры сведены в табл.5.

Анализируя реакции, приведенные в табл.5, соответствующие уравнениям, и отвечающие им линии равновесия на диаграмме в координатах $T-P_{O_2}$, мы приходим к выводу о том, что поле устойчи-

Таблица 5

Реакции и уравнения, описывающие процессы восстановления железа в траповых интрузиях

| Номер реакции | Реакции | Уравнения |
|---|---|---|
| 1. | $Fe^{\circ} + 0{,}5\,O_2 = FeO$ | $\lg P_{O_2} = 7{,}78 - \frac{27912}{T}$ |
| 2. | $3\,Fe^{\circ} + 2\,O_2 = FeFe_2O_4$ | $\lg P_{O_2} = 9{,}52 - \frac{29309}{T}$ |
| 3. | $2\,Fe^{\circ} + SiO_2 + O_2 = Fe_2SiO_4$ | $\lg P_{O_2} = 8{,}52 - \frac{29835}{T}$ |
| 4. | $6\,FeO + O_2 = 2\,FeFe_2O_4$ | $\lg P_{O_2} = 13{,}08 - \frac{32650}{T}$ |
| 5. | $6\,FeO + O_2 = 2\,FeFe_2O_4$ | $\lg P_{O_2} = 14{,}31 - \frac{33500}{T}$ |
| 6. | $C + 0{,}5\,O_2 = CO$ $P_{CO} = 1$ атм | $\lg P_{O_2} = -9{,}18 - \frac{11584}{T}$ |
| 7. | $CO + 0{,}5\,O_2 = CO_2$, $P_{CO} = P_{CO_2}$ | $\lg P_{O_2} = 9{,}44 - \frac{29666}{T}$ |
| 8. | $CH_4 + 0{,}5\,O_2 = CO + 2H_2$ $P_{CH_4} = \sum(P_{CO}+P_{H_2})$ | $\lg P_{O_2} = -17{,}72 - \frac{3740}{T}$ |
| 9. | Базальтовый расплав | $\lg P_{O_2} = 12{,}24 - \frac{27472}{T}$ |
| 10. | $C + 2H_2 = CH_4$ | $\lg K_T = -4{,}27 + \frac{3921}{T}$ |
| 11. | $Fe_2SiO_4 + 2C = Fe^{\circ} + SiO_2 + 2CO$ | $\lg K_T = 17{,}69 - \frac{18248}{T}$ |
| 12. | $Fe_2SiO_4 + 2CO = 2Fe^{\circ} + SiO_2 + 2CO_2$ | $\lg K_T = -0{,}57 - \frac{169}{T}$ |
| 13. | $2Fe_2SiO_4 + CH_4 = 4Fe^{\circ} + CO_2 + 2H_2O$(газ) $+ 2SiO_2$ | $\lg K_T = 16{,}21 - \frac{17621}{T}$ |
| 14. | $Fe_2SiO_4 + 2H_2 = 2Fe^{\circ} + SiO_2 + 2H_2O$ ( газ) | $\lg K_T = 3{,}55 - \frac{4489}{T}$ |
| 15. | $4FeO + 5C = Fe^{\circ} + Fe_3C + 4CO$ | $\lg K_T = 35{,}0 - \frac{33925}{T}$ |
| 16. | $4FeO + 6CO = Fe^{\circ} + Fe_3C + 5CO_2$ | $\lg K_T = -11{,}56 + \frac{11283}{T}$ |
| 17. | $4FeO + 4CH_4 = Fe^{\circ} + Fe_3C + 4CO + 8H_2$ | $\lg K_T = 52{,}1 - \frac{49610}{T}$ |
| 18. | $4FeO + 2CH_4 = Fe^{\circ} + C^{\circ} + Fe_3C + 4H_2O$ (газ ) | $\lg K_T = 15{,}23 - \frac{14241}{T}$ |
| 19. | $2FeO + S^{\circ} = 2Fe^{\circ} + SO_2$ | $\lg K_T = 8{,}17 - \frac{12355}{T}$ |
| 20. | $FeS + H_2 = Fe^{\circ} + H_2S$ ( газ ) | $\lg K_T = 2{,}25 - \frac{4164}{T}$ |
| 21. | $FeFe_2O_4 + 4C = 3Fe^{\circ} + 4CO$ | $\lg K_T = 37{,}19 - \frac{35452}{T}$ |
| 22. | $2FeFe_2O_4 + 9C = 3Fe^{\circ} + Fe_3C + 8CO$ | $\lg K_T = 75{,}47 - \frac{72171}{T}$ |
| 23. | $2FeFe_2O_4 + 10CO = 3Fe^{\circ} + Fe_3C + 9CO_2$ | $\lg K_T = -8{,}37 + \frac{9204}{T}$ |
| 24. | $FeFe_2O_4 + 4CO = 3Fe^{\circ} + 4CO_2$, $P_{CO} = P_{CO_2}$ | $\lg K_T = -0{,}07 + \frac{715}{T}$ |
| 25. | $2FeFe_2O_4 + 9CH_4 = 3Fe^{\circ} + Fe_3C + 8CO + 18H_2$ | $\lg K_T = 113{,}86 - \frac{107460}{T}$ |
| 26. | $FeFe_2O_4 + 4H_2 = 3Fe^{\circ} + 4H_2O$ ( газ) | $\lg K_T = 8{,}88 - \frac{7925}{T}$ |

Примечание. Уравнения реакций взяты: № 4 из работы [10], № 9 – [12], остальные получены расчетным путем. Термодинамические константы соединений заимствованы из [8].

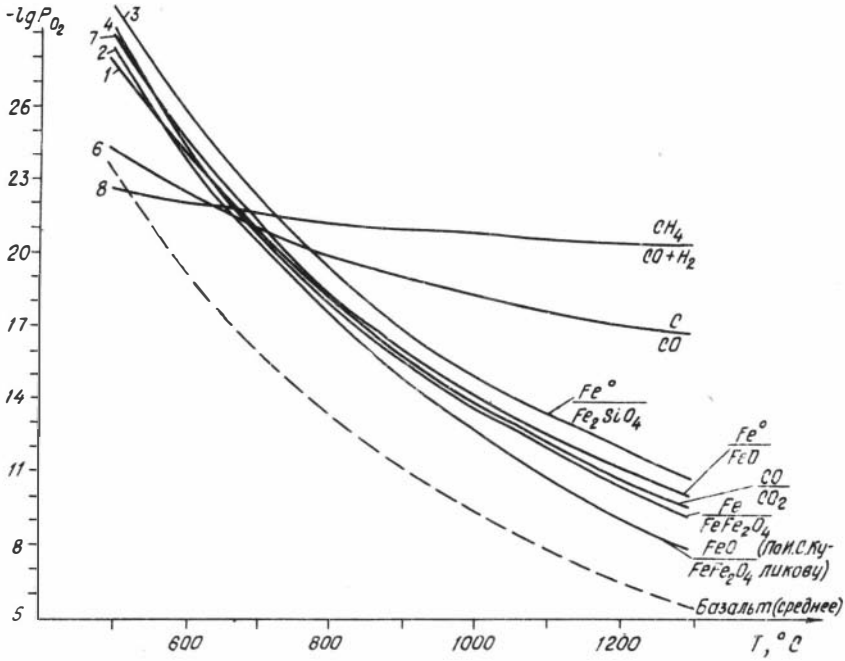



Рис.2. Диаграмма $P_{O_2}$-T, отражающая низкие величины парциального давления кислорода в области устойчивости самородного железа, графита, метана, окиси углерода и водорода, располагающейся выше линии равновесия магнетит-вюстит (по И.С.Куликову [10]) и линии средних величин $P_{O_2}$, отвечающих базальтовому расплаву

вости самородного железа находится в области низких значений $P_{O_2}$ располагаясь на представленном графике (рис.2) значительно выше линии, отвечающей средним значениям $P_{O_2}$ базальтового субстрата. Примечательно, что поля устойчивости таких восстановителей, как углерод (C ), окись углерода (CO ) и углеводороды (например, $CH_4$) совмещаются с полем устойчивости самородного железа, также располагаясь в области низких парциальных давлений кислорода. Именно это обстоятельство позволяет предположить, что данные соединения наряду со свободным водородом могут служить потенциальными восстановителями железа из таких его соединений, как силикаты

железа, вюстит и магнетит. Ниже разберем ряд схем восстановления железа из его соединений, учитывая свойства восстановителей и температуру, при которой протекают реакции восстановления.

Выше отмечалось, что несмотря на часто встречающиеся контакты угленосных пород с траппами, восстановленные минеральные виды, в том числе самородные в г-д практически не встречаются. Это свидетельствует о сравнительной инертности углерода угленосных толщ как восстановительного агента и неподходящей физико-химической обстановке для самородного минералообразования. Поэтому нам представляется наиболее вероятным для объяснения формирования залежей самородного железа воздействие на окисный железорудный расплав восстановленных газов и в первую очередь окиси углерода, углеводородов и водорода. Струи этих газов приводят к резкому снижению $P_{O_2}$ в системе и сильно активизируют восстановление железа из его соединений в поле устойчивости самородного железа (рис.2). Об этом же свидетельствует и характер линий равновесных значений $P_{O_2}$ пород Хунгтукунской интрузии, располагающихся не только выше линий равновесных значений $P_{O_2}$ для типичных плагиобазальтов и оливиновых габбро, но и выше линий равновесных значений $P_{O_2}$ в системе вюстит - самородное железо, что подтверждает положение о высоком восстановительном потенциале системы при кристаллизации Хунгтукунской интрузии (рис.3)*.

Рассмотрим ряд реакций и соответствующие им уравнения, описывающие процессы восстановления железа из его соединений, которые могут протекать на магматическом этапе при участии восстановительных агентов. В связи с этим заметим, что наличие в системе присадок значительно снижает температуру плавления железа. Известно, что точка плавления железа равна 1539°С. Добавка к железу 5 % углерода снижает точку плавления этой смеси до 1140°С, такое же сильно снижающее температуру плавления воздействие оказывает присадка серы.

---

* Программа расчета летучести кислорода составлена по уравнению, заимствованному из [22], которое было получено по экспериментальным данным для базальтов при нормальном давлении. Программа написана на языке $\mathcal{A}$-6 для машины М-222. Уравнение удовлетворительно работает при расчете $P_{\theta_2}$ систем при температурах не ниже 900°С.

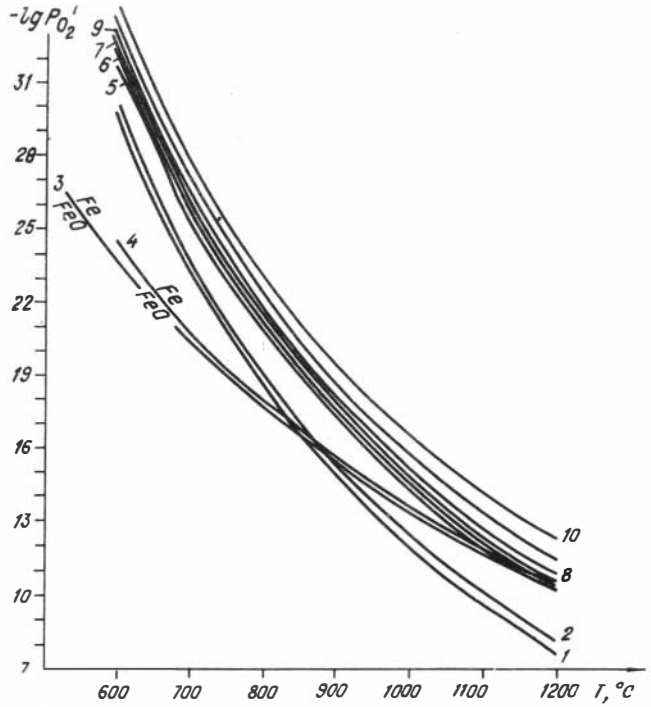



Рис.3. Диаграмма $P_{O_2}$-T, иллюстрирующая высокий восстановительный потенциал систем при кристаллизации пород Хунгтукунской интрузии I - платобазальт, по Дэли [5]; 2 - оливиновое габбро, по Дэли [5]; 3 - $P_{O_2}$ в системе вюстит-железо-кислород, по И.С.Куликову [10]; 4 - $P_{O_2}$ в системе вюстит-железо-кислород (расчет по уравнению Вант-Гоффа); 5 - Хунг-3; 6 - Хунг-34-I; 7 - II427; 8 - Хунг-22; 9 - Хунг-7; I0 - Хунг-36. Кривые I, 2, 5-I0 отстроены по данным, полученным при расчете летучести кислорода по уравнению, заимствованному из [2I]. Расчеты по оригинальной программе производились на машине М-222

В первом приближении схема восстановления железа углеродом из его соединений может быть представлена в виде реакций II, I5, 2I и 22 (см. табл.5), для которых согласно соответствующим уравнениям сдвиг равновесия вправо должен наблюдаться при достижении системой температуры 758, 696, 680 и 683°С соответственно. И,ес-

тественно, чем выше температура системы, тем должна быть выше скорость восстановления железа из его соединения.

Рассмотрим другой случай, когда восстановление железа происходит в результате продувки через железосодержащий расплав газовых струй метана, одного из наиболее распространенных газов в изверженных горных породах. Для этого посмотрим, что происходит при воздействии метана на железистый силикат, оксид и феррит железа. Результаты иллюстрируются в табл.5 реакциями I3, I7, I8 и 25, для которых равновесие достигается соответственно при температурах 8I4, 679, 662 и 67I$^{o}$C, и в этом случае повышение температуры резко активизирует процессы восстановления железа. При этом если по реакции I3 идет только восстановление железа, то реакции I7 и 25 свидетельствуют о возможности формирования не только парагенетической ассоциации самородное железо - когенит, но и повышения в системе концентрации таких газов, как CO и $H_2$, этим самым подчеркивая восстановительный характер системы в целом.

Таким образом, приведенные реакции и соответствующие им уравнения свидетельствуют о высокой активности метана в восстановительных реакциях. протекающих в исходном расплаве. Не исключено, что в восстановительных реакциях большую роль играют реакции термической диссоциации метана на углерод и водород (см. реакцию I0, табл.5) при возрастании температуры системы выше 645$^{o}$C. Вероятно, появление в системе пироуглерода наряду со свободным водородом служит тем благоприятным фактором, который и приводит к формированию самородного железа наряду с когенитом или с самородным углеродом.

В целом, принимая во внимание возможность и вероятность концентрирования железа в магматической камере в виде ферритной фазы (жидкости), процессы восстановления железа могут быть проиллюстрированы реакциями 2I–26 табл.5, учитывающими восстановление железа углеродом, окисью углерода, метаном и водородом. Графически зависимость констант равновесия реакций от температуры изображена на рис.4. В общем случае сдвиг равновесия реакций восстановления железа вправо в направлении появления в системе самородного железа наблюдается при температурах системы, превышающих 630-700$^{o}$C. При этом, судя по наклону линий, высокие скорости протекания реакций восстановления железа следует ожидать

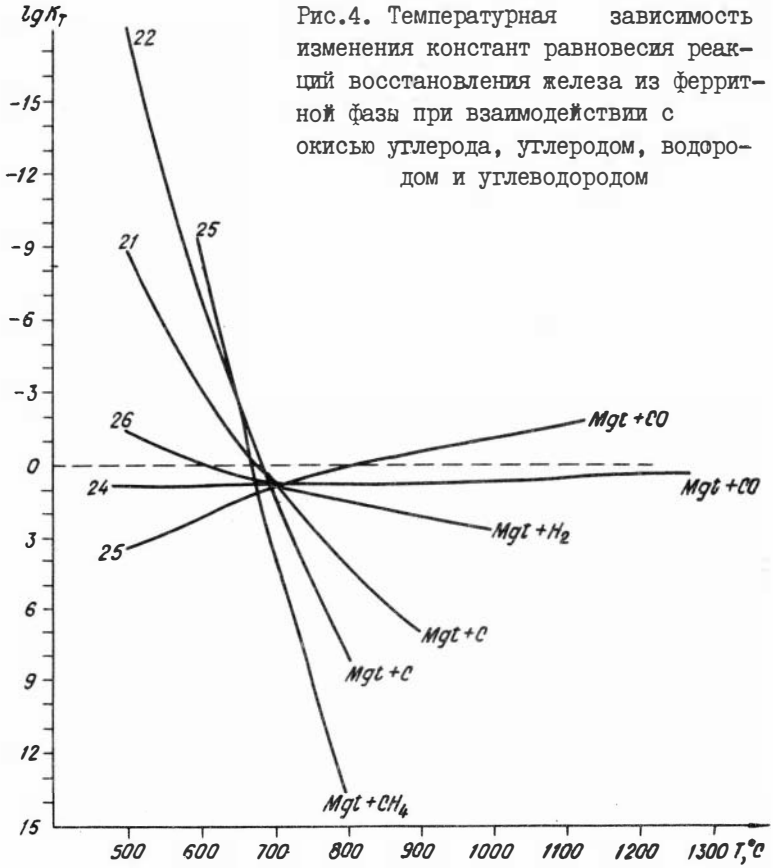



Рис.4. Температурная зависимость изменения констант равновесия реакций восстановления железа из ферритной фазы при взаимодействии с окисью углерода, углеродом, водородом и углеводородом

для случаев взаимодействия ферритной фазы с углеводородными агентами, а более низкие скорости - для случаев восстановления железа окисью углерода и водородом.

И, наконец, реакции I9 и 20 (табл.5) иллюстрируют схемы восстановления железа серой при ее взаимодействии с оксидами железа и водородом при его взаимодействии с сульфидами железа. Расчеты по соответствующим уравнениям, приведенным в табл.5 (I9, 20), свидетельствуют о том, что данные схемы могут быть реализованы лишь при достаточно высоких температурах системы в целом (I239 и I577°C соответственно).

Таким образом, исходя из приведенных реакций и уравнений табл.5 и анализа графиков рис.2, 3, 4, образование самородного железа в породах Хунгтукунской интрузии следовало бы связывать с процессами восстановления железа из его соединений или железосодержащего расплава при продувке системы вдоль определенных зон магматической стадии восстановительными газами, в состав которых в первую очередь должны входить углеводороды, водород и окись углерода. Первоначальное концентрирование железа в виде ферритной жидкости или твердой ферритной фазы создает наиболее благоприятные условия для восстановления железа. Подобная модель, как нам представляется, позволяет удовлетворительно объяснить не только обособление металлической жидкости на магматической стадии в современной интрузивной камере, но и дает возможность расшифровать механизм формирования "подвешенных" в интрузии желваков самородного железа. В противовес этому ассимиляция вещества угленосных пластов вряд ли дала бы возможность удовлетворительно обосновать механизм формирования самородков железа внутри Хунгтукунской интрузии, не привлекая к этому большие количества дополнительных допущений, трудно реализуемых в природе, хотя возможность углеродного восстановления железа, судя по пирометаллургическим процессам, очевидна.

Проверка основных схем образования железного оруденения в траппових интрузиях с помощью физико-химического моделирования на ЭВМ по программе И.К.Карпова "Селектор-БЭСМ-6" [9] в целом подтвердила основные выводы, полученные нами при расчете констант равновесия реакций по уравнению Вант-Гоффа. Прежде всего исследовалось взаимодействие смеси газов (CO, $CO_2$, $CH_4$, $H_2$) с железистыми силикатами ($Fe_2SiO_4$). Как и следовало ожидать, в связи с наличием в составе газов двуокиси углерода, обладающего окислительными свойствами, самородное железо в системе в изученном интервале температур 400-1100°С и давлении 250 бар не образуется. Повышение температуры до 900°С и выше способствует появлению когенита $Fe_3C$.

В противовес этому, если повышение температуры системы до 900°С и выше способствует появлению в ней когенита $Fe_3C$, то при температуре 1100°С и выше - оксида железа FeO. Примечательно, что синтез пентакарбонила железа $Fe(CO)_5$, как это вытекает из решения, выданного ЭВМ, возможен в высокотемпературной области

(800°С и выше) и его количество при 1100°С и общем давлении 250 бар в газовой фазе оценивается в составе газовой фазы в мольных количествах величиной $10^{-13}$.

Второй этап физико-химического моделирования на ЭВМ включал изучение системы $CO-CH_4-H_2-Fe_2SiO_4$ при температурах 300–1100°С и давлении 500–1500 бар. Судя по одному из решений, полученному для температуры 1000°С и давления 500 бар, в системе должны присутствовать самородное железо, когенит $Fe_3C$ и $SiO_2$. В составе газовой фазы, равновесной с твердыми фазами, $H_2$ ($10^{-3}$), $CH_4$ ($10^{-11}$) и CO ($10^{-14}$) (в мольных количествах). В целом же парагенезис $Fe-Fe_3C-SiO_2$ следует ожидать во всем температурном интервале, хотя метастабильность когенита при температурах ниже 750°С известна из исследований по пирометаллургическим процессам [10]. При более низких температурах (300–800°С), судя по решению, качественный состав газовой фазы характеризуется следующими соединениями: $H_2$, CO, $CH_4$ и $H_2O$. При этом мольное количество воды в газовой фазе, например, при 300°С не превышает величины $10^{-11}$.

И, наконец, на начальных этапах в системе $CO-CH_4-H_2-Fe_2SiO_4$ при температуре 900°С и выше и давлении 750 бар появляется самородное железо и некоторое избыточное количество $SiO_2$. При достижении системой равновесия самородное железо исчезает и в равновесии с газовой фазой в ней присутствует графит, когенит, кремнекислота и железистый силикат. Состав газа, находящегося в равновесии с твердыми фазами, характеризуется следующими величинами (в мольных количествах): $Fe(CO)_5$ ($10^{-9}$), CO(1), $CO_2$(0,49), $H_2O$(0,96), $CH_4$(0,45), $H_2$(1,13) и $O_2$ ($10^{-15}$). Примечательно, что продувка системы водородом, как следует из одного решения, может привести к образованию самородного железа. Вероятно, в процессе гидрирования карбида железа помимо самородного железа система может обогащаться метаном. Таким образом, физико-химическое моделирование на ЭВМ процессов самородного рудообразования в магматических системах позволило не только получить дополнительные сведения о физико-химических условиях образования самородного железа в траповых интрузиях при продувке системы восстановительными газами, но и подтвердить предположение о роли карбонилов железа при синтезе самородного железа и карбидов железа в породах основного состава. И хотя полученный материал свидетельствует о низких концентрациях пентакарбонила железа в смеси вос-

становленных газов, тем не менее данное обстоятельство позволяет учитывать возможность участия данного соединения в ряде реакций, приводящих к образованию самородного железа, почти не содержащего примесей, и карбида железа в процессе разложения $Fe(CO)_5$ при снижении общего давления в системе и падении парциального давления окиси углерода в магматической камере. И в этом случае расчет равновесных концентраций в изучаемой нами системе позволил подтвердить выводы, полученные ранее при анализе термической устойчивости пентакарбонила железа согласно реакции $Fe(CO)_5 \rightleftharpoons Fe + 5CO$, для которой уравнение константы равновесия реакции имеет вид $\lg K_T = 30{,}77 - \frac{I02I9}{T}$. Отсюда, как видно из уравнения, напрашивается вывод о том, что повышение температуры системы действительно приводит к интенсификации процессов разложения пентакарбонила железа. В частности, если величина $P_{Fe(CO)_5}$ при 500°С и $P_{CO}$ = I атм не превышает величины $I0^{-I7}$ бар, то уже при II00°С эта величина падает до $I0^{-23,3}$ бар.

Возвращаясь к материалам по парагенетическим ассоциациям самородного железа с графитом и когенитом, следует акцентировать внимание на следующих физико-химических закономерностях, выявленных нами при расчетах и полностью подтверждаемых фактическим материалом. Как показали исследования вещественного состава пород и руд, в зоне локализации оруденения самородное железо встречается либо совместно с графитом, либо с когенитом. Поэтому схема согласно реакции I8 табл.I вряд ли может быть применена для описания одного из возможных вариантов образования самородного железа в изверженных горных породах. Неправомерность подобного пути образования самородного железа заключается прежде всего в том, что в продуктах реакции присутствуют пары воды, которые обладая окислительными свойствами, в обязательном порядке должны приводить к окислению свободного углерода по реакциям:

$$C + H_2O\ (\text{газ}) = CO + H_2;$$
$$C + 2H_2O\ (\text{газ}) = 2H_2 + CO_2,$$

для которых исходя из уравнений

$$\lg K_T = 7{,}08 - \frac{6882}{T} \quad \text{и}$$
$$\lg K_T = 4{,}84 - \frac{4722}{T}$$

сдвиг равновесия вправо в направлении устойчивости $H_2$, CO и $CO_2$ будет происходить при температурах, превышающих 699–702°С, отсюда, естественно, вытекает вывод о том, что при повышенных температурах сосуществование свободного углерода и паров воды в системе маловероятно. Помимо этого совместному нахождению графита, когенита и самородного железа препятствует метастабильность когенита при температурах ниже 900–750°С. Действительно, судя по реакции

$$Fe_3C = 3Fe + C,$$

для которой

$$\lg K_T = - 1{,}08 + \frac{1267}{T},$$

снижение температуры до 900°С и ниже отрицательно сказывается на устойчивости когенита, способствуя его разложению на самородное железо и графит. С другой стороны, наличие в системе когенита позволяет утверждать, что процессы восстановления железа и его карбидизации протекали при температурах, превышающих 900°С. Согласно выведенных И.С.Куликовым 10 уравнений зависимости свободной энергии реакции термической диссоциации карбида железа от температуры следует, что при температурах ниже 750°С величина $\Delta G^\circ_T$ реакции

$$3Fe_k + C_{\text{графит}} = Fe_3C_k$$

является величиной положительной. А это свидетельствует о том, что когенит при температурах ниже 750°С метастабилен. Заметим, что данная температура ниже полученной нами (900°С) как при расчете константы равновесия термической диссоциации когенита, так и при физико-химическом моделировании на ЭВМ. Тем не менее общая закономерность очевидна: карбид железа устойчив при температурах выше 750–900°С. А это означает, что устойчивый парагенезис самородное железо – графит вероятен при температурах ниже 750–900°С, тогда как парагенезис самородное железо – карбид железа следует ожидать при повышенных (свыше 750–900°С) температурах.

Водородная продувка системы, содержащей карбид железа, может способствовать разложению когенита с обогащением системы самородным железом и метаном. Однако и в этом случае, судя по реакции

$$Fe_3C + 2H_2 = 3Fe + CH_4$$

и соответствующему ей уравнению

$$K_T = -5{,}35 + \frac{5189}{T},$$

разложение когенита может протекать в относительно низкотемпературных условиях. Однако это не исключает возможность разложения когенита и при более высоких температурах, если $P_{H_2}$ будет достаточно велико*.

Таким образом, как следует из приведенных выше результатов исследования условий восстановления железа из его соединений, геологические и физико-химические закономерности формирования самородного железного оруденения в траповых интрузиях следующие.

## Выводы

I. Хунгтукунская интрузия представляет собой слабодифференцированное магматическое тело с типично траповой тенденцией кристаллизации. Дифференцированный характер массива подтверждается двучленным строением центральных зон интрузии, вариациями химизма пород и породообразующих минералов.

2. Минералого-петрографические исследования свидетельствуют о том, что кристаллизация самородного железа и ассоциирующих с ним минералов осуществлялась в камере интрузии на магматическом этапе в некотором диапазоне эволюционирующих параметров состояния магматической системы. В парагенезисе с железом кристаллизовались высокожелезистые оливин, пижонит и ортопироксен.

3. Источником железа для образования рудных скоплений являлся сам траповый расплав, из которого в результате ферритизации или непосредственных восстановительных реакций происходила экстракция элемента с последующей кристаллизацией различных минеральных фаз.

4. Расчеты парциального давления кислорода и его фугитивности показали, что система, содержащая самородное железо, характеризовалась высоким восстановительным потенциалом. В связи с

* Например, при II00°С и $P_{CH_4}$ = I атм взаимодействие водорода и карбида железа с образованием самородного железа и метана возможно при $P_{H_2}$ = I380 атм.

этим наиболее вероятными восстановительными агентами были газы, в составе которых преобладали $CH_4$, CO, $H_2$, $H_2S$ и др., причем наиболее высокой восстановительной активностью характеризуются углеводородсодержащие газы. Движение концентрированных струй флюидов вдоль субпластовой системы прототрещин в интрузиве предопределило подвешенное положение рудных тел.

5. Ведущую роль в реакциях восстановления железа играла термическая диссоциация углеводородов на составные компоненты, протекающая при температурах выше 630–700°С. Повышение температуры системы приводило к увеличению скорости термической диссоциации газов и скорости восстановления железа из его соединений.

6. Кристаллизация окисно-рудных минералов и сульфидов протекала в широком интервале температур магматического процесса. Совместному нахождению триады самородное железо–когенит–графит препятствует метастабильность когенита при температурах ниже 900–750°С. В связи с этим парагенезис когенита с самородным железом свидетельствует о том, что процесс восстановления и карбидизации протекал при температурах, превышающих 750–900°С, а устойчивый парагенезис железа с графитом указывает на температуры более низкие, чем этот интервал.

## Литература


I. Баженов И.К., Индукаев Ю.В., Яхно А.В. Самородное железо в габбро-долеритах р.Курейки (Красноярский край). – Зап. ВМО, 1959, т.88, вып.2, с.180–185.

2. Буторин В.И. Самородное железо в Хунгтукунской интрузии. – В кн.: Материалы молодежной геол.конференции. ВСЕГЕИ, 1974, Геохимия, геофизика, палеонтология, АСУ. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1975, с.66–71.

3. Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. – В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967, с.173–189.

4. Горяинов И.Н., Архипова А.И. Никеленосное железо в оливине норильских дифференцированных интрузий. – Докл. АН СССР, 1978, т.241, № 4, с.940–942.

5. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 480 с.

6. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности механизма формирования некоторых траповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 232 с.

7. Маракушев А.А., Генкин А.Д. Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в базитах, гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах. – Вестн. МГУ, Геология, 1972, № 5, с.7-26.

8. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.

9. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.

10. Куликов И.С. Термическая диссоциация соединений. М.: Металлургия, 1969. 574 с.

11. Олейников Б.В., Округин А.В. Ферритизация базитовых расплавов и ее петрологическое значение. – В кн.: Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: Издание Якут.фил. СО АН СССР, 1981, с.5-19.

12. Павлов А.Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 80 с.

13. Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. 220 с.

14. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. – Новосибирск: Наука, 1978. 1967 с.

15. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 354 с.

16. Сигунов П.Н. Хунгтукунская дифференцированная никеленосная интрузия. – Учен.зап. НИИГА, Сер. регион.геол. Л., 1969, с.53-61.

17. Старицкий Ю.Г. Самородное железо и медь с реки Курейки. – Зап.ВМО, 1965, ч.95, вып.5, с.580-582.

18. Щуколюков Ю.А., Верховский А.Б., Друбецкий Э.Р. и др. Поиски изотопных признаков мантийного происхождения вещества самородных металлов в траповых породах. – Геохимия, 1981, № 10, с.1442-1452.

19. Bird Tohn M., Goodrich Cyrena Anne, Meathers Maura S. Petrogenesis of Uivfag iron, Disko Jsland, Greenland.- Journal. Geophys. Res., 1981, Bd.86, N 12, p.11787-11805.

20. Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magma. - Amer. Journal. Sci, 1959, v.257, N 9, p.609-647.

21. Pedersen Asger Ken. Non-stoichiometrie magnesian spinels in shale xenoliths from a native ironbearing at asuk, Disko, central West Greenland. - Contrib. Mineral. and Petrol., 1978, v.67, N 3, p.331-340.

22. Sack R.O., Carnuchael J.S.E., Rivers M., Chiorso M.S. Ferric-Ferraes egulibria in natural silikate liguids at 1 bar. - Contrib. Miner. and Petrol., v.75, N 4, 1980, p.369-376.

И.А.Калугин

## ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ХОЛЗУНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО МЕТАМОРФИЗОВАННОГО ТИПА

Холзунское месторождение магнетитовых руд на Алтае представляет интерес как характерный пример формирования месторождений стратиформного типа [7,9]. Здесь совмещены генетически связанные с андезит-липаритовым вулканизмом проявления магматических, гидротермальных и осадочных первичных концентраций железа. Большую роль в формировании структуры рудного поля играли тектонические дислокации, гидротермальный метаморфизм и регенерация руд [6].

В последние годы завершился основной этап геологического изучения Холзунского месторождения: подсчитаны запасы в объеме 700 млн. т, составлены детальные геологические карты рудного поля, по-новому рассматривается геологическое строение района в связи с региональными геофизическими обобщениями и в результате космофотогеологического картирования. Большой фактический материал подтвердил гипотезу о вулканогенно-осадочном регенерированном генезисе магнетитовых руд. В данной статье на основе всех имеющихся фактических данных по геологии месторождения сделана попытка создать непротиворечивую схему формирования этого интереснейшего рудного объекта.

Первичный вулканогенно-осадочный генезис железных руд Холзунского месторождения обоснован следующими фактами:

I. Руды залегают в виде протяженного (7 км) пласта, согласного со структурами рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород. Преобладающая текстура руд сланцевато-полосчатая, с реликтами слоистости.

2. Продуктивность рудовмещающей девонской кварц-кератофировой формации на железные руды, выражающаяся в постоянном присутствии вкрапленных магматических (рудные порфириты и кератофиры), жильных гидротермальных и слоистых осадочных рудопроявлений. Ассоциация руд с марганцовистыми и фосфористыми пластами.

3. Приуроченность руд к существенно осадочной карбонатно-туфогенной пачке в составе вулканогенной толщи.

4. Наличие в рудоносном разрезе месторождения под рудой и на ее стратиграфическом уровне реликтов руд вышеперечисленных типов. Метасоматические регенерированные руды не выходят из границ рудной пачки, составляя до 20 % запасов.

Конкретные фациальные условия рудоотложения можно реконструировать, исходя из анализа карт, разрезов и истории тектонического развития территории. Для Коргоно-Холзунского района разработаны среднемасштабные палеофациальные схемы, сущность которых состоит в следующем. Белоубинско-Южноалтайская структурно-фациальная зона, расположенная вдоль юго-западной границы каледонид Горного Алтая, в девоне представляла собой морской прогиб с многочисленными вулканическими островами. Эта область соответствовала крупной линейно вытянутой вулкано-тектонической депрессии, в которой сформировалась мощная (3–5 км) осадочно-вулканогенная железоносная толща. В современной структуре зона отмечена гравитационными минимумами и контрастным магнитным полем. С северо-востока она по разломному тектоническому шву граничит с нижнепалеозойским континентом Горного Алтая. В юго-западной части распространение железоносных отложений ограничено Белоубинско-Бухтарминским региональным разломом. Холзунское месторождение находится в узкой полосе девонских пород на юго-восточном окончании рудного района.

В конце девона, на собственно герцинском этапе тектоно-магматического цикла произошла инверсия прогиба вместе с общим поднятием сопредельных территорий каледонид. Она сопровождалась и

завершалась складкообразованием и внедрением субвулканических интрузий, что привело к частичной консолидации краевой части герценид [I].

В современной морфоструктуре Западного Алтая район Холзунского месторождения принадлежит Убинско-Холзунской вулканотектонической зоне, а в ее составе - Холзунской морфоструктуре, вытянутой в северо-западном направлении примерно на 25 км при ширине 5-7 км (рис.I). На фоне рельефа это относительно приподнятый блок с вершинным уровнем 2600 м. Северная половина морфоструктуры отвечает рудоносному бассейну Холзунского месторождения. В южной части ее, к югу от разлома, дешифрируемого вдоль русла р.Таловый Тургусун, железооруденение не прослеживается.

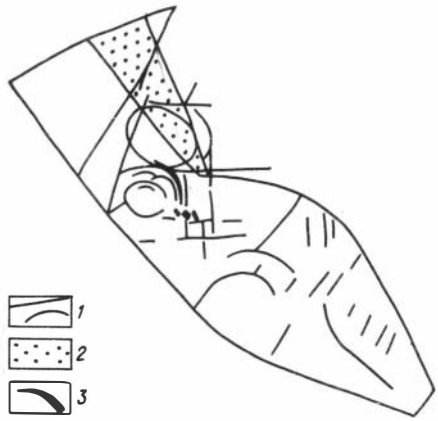



Рис.I. Холзунская морфоструктура с основными структурными линиями, дешифрированными с космофотоснимков

I - структурные линии, 2 - нижнепалеозойские породы, 3 - железорудные залежи

Перечисленные общие закономерности вполне применимы к анализу структуры Холзунского рудного поля длиной около 9 км и шириной 5 км. На геологической схеме (рис.2) приведены его основные геолого-структурные единицы. Наибольшую часть площади занимают рудоносные девонские отложения, представленные лавами и туфами кератофиров, липаритовых порфиров и фельзитов, трахиандезитовых порфиритов, а также туффитами. Особо выделены здесь высокожелезистые породы: железные руды, рудные порфириты, гематитсодержащие сланцы, туффиты с железистыми карбонатами. Отдельно показаны пласты и рифовые постройки известняков, грубообломочные туфы и лавобрекчии. Девонская толща по разлому соприкасается с нижнепалеозойскими сланцами, отвечающими положению древнего дорудного континента. Общим контуром показаны гетерофазные субвул-

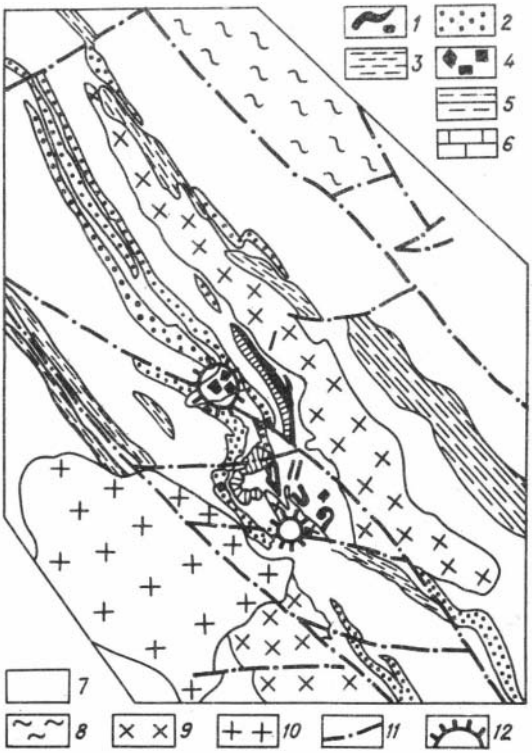



Рис.2. Геологическое строение Холзунского рудного поля (по В.Н.Коржневу [8], схематизировано)
I – железорудные тела, 2 – рудные трахиандезитовые порфириты с содержанием $Fe_{вал}$ от IO до 33%, 3 – гематитсодержащие туффиты ($Fe_{вал}$ от 5 до 50%), 4 – туфолавы и грубообломочные брекчии жерловой фации, 5 – анкеритсодержащие туффиты ($Fe_{вал}$ IO–I2%), 6 – известняки и карбонатно-туфогенные сланцы, 7 – рудовмещающие девонские породы: кератофиры, липаритовые порфиры, трахиандезитовые порфириты, туфы, туффиты, 8 – метаморфические сланцы нижнего-среднего палеозоя, 9 – диоритовые порфириты, альбититы–интрузивные субвулканические породы девонского возраста, IO – граниты позднепалеозойские, II – разрывные нарушения, I2 – предполагаемые рудоносные вулканические аппараты; участки: I – Перевальный, II – Тургусунский

канические интрузии девонского возраста. В юго-западной части месторождения расположен посторогенный гранитный массив пермского возраста. Падение слоистости и пластов крутое северо-восточное, а на южном фланге – также северное и северо-западное.

Северо-западное простирание обусловлено конседиментационной складчатостью, параллельной границе континента. Первичные синклинали представляли корытообразные прогибы, ограниченные ловны-

ми антиклиналями [I]. На этапе орогенеза они претерпели дополнительное сжимание и опрокидывание к юго-западу.

Выделение разломов на карте в большой степени условное, так как они не смещают геологических границ, а фиксируются зонами сланцеватости или структурными линиями неясного генезиса, дешифрированными по аэрофотоснимкам и магнитометрическим поясам. Учитывая тот факт, что структурные линии хорошо выделяются на фотоснимках и отражают поля тектонических напряжений, хотя могут и не отвечать геологическим границам, мы провели детальное дешифрирование снимков рудного поля с наземной проверкой линий. Таким образом удалось выявить основные рудоконтролирующие структуры, свойственные разным этапам формирования оруденения.

Рельеф на площади рудного поля высокогорный, каровый, резко расчлененный. Горные хребты преимущественно северо-западного направления сложены наиболее прочными массивными породами - лавами, туфами, интрузивными гранитоидами. Продольные северо-западные долины и ложбины отвечают легко разрушаемым при выветривании туфо-осадочным породам (включающим рудные тела) и зонам рассланцевания. Последние также концентрируются в осадочных слоях. Долины рек, стекающих с хребтов, большей частью поперечные (северо-восточные и широтные) к простиранию основных структур.
На схеме дешифрирования (рис.3,I) отражены прямые структурные линии четырех направлений и дуговые. На ней не показана штриховатость северо-западного простирания, подчеркивающая выходы пластовых тел, а вынесены только гребни хребтов, водоразделов и зоны рассланцевания, которые соответствуют крупным ступеням рельефа и дизъюнктивам. Дешифровочные признаки и геологическое значение структурных линий даны в таблице с учетом материалов крупномасштабных съемок и известных геологических обобщений для региона: Д.Г.Ахтирея, Н.Н.Лихачева, И.А.Кочеткова, Ю.В.Загайнова, А.К.Захарова, В.И.Каца, Е.С.Левицкого, В.Е.Попова, Б.А.Снежко, А.С.Калугина, Э.Г.Кассандрова, В.А.Кузнецова, В.Н.Коржнева, Б.Н.Лузгина, Я.М.Грицика [I,3,6,8 и др.].

Главными структурными линиями, определяющими строение рудного поля и в том числе положение рудных залежей, являются:

I. Широтные зоны в южной части месторождения (Тургусунский участок). Здесь зафиксированы широтное и северо-восточное простирание известняков и рудных тел, в которых слоистость пересекается северо-западной сланцеватостью под углами 45-90°.

Рис.3. Дизъюнктивные структуры Холзунского рудного поля (схема дешифрирования) I – линии дизъюнктивов, 2 – зоны рассланцевания, 3 – горизонты известняков, 4 – железорудные тела

2. Меридиональная зона Перевального участка. Простирание рудной залежи отличается от северного фланга и от южного, что может указывать на блоковое строение рудного поля.

3. Широтная зона Перевального участка (см. рис.3). Здесь, как и на Тургусунском участке, к востоку от рудных тел (в правом борту р.Хайдун) наблюдается широтное и западное-северо-западное простирание пород. Слоистые туффиты смяты в открытые складки, имеющие падение шарнира к юго-юго-востоку. Субмеридиональная и северо-западная сланцеватость пересекают слоистость под углами около $45^{\circ}$.

4. Кольцевая (дуговая) вулкано-тектоническая структура с юго-западной стороны от рудных тел. Ее замкнутые контуры наиболее отчетливо проявлены на космофотоснимках. Ближе к периферийным дуговым линиям приурочены грубообломочные лавобрекчии и туфобрекчии, а также массивы осветленных пород типа вторичных кварцитов. Большую часть площади данной кольцевой структуры слагают кератофиры и порфириты, массивные, однородные, лавового облика. По всем признакам структура находится на месте вулканического аппарата типа кальдеры.

Дизъюнктивные структуры Холзунского рудного поля

| Структурные линии | Широтные | Меридиональные | Дуговые | Северо-западные | Северо-восточные |
|---|---|---|---|---|---|
| Геоморфологические элементы дешифрируемых линий | Комбинированные: уступы рельефа+речные долины+гребни водоразделов | Комбинированные: уступы рельефа+долины+водоразделы | Долины рек, уступы рельефа | Гребни хребтов и водоразделов, гряды скал, ложбины | Долины рек, гребни водоразделов, уступы рельефа |
| Относительный возраст | Дорудный | Дорудный | Сорудный | Сорудный, послерудный | Послерудный |
| Геологическое содержание структурных линий и их рудоконтролирующее значение | "Просвечивающие" расколы фундамента; контролируют вулканические центры (в том числе рудоносные), являются границами фаций рудоотложения | | Следу кольцевых трещинных зон над вулканическими куполными поднятиями или в связи с кальдерами обрушения; вероятные зоны гидротермального выноса железа из глубин к поверхности | Простирание и границы пластовых тел и зон рассланцевания; направление тектонического растяжения рудных тел | Трещиноватость по границам блоков, связанная с поздними этапами горообразования |

5. Кольцевая "Хайдунская" морфоструктура в северо-восточной части рудного поля. В ее контуре заключены породы древнего палеозойского "континента" (северо-западная часть) и рудовмещающие девонские породы (юго-западная часть), а также субвулканические тела диоритов и липаритовых фельзит-порфиров. Предполагается, что морфоструктура образована над невскрытой интрузией.

Сравнение структурного рисунка Холзунского рудного поля с известными схемами современных и молодых вулканических областей [4,II,I2], а также со структурными схемами рудных полей на древних щитах [I0] обнаруживает черты тех и других. Здесь имеются реликтовые формы, сингенетичные с рудоотложением, а также наложенные - на этапах складчатости и орогенеза, что и следовало ожидать в соответствии с возрастом и степенью консолидации данного участка земной коры. В целом, структурные линии, в отличие от современных мобильных вулканических районов, образуют более регулярную сетку, а также содержат мало распознаваемых кольцевых структур. В отличие от жестких щитов, здесь еще сохранились следы структур, контролирующих размещение рудоносных фаций, а также купольные поднятия над интрузиями.

Рассмотрим наиболее вероятную палеогеографическую обстановку рудоотложения на площади Холзунского месторождения в период девонской вулканической деятельности (рис.4).

На этапе дорудного вулканизма, соответствующего накоплению почти 2,5-километровой подрудной толщи, вблизи континентального поднятия (Теректинского горста) в прибрежно-морской зоне формировались вулканические постройки. В отличие от рудоносной толщи здесь преобладали продукты слабо дифференцированного вулканизма: альбитофиры и порфириты, а также редкие осадочные породы-известняки, песчаники, алевролиты. К востоку от полуострова (см.рис.4) существовала вулканическая суша. К западу - вдоль полуострова оформилась вулканическая цепь и на расстоянии I0 км - параллельный берегу еще один вулканический хребет. Последний явился приподнятым юго-западным бортом рудоносного бассейна. В южном направлении за широтным разломом Тургусунского участка через 4-5 км распространены уже морские фации на большой площади, что исключало концентрацию руд. В северо-западном направлении рудоносный бассейн сужается в 2 раза. Там уже характерны туффитовые фации гематитовых руд, наземные игнимбриты, отсутствуют известняки.

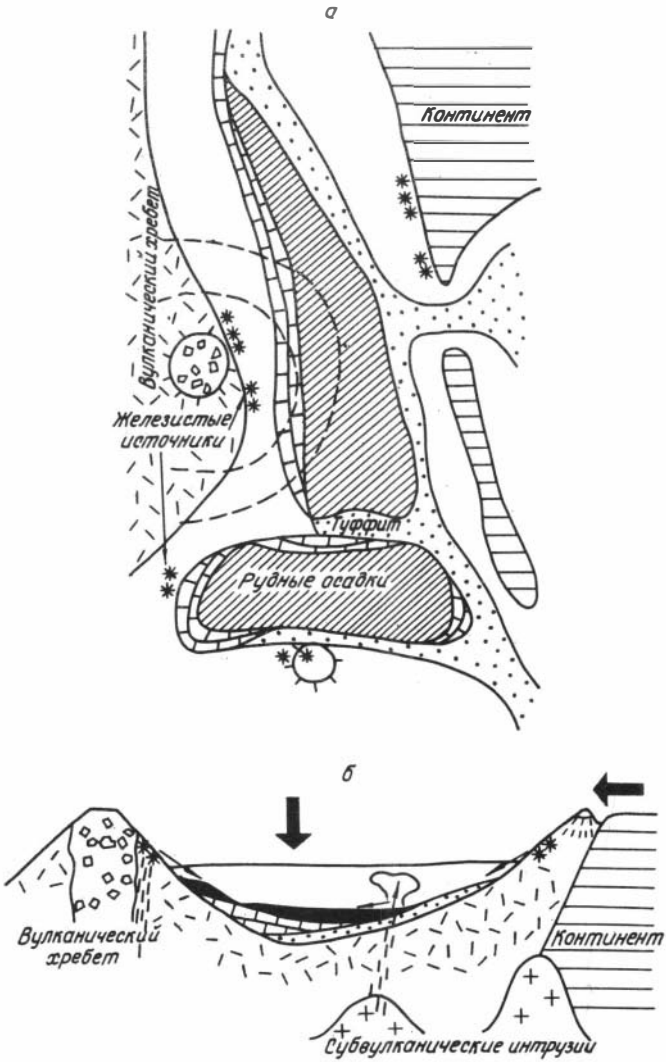



Рис.4. Схема бассейна рудоотложения Холзунского месторождения; а – план, б – разрез
Тонкими стрелками указаны направления выноса рудного вещества. Жирными стрелками обозначены тектонические движения

Рудоносные вулканические центры на площади месторождения выделяются в составе подрудной существенно лавовой и туфовой пачки. Вулкан Перевального участка находится в районе распространения лавобрекчий и грубообломочных туфов. Его периферические зоны выявляются по наличию дуговых структурных линий и массивов осветленных пород. Вулкан Тургусунского участка имеет предположительный центр на скрещении широтных и меридиональных разломов. Он эродирован глубже, чем первый. В центре отмечены субвулканические породы, а ближе к периферии – грубообломочные туфы и рифовые известняки с кораллами, жилы магматических (?) апатит-магнетитовых руд. Скорее всего, два вулканических центра являлись составными частями единого вулканического хребта, расположенного на северо-восточном склоне более древней нижнеэйфельской вулканической гряды.

Краснокаменный облик лав и туфов подрудной пачки, наличие миндалекаменных (пузыристых) разностей, а также коралловых рифов указывают на приповерхностные или мелководные условия формирования железоносных вулканитов. В целом, относительно дорудного этапа, меняется состав эффузивов и туфов, толща становится более дифференцированной. При усредненном кератофировом составе очаговой магмы в толще выделяются две контрастные разновидности пород: трахиандезитовые порфириты – высокожелезистые и низкокремнистые, титансодержащие, и трахилипаритовые фельзит-порфиры безжелезистые и высококремнистые [6]. Таким образом, в основании существенно осадочных пластовых руд характерно присутствие эффузивов и туфов с высоким (10-15 %) содержанием железа, подтверждающих продуктивность магматического очага. Здесь же отмечены жильные и метасоматические отложения гематита и красных яшм, небольшие горизонты железистых туффитов и кварцитов, показывающие, что рудное вещество выносилось к дневной поверхности. Данный комплекс рудопроявлений на Алтае всегда сопровождает вулканогенно-осадочные железорудные горизонты хемогенно-обломочной фации (тип Калгуты). Главные рудные массы появляются стратиграфически выше, на уровне туфогенно-осадочного горизонта с подчиненной ролью вулканитов либо сменяют рудоносные вулканиты по латерали. Нами предполагается наличие замкнутого корытообразного бассейна отложения рудных осадков в непосредственной близости (до 5-7 км) от действующих вулканов, примерно на месте современных рудных

тел. Наиболее мощные рудные фации ассоциируются с подстилающей пачкой карбонатно-туфогенных сланцев, вероятно, отвечающей глубоким зонам бассейна.

Вынос железистого вещества осуществлялся со стороны рудоносных вулканических центров. Источником являлись действующие фумаролы и сольфатары, а с наземных построек железо выносилось кислыми грунтовыми водами. К примеру, известная на Курильских островах р.Юрьева [5] могла бы дать I млрд. т растворенного железа за 70 тыс.лет. Массивы осветленных пород приурочены к северо-восточному краю вулкана Перевального участка. На Тургусунском участке осветленных пород нет, здесь более вероятны подводные источники железосодержащих растворов, подобные таковым на вулканах Санторин, Банувуху [2,5] и не сопровождающимся зонами осветления.

На севере месторождения бассейн имел (с северо-запада к юго-востоку) сначала северо-западное простирание вплоть до широтной зоны Перевального участка. Затем он разделился на широтную безрудную полосу, вытянутую к востоку, и на рудную меридиональную полосу, прослеживающуюся до широтной зоны Тургусунского участка. На юге бассейн имел изометричную форму, или был вытянут по широте. Судя по небольшим размерам бассейна, это были морские заливы, разделяющие вулканические гряды и полузатопленные кальдеры. Заливы на юго-востоке соединялись с более крупным морским бассейном.

Суммируя приведенные данные, можно воссоздать последовательность формирования структуры Холзунского месторождения в следующем виде.

I. Этап отложения рудных осадков в кальдерном морском бассейне, расположенном в грабен-синклинальном прогибе между континентальной сушей (с северо-востока) и вулканической грядой (с юго-запада). Рудоносная пачка с карбонатами выклинивается к северо-западу и сменяется железистыми туффитами. К юго-востоку от месторождения намечается либо замыкание бассейна (широтная структура), либо его резкое расширение с переходом к условиям открытого моря, неблагоприятным для рудоотложения.

2. Этап интенсивного синвулканического прогибания рудного бассейна вдоль оси северо-западного направления, внедрения субвулканических интрузий и "затвердевания" антиклинальных зон, сложенных вулканическими аппаратами.

3. Этап складчатости и инверсии территории, сопровождаемый пликативными деформациями и среднетемпературной перекристаллизацией пород рудоносного горизонта. Формирование сжатой "рудной" синклинали с опрокидыванием ее к юго-западу под давлением надвигающейся с северо-востока континентальной глыбы. Слабые деформации (наклон) жестких зон, отвечающих вулканическим хребтам в подрудных прибортовых частях бассейна.

4. Горообразование с общим поднятием Холзунского рудного поля в виде узкого блока северо-западного простирания, ограниченного широтными линиями. Правосдвиговые приразломные деформации и формирование узких зон сланцеватости (в компетентных породах) и мелких складок с вертикальными шарнирами (в некомпетентных породах и рудах). Окончательное расчленение рудного горизонта на тектонические линзы. Перераспределение рудного вещества за счет метасоматической альбитизации толщи в проницаемых вертикальных зонах.

5. Внедрение гранитов.

Выявленная специфика формирования руд в изученном блоке Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны достаточно резко отличает Холзунское месторождение от других участков с бедным и маломощным оруденением (Кульду, Коксинские, Коргон и др.). Предлагаемая трактовка структуры месторождения исключает наличие аналогичного оруденения в юго-западном лежачем крыле руд, но не ограничивает перспективности глубоких горизонтов в висячем крыле - на севере Перевального участка.

## Литература


I. Ажгирей Д.Г. Тектоно-магматический и металлогенический анализ глубинного разлома области сопряжения Горного и Рудного Алтая. Автореф. канд.дис . М., 1969. 18 с.

2. Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. 114 с.

3. Грицюк Я.М., Россихина З.С., Турбин В.А. Широтные и северо-восточные разломы Горного Алтая: характер проявления и отношение к оруденению. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Алтайского края. Барнаул, 1979, с.100-102.

4. Донских В.В., Залепугин В.Н., Кронидов И.И. Методика геологической съемки древних вулканов. Л.: Недра, 1980. 278 с

5. Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 215 с.

6. Калугин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976. 102с.

7. Калугин И.А., Трибунский Е.Н. Структурная и вещественная неоднородность стратиформных магнетитовых месторождений Алтая. – В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с.67-76.

8. Коржнев В.Н. Распределение железооруденения в Холзунском рудном поле в Горном Алтае. – Там же, с.76-79.

9. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. – Геол.рудн. м-ний, 1970, № 6, с.3-15.

10. Третьяков Г.А., Михайлов Ю.Я., Калугин И.А. Дизъюнктивная тектоника и структурный контроль железооруденения в Чаро-Токкинском районе Якутии. – Геол. и геофиз., 1981, № 7, с.37-42.

11. Фомин В.И. Фотогеологическое изучение вулканических поясов. М.: Недра, 1979. 214 с.

12. Шарапов В.Н., Бондаренко П.М., Пяткин В.П. Выявление инструментальными методами рисунка разломов Центральной Камчатки и расшифровка их генезиса. – Исследование Земли из космоса,1980, № 2, с.44-50.

М.П.Мазуров

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Скарново-магнетитовые месторождения, локализованные в архейских толщах Алданского щита, представляют собой наиболее вероятный источник богатых и легко обогащаемых железных руд на востоке страны. Открытые и разведанные в сороковые – пятидесятые годы текущего столетия, они вновь привлекли к себе внимание в связи с предстоящим освоением территории, прилегающей к Байкало-

Амурской магистрали. На первом этапе геологического изучения месторождений определены контуры рудных районов, предварительно оценены запасы, выявлены некоторые сведения о закономерностях размещения и условиях образования главных месторождений. Первостепенное значение на новом этапе имеют задачи локального прогноза скрытого оруденения, оценки глубоких горизонтов и флангов известных и поиск новых крупных месторождений. Для скарново-магнетитовых месторождений назрела насущная необходимость выявить распространенность оруденения на глубину с целью увеличения запасов, изучить основные закономерности локализации скарново-рудных залежей среди метаморфических пород, определить влияние процессов гранитизации на природную обогатимость руд, уточнить геохимию железа и сопутствующих элементов в условиях ультраметаморфизма, установить причины разубоживания руд в отдельных участках рудной зоны и концентрацию их в других, а также решить принципиальные вопросы эволюции рудно-силикатного вещества в процессе метаморфизма и сопровождающего его метасоматоза.

Решение этих вопросов возможно на основе детальных исследований строения, состава и условий формирования типовых месторождений в совокупности с экспериментальными работами и физико-химическими расчетами отдельных фрагментов рудообразующих процессов. В конечном счете это даст возможность построить обобщенную генетическую модель данной рудной формации, которая, как известно [15], определяет структуру системы, выявляет взаимосвязь и роль отдельных факторов и процессов, обусловливающих ее появление и развитие. Корректно построенная модель рудной формации может стать теоретической основой успешного поиска новых рудных объектов. В данной статье содержится краткий обзор современных представлений о генезисе алданских скарново-магнетитовых месторождений, о роли отдельных факторов, определяющих рудообразующий процесс, и высказаны соображения о его этапах на основании выполненного автором изучения текстурно-структурных особенностей руд, микроструктуры, состава магнетита и сопутствующих ему минералов.

Докембрийскую скарново-магнетитовую формацию Алданского щита составляют железорудные месторождения Леглиерского, Дес-Сиваглинского и Эмельджакского рудных районов [8,23]. Основные запасы руд содержатся в Таежном, Десовском и Пионерском месторож-

дениях, причем в наиболее крупном – Таежном – сосредоточено около 60 % всех подсчитанных запасов формации и около 90 % запасов магнетитовых руд Леглиерского района [8,23]. В единую формацию эти месторождения объединяются по общности геотектонической позиции, химического и минерального состава руд и близости физико-химических условий их образования. Каждое месторождение обладает некоторыми индивидуальными особенностями, обусловленными спецификой развития рудообразующего процесса в конкретной обстановке.

Ни в названии формации [3,8,9,12,13,25,28,32], ни в представлениях о происхождении ее железных руд [8,32,35] нет единства взглядов, что обусловлено как сложностью и многоэтапностью ее генезиса, так и стремлением отдельных исследователей придать универсальное значение развиваемым ими гипотезам. Дискуссии о происхождении формации могут стать менее острыми и более конструктивными, если проблему рассмотреть шире и оценить всеми доступными сейчас методами роль дометаморфических процессов, регионального и локального метаморфизма и метасоматизма в создании месторождений. Для формирования аномальных (рудных) концентраций какого-либо химического элемента необходимо наличие благоприятной для рудоотложения структуры, сосредоточение в ней в течение ограниченного интервала времени соответствующей массы рудного вещества и обеспечение сохранности его в пострудный период. Все скарново-магнетитовые месторождения рассматриваемой формации размещены среди метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма [10,20,21,26]. В метаморфических толщах рудные концентрации могут быть дометаморфическими, создаваться при метаморфизме и сопутствующем метасоматозе (переотлагаться или появляться впервые) и возникать при последующих наложениях. Основное различие во взглядах сторонников отдельных концепций генезиса рассматриваемых железных руд и состоит в неодинаковой оценке источника рудного вещества, масштабах его перемещения и позиции промышленного оруденения в сложной многостадийной истории развития региона. Сторонники осадочно-метаморфической гипотезы полагают наличие дометаморфических скоплений осадочных (Д.П.Сердюченко, В.А.Перваго и др.) или вулканогенно-осадочных (Г.Н.Киселев) руд и превращение их в современный облик путем "местного перераспределения и перекристаллизации окисных, силикатных, карбонатных минералов железа" [27, стр.261].

Другая группа исследователей (Н.Г.Судовиков, Д.А.Михайлов, П.В.Климов и др.) отрицает местный источник железа и считает,что железные руды обязаны своим происхождением базификации - региональному Fe-Mg-Ca метасоматозу, осуществлявшемуся в консолидированных толщах и сопряженному с гранитизацией - ультраметаморфизмом глубинных зон. В последующий повторный период ультраметаморфизма "происходило частичное разлинзование рудных тел, сопровождаемое метаморфизмом руд" [II, стр.I36]. А.А.Маракушев, Л.И.Шабынин, Н.Н.Перцев и другие исследователи развивают контактово-метасоматическую (магнезиально-скарновую) гипотезу происхождения Алданских месторождений. В ее последней формулировке применительно к алданским месторождениям утверждается, что образование магнезиальных скарнов и части промышленных руд связано с метасоматическими процессами прогрессивного этапа метаморфизма. Оно обусловлено воздействием на доломиты потоков трансмагматических растворов, вызывавших мигматизацию и гранитизацию гнейсов. Преобразование магнезиальных скарнов, отложение в них главной массы магнетита и последующие изменения скарновых силикатов (серпентинизация и др.) рассматриваются как процессы послемагматического (регрессивного) этапа метаморфизма. "С внедрением мобильных (наиболее поздних, отдифференцированных) масс аляскитовых гранитов, образовавших секущие тела в различных гнейсах, скарново-железорудные месторождения в Алданском щите не связываются" [32, стр.203-204]. Концепцию "полигенетичности" архейских магнезиальноскарновых сульфидно-магнетитовых руд формации Алданского типа развивает В.М.Кравченко [I3], а С.П.Мурзаев [22] предлагает гипотезу формирования магнезиальноскарновых рудных залежей на основе правила Рикке (переотложение легкорастворимых минералов в участки пониженного давления).

Следует заметить, что в каждой гипотезе есть рациональное зерно, которым можно объяснить отдельные стороны строения и размещения месторождений [29]. Вместе с тем каждая не учитывает всей сложности формирования месторождений и не опирается на изучение текстурно-структурных особенностей руд и магнетита - главного рудного минерала. Сложившаяся парадоксальная ситуация, когда о генезисе руд судят, не изучая рудные минералы, не способствует разрешению генетических проблем и препятствует разработке рациональных поисковых признаков. Ниже будет показано, что маг-

нетит в разных типах руд алданских месторождений имеет свои характерные черты, которые могут быть легко выявлены при квалифицированном минераграфическом изучении.

В последние годы благодаря интенсификации работ по геологии докембрия были получены новые сведения по региональной геологии, уточняющие позицию месторождений и полезные для реконструкции параметров рудообразующих процессов. Рассмотрим их в последовательности, примерно отвечающей истории развития данного блока земной коры.

Прежде всего, какие факты могут свидетельствовать в пользу сингенетичного железонакопления в рудовмещающих толщах Алданских месторождений? Ответ следует искать в специфике состава этих толщ. Как установлено [3,19,21,32], в рудовмещающей федоровской свите иенгрской серии (или, по новым представлениям, дес-леглиерской серии [3,34] ) содержатся мраморы, метабазиты, метапелиты и метаультрабазиты. Реконструкция первичной композиции докембрийских карбонатных толщ [2] позволяет считать, что доломитовые осадки являются прибрежными мелководными образованиями, тогда как известковистые илы отлагались в более удаленных от берега частях морских бассейнов. Д.П.Сердюченко [27,28] полагает, что это были прибрежно-морская лагунная эвапоритовая либо карбонатная, либо сульфатная (с ангидритом) фации. Предполагаемые им окисные, силикатные и карбонатные минералы железа, как и первичные текстуры и структуры пород, в высокометаморфизованных толщах не могли сохраниться. В этой связи встречающаяся до сих пор интерпретация округлых очертаний скарновых и рудных минералов как седиментогенных лишена каких-либо обоснований. Прямых свидетельств повышенных концентраций железосодержащих минералов в карбонатных породах пока не установлено; возможность этого может появиться, вероятно, лишь с исследованием изотопии железа. Пока же изотопный состав углерода, кислорода и серы в ангидрит- и апатитсодержащих кальцифирах и мраморах федоровской свиты [24, 31,33] соответствует таковым в разновозрастных морских карбонатных породах, а возможность сохранности ангидрита в высокометаморфизованных толщах предполагается исходя из термодинамических расчетов [31], хотя не исключена и возможность появления его на регрессивном этапе [24].

Относительно первичной природы кристаллических сланцев так-

же существуют противоречивые данные, что частично связано с недостаточностью методики отбора проб и несовершенством используемых классификационных диаграмм. По некоторым оценкам [I] делается вывод о вероятном первично осадочном происхождении большинства кристаллических сланцев основного состава иенгрской серии. Большинство же исследователей [I0,2I,35 и др.] склоняется к мысли о первичном вулканогенном происхождении метабазитов. В.И.Березкин и В.И.Кицул [I0] отмечают, что метавулканиты федоровской свиты и унгринского клина по химическому составу отвечают базальт-андезитовой серии с боуэновской тенденцией дифференциации и включают преимущественно щелочные и субщелочные базальты. Боуэновский тип дифференциации проявляется в областях с подвижной корой, на основании чего ими делается вывод о различии палеотектонических условий формирования толщ федоровской свиты и унгринского клина по сравнению с верхнеалданской и тимптонской. По-видимому, наиболее правдоподобно заключение, что "современный уровень изученности глубокометаморфизованных пород федоровской свиты позволяет реконструировать ее как первично осадочно-эффузивную толщу, в строении которой преобладали (по объему) магматические породы типа андезито-базальтов, превращенные впоследствии в гиперстеновые с биотитом и роговой обманкой, двупироксен - роговообманковые и роговообманковые с биотитом и диопсидом кристаллосланцы. Все осадочные породы при региональном метаморфизме превратились в разнообразные существенно диопсидовые сланцы и кальцифиры" [2I , стр.67].

В конце 50-х и в 60-е годы, уже по завершении разведочных работ на железорудных месторождениях геолого-съемочными и тематическими работами было обосновано выделение Унгринского комплекса, отнесенного к габбро-плагиогранитной формации и являющегося домигматитовым. С его становлением А.Р.Энтин [34,35] связывает железорудные магнезиальные скарны, развитые в центральной и западной частях Унгринско-Тимптонского синклинория. Время появления скарнов разными исследователями трактуется неодинаково. В.И.Смирнов [30], прослеживая эволюцию рудообразования в земной коре, относит железистые скарны к беломорскому этапу, к формированиям протогеосинклинальных систем, по-видимому, полагая, что появление карбонатных фаций в последующем обусловит реакционное взаимодействие их с подстилающими и перекрывающими толщами и тем

более с прорывающими их интрузивами дометаморфической габбро-плагиогранитной формации. Магнезиальные скарны и сопутствующее магнетитовое оруденение в связи с габброидными массивами известны в фанерозойских складчатых областях и в зонах активизации, в шовных зонах сочленения крупных тектонических блоков. В таких массивах наряду с экзоскарновыми магнезиальноскарновыми рудами содержатся магматические титаномагнетитовые руды, которые при последующем метаморфизме в зависимости от условий превращаются либо в руды кусинского типа, либо в метасоматические альбит-скаполит-магнетитовые (типа качарских, таятских и анзасских). Примеры таких трансформаций выявлены лишь в последние годы и с этих позиций анализ алданских месторождений еще не проводился.

Определяющим фактором, контролирующим размещение месторождений и, вероятно, их запасы, явился на Алданском щите региональный метаморфизм и сопровождающий его метасоматоз. По данным В.И.Кицула и других геологов, изучающих петрологию и структуры метаморфических толщ Алданского щита [7,10,20 и др.], метаморфизм и деформации архейских толщ происходили неоднократно и отличались заметной неоднородностью. Кристаллический фундамент Алданского щита в настоящее время представляется в виде сложного складчато-слоистого сооружения. В.И.Кицул и А.В.Дук [7,10] в составе алданского архея выделяют два разновозрастных комплекса. К более древнему относится почти бескарбонатный кварцитсодержащий комплекс, формировавшийся в стабильных тектонических условиях с преобладанием химического выветривания. К более молодому комплексу относятся карбонатсодержащие толщи, формировавшиеся в условиях большей тектонической подвижности и более интенсивного вулканизма. На современном эрозионном срезе устанавливается закономерное усиление степени метаморфизма с запада на восток и с севера на юг [7,20], параллельно с увеличением глубины эрозионного среза. Прогрессивный метаморфизм наследовал структуры предыдущего этапа, поэтому на общем фоне региональной метаморфической зональности устанавливается метаморфическая неоднородность более высокого порядка, выражающаяся в существовании ограниченных участков с аномально повышенными или пониженными термодинамическими параметрами метаморфизма. По оценкам ряда авторов [3, 7,10,20,26], прогрессивный региональный метаморфизм Дес-Сиваглинского района отвечал условиям амфиболитовой фации; здесь ме-

таморфические толщи принадлежат амфиболит-плагиогнейсовой и карбонатно-амфиболитовой формациям. В Леглиерском и Эмельджакском районах прогрессивный региональный метаморфизм отвечает гранулитовой фации, а толщи принадлежат карбонатно-сланцево-гранулитовой формации, насыщенной телами реоморфических гранитов. Во всех районах регрессивный метаморфизм отвечает амфиболитовой фации. Различия в уровне регионального метаморфизма нашли свое отражение в степени гранитизации, в большей распространенности магнезиальных скарнов и руд прогрессивного этапа метаморфизма в Леглиерском и Эмельджакском районах и, наоборот, преимущественном развитии руд регрессивного этапа - в Дес-Сиваглинском.

Какие же признаки строения и состава руд могут быть положены в основу для отнесения их к тому или иному этапу? Л.И.Набынин [32] отмечает, что руды и скарны магматической стадии значительны лишь в немногих месторождениях района и представлены они существенно гиперстеновыми разностями. Определяющие признаки - отсутствие инъекции гранитного материала и замещение магнетита зеленой шпинелью. А.А.Маракушев [19] отмечал, кроме того, что в магматическую стадию образуется титанистый магнетит одновременно со шпинелью, форстеритом, гиперстеном, диопсидом. Единодушно утверждается, что главная масса магнетита одновременна с флогопитом, людвигитом, паргаситом [19,24,32], т.е. минералами регрессивного этапа. Предпринятое нами [16,17,18] изучение микроструктуры, состава и парагенезисов магнетита, текстурно-структурных особенностей руд и кристаллических сланцев и выяснение их пространственно-временных взаимоотношений позволило выявить ряд ранее неизвестных фактов. Прежде всего, установлена неоднозначность критериев отнесения магнетита к прогрессивному или регрессивному этапам. Шпинель, развитая в промежутках зерен и на каймах магнетита, не корродирует и не рассекает магнетит, как это утверждалось [28,32]. Она образовалась при распаде твердого раствора магнетит-шпинель и, следовательно, одновременна с ним. Встречается экссолюционная шпинель в промежутках зерен не только в гиперстен-форстерит-шпинель-фассаитовых рудах, но и в флогопит-форстерит-магнетитовых рудах, в промежутках зерен магнетита, блокированных от флогопита. Инъекции гранитного материала отсутствуют и в других типах руд, а магматическая природа местами встречающихся пегматоидных и мелкозернистых обособлений "гранитного"

состава среди скарнированных и оруденелых кристаллических сланцев никем не доказана. Скорее всего, это образования типа "блочных метасоматитов", широко распространенных в рудных полях скарновых месторождений фанерозойских складчатых областей. Структурные соотношения магнетита со скарновыми минералами магматического (прогрессивного) этапа свидетельствуют об их парагенности. В ряде скважин на Таежном месторождении, пробуренных в 1977-1978 годы, встречены несерпентинизированные форстерит-магнетитовые, шпинель-форстерит-магнетитовые руды, в которых и форстерит и магнетит встречаются включенными друг в друга. По химическому составу, определенному на микрозонде IXA-5A и на рентгеноспектральной приставке "Kevex" к сканирующему микроскопу, и включения и крупные зерна не отличаются. Экссолюционная шпинель локализуется на границах магнетит-форстерит предпочтительнее, чем на границах магнетит-магнетит. Наряду со шпинелью, в магнетитах, ассоциирующихся с магнезиальными скарнами, повсеместно распространены ламелли ильменита. Как уже отмечалось [17], в ряде случаев прослежена зависимость количества экссолюционных выделений ильменита (и, соответственно, титана в магнетите) от положения в скарново-рудной залежи: больше его в апоалюмосиликатных частях. По микроструктуре рудный магнетит магнезиальноскарновых залежей близок акцессорному магнетиту кристаллических сланцев метабазитовой группы, а в ильменитах обеих групп одинаково содержание марганца. В метапелитах же более распространен ильменогематит, а экссолюционные выделения в магнетите представлены не Mg-Al шпинелью, а герцинитом. Вероятно, можно утверждать, что по P-T-условиям руды магнезиальных скарнов прогрессивного этапа изофациальны мигматизированным кристаллическим сланцам и образовались при ультраметаморфизме, в прогрессивный этап гранитизации.

Клиногумит и флогопит в исследованных автором случаях развиты ограниченно, причем в этих рудах наблюдались сланцеватость, плойчатость, разлинзованность. Широкое распространение руд без флогопита и паргасита и преобладание по данным первичной документации в большинстве Алданских месторождений апофорстеритовых серпентин-магнетитовых руд (устное сообщение Ю.Д.Зубкова), ставит под сомнение утверждение о связи магнетитового оруденения с послемагматическими магнезиальными скарнами и калиевым метасоматозом. В участках флогопитизации по микроструктуре и составу

магнетит такой же, как и в неизмененных форстерит-магнетитовых рудах, лишь больше гистерогенного однородного магнетита, окаймляющего ранний магнетит. В участках, где встречается крупночешуйчатый флогопит, магнетит также формирует метакристаллы, но состоят они из мелких зерен раннего магнетита, "скрепленного" однородным новообразованным.

Еще один факт, впервые установленный автором при минераграфическом изучении руд Таежного месторождения. В сульфидно-магнетитово-форстеритовых рудах в форстерите обнаружены включения пирротина с халькопиритом и пентландитом по форме такие же, как встречаются в высокотемпературных рудах медно-никелевых месторождений и в безрудных базальтоидах. Каких-либо следов вторичного образования этих включений не обнаружено; сканирование в характеристическом рентгеновском излучении показывает однородность форстерита в исследованных образцах. Наряду с сульфидами, в этих рудах в форстерите содержится и магнетит. Этот факт свидетельствует об инертном поведении серы и кислорода [20] в стадию магнезиального скарнирования. Наряду со стадией сульфидного оруденения, следующей на регрессивном этапе за стадией окисных руд, следует выделять генерацию сульфидов прогрессивного этапа. Роль серпентинизации в рудообразующем процессе довольно ограничена, так как железистость подверженных ею минералов низкая, и количество избыточного железа, выделяющегося при этом, ограничено первыми процентами [4,5,32]. Попытку [6] придать ей роль созидающего процесса следует признать неудачной [4].

Железооруденение в регрессивном этапе, по приближенным оценкам, выполненным на Пионерском и Таежном месторождениях, обладает некоторой спецификой. Ограниченность апокарбонатных магнезиальноскарновых руд на Пионерском месторождении и отсутствие в составе скарнов шпинели свидетельствует, вероятно, об образовании руд и скарнов в послемагматическую стадию. В этих рудах установлен магнезиоферрит в форстерит-клиногумитовой руде, содержащий до 17 % MgO, и многочисленные выделения герцинита, а не Mg-Al шпинели. В скаполит-магнетитовых рудах, как уже отмечалось [17,18], выделено две парагенетические ассоциации, причем ранняя, ильменит-магнетитовая, вероятно, является трансформированной первично-магматической, аналогичной рудам кусинского типа, а вторая, биотит-амфибол-скаполит-магнетитовая, метасоматическая – регрессивного этапа.

На Таежном месторождении скаполит-пироксен-магнетитовые и гастингсит-магнетитовые руды образованы по основным кристаллосланцам, преобразованным ранее в пироксен-полевошпатовую породу. Установлена следующая последовательность образования силикатной составляющей руд: $Пи_{53}Пл_{76} \rightarrow Пи_{72}Ск_{58} \rightarrow Андр_{71}$.
Магнетит с многочисленными экссолюционными выделениями ильменита из первой ассоциации сменяется магнетитом, содержащим единичные выделения шпинели и ильменита, находящимся в контакте с достаточно крупными индивидами манганильменита (MnO = 15,44 %). Оба они обрастают каймами однородного магнетита. Повышенное количество марганца в ильмените свидетельствует о более низких температурах его образования в этом парагенезисе по сравнению с ильменитом из магнезиальноскарновых руд прогрессивного этапа, где содержание MnO не превышает 4 %.

Кроме микроструктуры и состава, магнетит, образованный в разные этапы, отличается параметрами тонкой кристаллической структуры - размерами блоков когерентного рассеяния и величиной микроискажений. Параметр кристаллической решетки варьирует незначительно.

Своими особенностями строения и состава обладают и сопутствующие магнетиту минералы, а также текстуры и структуры руд [17]. Руды прогрессивного этапа более крупнозернистые, равномернозернистые, преимущественно массивной, реже вкрапленной текстуры. Резко отличаются от всех остальных руды Пионерского месторождения, которое целесообразно относить не к магнезиальноскарновому, а скаполит-магнетитовому минеральному типу скарновых месторождений.

Скарново-рудные залежи прогрессивного этапа - стратиформные, а регрессивного чаще представлены сочетанием стратиформных и секущих тел. В отдельных месторождениях встречаются руды либо одного, либо нескольких этапов рудообразующего процесса. Наибольшими запасами в рассматриваемой формации обладают месторождения, где в составе рудовмещающих толщ многократно чередуются контрастные по составу карбонатные и основного состава породы, и где многократно проявлен широкий спектр эндогенных процессов. Например, на самом крупном Таежном месторождении есть магнезиальноскарновые руды прогрессивного и регрессивного этапов, а также известковоскарновые и гидросиликатовые. В этом отношении можно

провести аналогию со скарново-магнетитовыми формациями фанерозойских складчатых областей и зон активизации, на месторождениях-гигантах которых намечаются переходы от сингенетичных магматических и вулканогенно-осадочных к эпигенетическим скарновым рудам и где неоднократно проявлены эндогенные процессы, способствовавшие перегруппировке и локальному обогащению рудного вещества.

Суммируя все сведения по геологии, петрологии и вещественному составу руд скарново-магнетитовых месторождений можно заключить, что наряду с признаками общности, они обладают и рядом отличий. Они неоднородны по условиям регионального метаморфизма, положению относительно гранито-гнейсовых куполов (зональное размещение месторождений относительно полей гранитизации показано в [21,34] ), количественным соотношениям пород и руд, но в целом представляют звенья единой длительно развивавшейся докембрийской рудообразующей системы. Накопление рудных масс обусловлено сложным сочетанием процессов дометаморфического этапа, прогрессивного регионального метаморфизма и сопровождающего его метасоматоза, гранитизации и преобразований регрессивного этапа. О начале развития рудообразующей системы, условиях формирования сингенетичных карбонатно-вулканогенных микрорудных фаций можно судить лишь по аналогии с фанерозойскими областями. Прямых свидетельств этому нет, а приводимые в качестве первично-седиментогенных элементы строения скарново-рудных залежей, литолого-стратиграфические сочетания, текстуры магнезиальноскарновых руд и другие признаки являются вторичными, отражающими всю сложную историю развития, а не только ее начальный этап. Второй фрагмент дометаморфической истории связан со становлением массивов габбро-плагиогранитной формации. Не исключена принципиальная возможность формирования железоносных и бороносных магнезиальных скарнов с этим сложным магматическим комплексом в Дес-Сиваглинском и Леглиерском районах [34,35]. Отсутствие критериев отличия продуктов прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма не позволяет с уверенностью решить этот вопрос, а возможность дометаморфического появления магнезиальных скарнов и железных руд в контактах с массивами габбро-плагиогранитной формации по сути и не предполагалась до сих пор.

Следующий этап - прогрессивного метаморфизма гранулитовой и

амфиболитовой фаций, ультраметаморфизма и гранитизации – является определяющим в создании структуры района и размещении месторождений. Существуют разногласия в оценке времени и условий минералообразования в прогрессивном этапе и, в частности, неясно, осуществлялись ли последовательно метаморфические реакции или только "на пике" метаморфизма. Наличие в форстерите включений сульфидов и магнетита может быть объяснено появлением их в прогрессивном этапе. Ранние парагенезисы руд и кристаллических сланцев принадлежат по Р-Т-условиям гранулитовой фации в Леглиерском и Эмельджакском районах и амфиболитовой фации в Дес-Сиваглинском районе. Образование рудных залежей происходило в участках реакционного взаимодействия контрастных по химическому составу доломитов и базитов (шпинель-форстерит-фассаит-магнетитовые и шпинель-гиперстен-магнетитовые руды). либо в участках рассланцевания первично-магматических пород, обогащенных рудным веществом (пироксен – скаполит – ильменит – магнетитовые руды). Благоприятным структурообразующим фактором являлась декарбонатизация доломитов. Максимум рудоотложения совпадал, по-видимому, с плагиомигматизацией. Об этом свидетельствует тенденция увеличения количества экссолюционного ильменита в магнетитах тех участков рудных залежей, которые примыкают к мигматизированным метабазитам, а также подобие микроструктуры и фазового состава магнетита в рудах и вмещающих кристаллосланцах.

На регрессивном этапе интенсивно формируются гидратированные магнезиальноскарновые парагенезисы, известковые скарны и связанные с ними руды. Зоны диафтореза являются местами секущими к ранее сформированным стратиформным залежам. В них происходила регенерация и переотложение магнетита, новые генерации которого либо формируют самостоятельные скопления, либо слагают каймы регенерации магнетитов прогрессивного этапа.

Калиевые мигматиты, развитые вблизи контакта с крупными массивами однородных реоморфических гранитов, являются послерудными. С этим этапом связана гипогенная мартитизация, степень которой увеличивается в скарново-рудных залежах, залегающих в зоне артеритовых калиевых мигматитов. Это прослеживается в юго-восточной части Таежного месторождения, в промежутке между Таежным и Магнетитовым месторождениями. Вероятно, гипогенной мартитизацией обусловлено формирование Гематитового месторождения, в ру-

дах которого сохраняется титан в виде экссолюционных выделений ильменита, а в единичных образцах встречены реликты магнетита.

Эндогенные преобразования, связанные с внедрением даек мезозойских сиенит-порфиров, ограничены приконтактовыми зонами шириной в первые метры. Здесь также локально проявлена перегруппировка рудного вещества, местное разубоживание руд, образование пропилитизированных пород с сульфидной минерализацией и бедной вкрапленностью магнетита. В полостях среди кристаллических сланцев вблизи даек сиенит-порфиров выявлены прекрасно ограненные мельчайшие зерна магнетита, образующие вместе с марказитом и калишпатом корочки на кристаллах флюорита.

Установленные этапы формирования месторождений магнезиальноскарновой формации не являются уникальными. Они почти в такой же мере проявляются и в месторождениях кремнисто-железорудной формации Чаро-Токкинского района Алданского щита. В.М.Кравченко и Г.Н.Киселев [9] выявили ряд сходных геологических признаков этих формаций. Выполненное автором изучение магнетитов из руд Чаро-Токкинских месторождений позволил установить также некоторые аналогии в эволюции его структуры и состава. В кварц-куммингтонитовых рудах прогрессивного этапа эпидот-амфиболитовой фации магнетит однороден, а в гиперстен-куммингтонит-магнетитовых рудах амфиболитовой фации он содержит экссолюционные выделения герцинита и марганцовистого ильменита. Вероятно, не только разницей в валовом химическом составе руд, но и температур рудообразования обусловлены различия фазового состава экссолюционных выделений в магнетитах магнезиальноскарновых и кремнистожелезистых руд. В биотит-роговообманково-магнетитовых рудах регрессивного этапа Чаро-Токкинского месторождения, как и в флогопит-паргаситовых рудах Леглиерского района, магнетит неоднородный и состоит из более крупных зерен ранней генерации, обрастаемых каймами новообразованного тонкозернистого магнетита. Очень сильно проявлена в Чаро-Токкинских месторождениях и гипогенная мартитизация, особенно в зонах гранитизации и калиевого метасоматоза. В одном из таких участков автором обнаружены пирофанит и пирофанит-гематитовые смешанные кристаллы, возникшие при окислении марганцовистого и титанистого магнетита из метаультрабазитов.

Как следует из проведенного обзора и многочисленных публикаций, посвященных Алданским скарново-магнетитовым месторождени-

ям, эта формация обладает набором специфических особенностей, отличающих ее от скарново-магнетитовых формаций фанерозойских складчатых областей и зон активизации. Прежде всего это сложные, комбинированные по источнику рудного вещества месторождения. Они локализованы в ультраметаморфизованных толщах, тогда как в остальных скарновых формациях региональный метаморфизм не превышал условий зеленосланцевой фации. Скарнирование и рудообразование тесно связаны друг с другом и осуществлялись преимущественно в прогрессивный этап метаморфизма. По оценкам Н.Н.Перцева [21], температура достигала 735°С, а давление – 7 кбар. В отличие от плутоногенных гидротермальных систем, обладающих большими градиентами температур и давлений, рудообразующая система рассматриваемой формации была низкоградиентной, чем обусловлена однородность стратиформных залежей.

Во многих публикациях подчеркивается комплексность руд Алданских месторождений и тесная связь железных руд с флогопитовыми, вплоть до объединения их в единую формацию. Вряд ли это верно и полезно для поисковых целей. В регионе нет ни одного крупного железорудного месторождения, которое одновременно являлось бы флогопитовым, и наоборот. Флогопиты, развитые в железорудных полях, являются более железистыми и низкого качества. Железные руды из флогопитовых месторождений также отличаются по набору вредных и полезных примесей от собственно железорудных. Эти руды отличаются и по механизму образования и по закономерностям локализации. Если для железных руд важно накопление крупных масс в определенной структуре, то для флогопитовых необходимо еще обеспечение специфических условий, обеспечивающих рост крупных малодефектных кристаллов. Поэтому объединение флогопитовых и железорудных формаций в единую комплексную формацию неправомерно из-за различий в их генезисе и условиях формирования.

Положение докембрийской скарново-магнетитовой формации в ряду железорудных формаций вполне определенное. Ей предшествует формация гранулитовых железистых кварцитов типа Сутамской, и, вероятно, синхронна в иной структурно-фациальной обстановке формация железистых кварцитов типа Чаро-Токкинской. Ее появление предопределено существенно карбонатным составом толщ и ультраморфизмом. Скарновая формация – это формация богатых руд. С этих позиций ее месторождения вторичны по отношению к заключающим их

любым породным ассоциациям. Открытие в Побужье нового района развития богатых магнезиальноскарновых руд в тесной ассоциации с железистыми кварцитами [I4,36,3] дает еще один пример разнообразия фациальных условий проявления скарново-магнетитовой формации на докембрийских щитах. Если в месторождениях Кольского полуострова скарновые руды слагают зоны диафтореза в железистых кварцитах, в Побужье скарновые руды перемежаются с железистыми кварцитами, то в рассмотренной формации железистые кварциты не являются необходимым составным элементом рудообразующей системы. Это сближает скарново-магнетитовую формацию Алданского щита с аналогичными формациями фанерозойских складчатых областей.

## Литература


I. Белоножко Л.Б., Гиммельфарб Г.Б., Горбачев О.В. Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгрской серии алданского комплекса в центральной части Алданского щита). – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, I979, с.II3–I39.

2. Бгатов В.И., Ван А.В., Казанский Ю.П., Матухин Р.Г. Основные проблемы изучения карбонатных формаций Сибири и связанных с ними полезных ископаемых. – В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, I982, с.5–I0.

3. Ворона И.Д., Кравченко В.М., Перваго В.А., Фрумкин И.М. Железорудные формации докембрия Алданского щита. – В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, I972, с.258–267.

4. Ганоцкий В.И., Кравченко В.М., Полякова Е.Е. Роль серпентинизации в формировании архейских метаморфогенных магнетитовых руд Таежного и Десовского месторождений Алданского щита. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. (Тезисы докл.). Винница, I982, с.6I–62.

5. Ганоцкий В.И., Кравченко В.М., Полякова Е.Е. Метаморфизм и зональность Таежного и Десовского месторождений Алданского щита. – Там же, с.55.

6. Дерябин Н.И., Сорокин В.Т. Околорудные породы и условия образования магнетитовых руд Десовского месторождения на Алданском щите. – Геол. руд. м-ний, 1981, № 5, с.79-91.

7. Дук В.Л., Кицул В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. – В кн.: Структурная и метаморфическая петрология Алданского щита. Якутск: Изд. Якут. фил.СО АН СССР, 1975, с.5-18.

8. Железорудные месторождения Сибири / Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.

9. Киселев Г.И., Кравченко В.М. Сопоставление архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита. – В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск: Наука, 1979, с.60-66.

10. Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с.71-91.

11. Климов Л.В., Михайлов Д.А. Архейские метасоматические железорудные месторождения Алдана. – В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964, с.128-137.

12. Кравченко В.М. Формации таконитов (джеспилитов) докембрийского возраста Южной Якутии и их промышленные перспективы. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1962, с.3-16.

13. Кравченко В.М. Полигенетическая природа архейских магнезиально-скарновых сульфидно-магнетитовых руд формации Алданского типа. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. (Тезисы докладов). Винница, 1982, с.23-25.

14. Кравченко В.М., Ганоцкий В.И., Мальмет Ж.Г. Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений юга Украинского щита. – Геол. журн., 1976, т.36, вып.4, с.3-12.

15. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. Основные принципы построения генетических моделей рудных формаций. – В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.I. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.26-27.

16. Мазуров М.П. Ступени отложения и преобразования рудного

вещества в скарновых железорудных месторождениях. – В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. (Тезисы докл.). Винница, 1982, с.162–163.

17. Мазуров М.П. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Алданских скарново-магнетитовых месторождений. – В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с.45–51.

18. Мазуров М.П., Шепель А.Б., Васильева А.И., Поспелова Л.Н., Хобня Т.Н. Парагенезисы и состав магнетитов железорудных месторождений Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит). – В кн.: Проблемы теоретической и генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1981, с.52–59.

19. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан: Кн.изд-во, 1958. 122 с.

20. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

21. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита / Петрова З.И., Пожарицкая Л.К., Ройзенман В.М. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 150 с.

22. Мурзаев С.П. Особенности нерудных и рудоносных скарнов и причины скарнового оруденения. – В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980, с.158–166.

23. Перваго В.А. Алданская железорудная провинция. М.: Недра, 1966. 166 с.

24. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

25. Пономарев В.Г., Добрецов Н.Л. Метаморфические железорудные формации (опыт классификации). – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с.138–156.

26. Попов Н.В. Метаморфические формации Алданского щита и связанные с ними месторождения. – В кн.: Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с.22–31.

27. Сердюченко Д.П. Древние некремнистые железорудные формации. – В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с.255–270.

28. Сердюченко Д.П. Генезис архейских железных руд Южной Якутии. – В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.437–479.

29. Синяков В.И. Геологические и физико-химические модели процессов скарнового рудообразования. Новосибирск: Изд. НГУ, 1978. 100 с.

30. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. – Геол.рудн.м-ний, 1982, № 4, с.3–20.

31. Тишкин А.И., Горбунов В.Ю. Ангидрит метаморфических пород Алданского щита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 10, с.101–114.

32. Шабынин Л.И. Магнезиальноскарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.

33. Шепель А.Б., Голышев С.И. Изотопный состав серы сульфидов скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита и некоторые вопросы их генезиса. – Геохимия, 1979, № 9, с.1348–1356.

34. Энтин А.Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис . Новосибирск, 1971. 26 с.

35. Энтин А.Р., Киселев Г.Н. О возможной связи контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Унгринско-Тимптонского синклинория с габбро-плагиогранитной формацией Алданского комплекса. – Зап.Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, вып.36, 1969, с.3–9.

36. Ярощук М.А. Сравнительный анализ докембрийских скарново-железорудных формаций Украинского и Алданского щитов. – Геол. и геофиз., 1979, № 9, с.53–62.

37. Ярощук М.А., Богатырев В.Ф., Ионис Г.И. Особенности формирования железорудных месторождений в породах гранулитовой фации Белоцерковско-Одесской зоны. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с.264–278.

А.И.Прокопенко, Л.С.Лапухов

# ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СТРУКТУР ЛЕНИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Различные аспекты геологического строения Лениногорского рудного района в целом как одного из участков земной коры Рудно-Алтайского полиметаллического пояса и отдельных его рудных полей (Лениногорского, Успенско-Кубинского, Старковского, Стрежанского, Гусляковского и др.) освещены в работах многих исследователей [1,2,4,5,8,10,13-15]. К настоящему времени общепризнано, что определяющее влияние на характер изменения фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, распределение магматических образований, а также рудных полей и месторождений на Рудном Алтае, оказывают глубинные разломы северо-западного (продольного по отношению к простиранию вмещающих пород) и субширотного (поперечного) направлений. Наиболее детально этот вопрос рассмотрен в работе [7], в которой на основании установленной горизонтальной зональности распределения запасов металлов относительно поперечных глубинных разломов, последним отводится роль основных рудоподводящих каналов.

Настоящая статья посвящена характеристике результатов дешифрирования разномасштабных аэрокосмических изображений, на основе которых в Лениногорском рудном районе, наряду с продольными и поперечными разрывными нарушениями, впервые выделены линеаменты субмеридиональной ориентировки, имеющие важное металлогеническое значение. Установлен также ряд особенностей внутреннего строения дизъюнктивных систем, которые могут быть использованы в качестве критерия прогноза полиметаллического оруденения на исследуемой площади. Полученные данные позволяют оценить степень информативности (разрешающую способность) аэрокосмических изображений того или иного масштаба и дать рекомендации по их использованию в других районах для расшифровки особенностей внутреннего строения разрывных нарушений и закономерностей связи с ними оруденения.

## Структурно-геологическая характеристика района

Лениногорский рудный район расположен в крайней северо-восточной части герцинских структур Рудного Алтая в области сопряжения их с каледонидами Горного Алтая.

В данном случае в него включаются центральные и северо-западные части Рудно-Алтайской и Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон, которым соответствуют металлогенические единицы, имеющие те же названия. На севере и северо-востоке район ограничен Южно-Тигерецким, на юге и юго-востоке – Ивановским глубинными разломами, на юго-западе – границей развития флишоидов Быструшинского синклинория, на северо-западе – Тигерецким гранитным массивом.

Нам представляется, что для разделения указанной площади на два самостоятельных рудных района – Лениногорского и Белоубинского, как это сделано М.Г.Хисамутдиновым [II], нет достаточных оснований.

Границами входящих в Лениногорский рудный район структурно-формационных зон и выделяемых внутри них подзон (Лениногорско-Зыряновской, Алейской, Холзунско-Сарымсактинской) являются региональные глубинные разломы северо-западного простирания, имеющие древнее заложение.

Лениногорский район имеет двухъярусное строение. Нижний (каледонский) структурный ярус представлен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами нижнего палеозоя (ордовика?), верхний (герцинский) – средне-верхнепалеозойскими образованиями базальт-липаритовой формации. Основными структурными единицами являются Синюшинский антиклинорий в центральной части района, к северо-востоку и юго-западу от которого расположены соответственно Белоубинский и Быструшинский синклинории (рис.I). Указанные структуры протягиваются в северо-западном ($310^{o}$) направлении более чем на 200 км при ширине от I5 до 40 км.

Породы фундамента обнажаются в ядре Синюшинского антиклинория, прорванном каледонскими и герцинскими гранитоидами, а крылья – осадочно-вулканогенными образованиями эйфель-живетского возраста. Последние к северо-востоку и юго-западу сменяются живет-франскими флишоидными отложениями, которыми сложены ядро Белоубинского и северо-восточное крыло Быструшинского синклино-

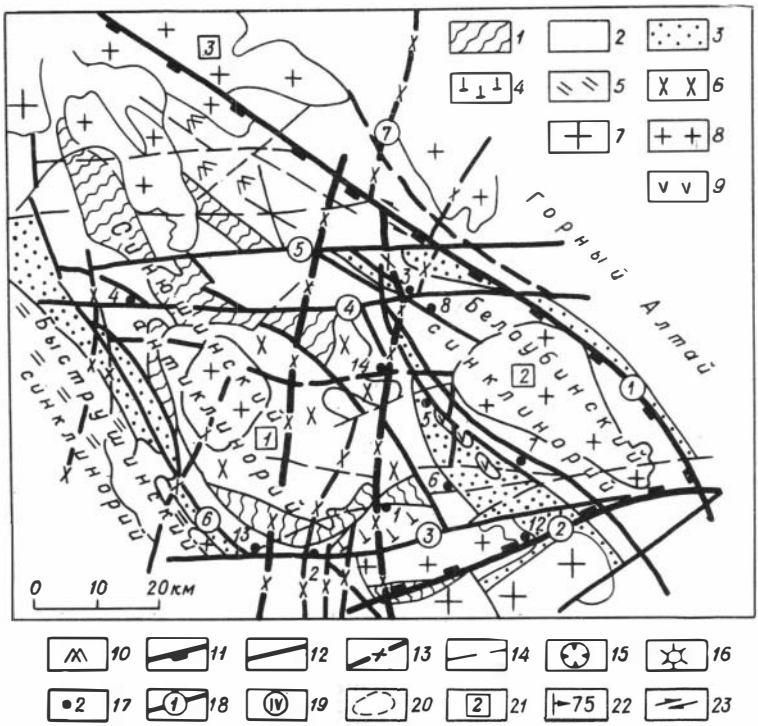



Рис.I. Структурно-тектоническая схема Лениногорского рудного района (составлена по данным ВАГТа и ПГО "Востказгеология" и откорректирована авторами по данным дешифрирования космических снимков)

I - нижнепалеозойские (ордовик?) метаморфические сланцы нижнего (каледонского) структурного этажа; 2 - среднедевонские осадочно-вулканогенные и средне-верхнедевонские субвулканические образования; 3 - средне-верхнедевонские флишоидные отложения; 4 - пологозалегающие среднедевонские осадочно-вулканогенные образования Лениногорской грабен-синклинали; 5 - нижнекаменноугольные известково-глинистые отложения; 6-8 - гранитоиды тельбесского (6), змеиногорского (7) и калбинского (8) комплексов; 9 - последевонские интрузивные диабазы и габбро-диабазы; I0 - микрокварциты; II - глубинные разломы, являющиеся по данным дешифрирова-

ния космоснимков гранитами глыбово-блоковых структур; I2 – глубинные разломы, фиксируемые зонами градиентов поля силы тяжести ($\Delta g$), резкой сменой характера магнитного поля $\Delta T_a$ и (или) поясами габброидных интрузий; I3 – субмеридиональные глубинные разломы, выделенные авторами впервые по космическим снимкам; I4 – разломы более высоких порядков; I5 – кольцевые структуры; I6 – вулканические жерла; I7 – месторождения и рудопроявления ( I – Риддер-Сокольное, 2 – Тишинское, 3 – Чекмарь, 4 – Юбилейно-Снегирихинское, 5 – Стрежанское, 6 – Шубинское, 7 – Старковское, 8 – Звёздное, 9 – Гусляковское, I0 – Юго-Восточное, II – Звездное-I, I2 – Выше-Ивановское, I3 – Габриэль, I4 – Чесноковское, I5 – Павловское, I6 – Солдатское, I7 – Верх-Теснушинское, I8 – Шинковское, I9 – Светлый Ключ, 20 – Кондрашихинское, 2I – Звездное-II, 22 – Зеленковское, 23 – Королевское, 24 – Восьмое Марта, 25 – Романцовское, 26 – Пахотное); I8 – номера разломов (I – Южно-Тигерецкий, 2 – Ивановский, 3 – Обручевский, 4 – Снегирихинско-Гусляковский, 5 – Пахотинско-Теремковский, 6 – Кедровско-Бутачихинский, 7 – Риддер-Чекмарский, 8 – Чарышский, 9 – Бащелакский, I0 – Кара-Иртышский, II – Иртышский); I9 – номера глыбово-блоковых структур; 20 – контуры участков максимальной тектонической проработки, отвечающие рудным полям; 2I – гранитные массивы (I – Синюшинский, 2 – Белоубинский, 3 – Тигерецкий, 4 – Талицкий); 22 – направление и угол падения разрывных структур; 23 – направление перемещения вдоль разломов

риев. Крутопадающие крылья Синюшинского антиклинория, имея моноклинальное строение, осложнены разноориентированными системами разломов. В юго-западном крыле антиклинория проявлена Кедровско-Бутачихинская, в северо-восточном – Успенско-Карелинская ветви Северо-Восточной зоны смятия (см. рис.I). В северо-восточном крыле Белоубинского синклинория, прорванном калбинскими гранитоидами одноименного массива, проявлены Белоубинская (со стороны юго-западного контакта массива) и Черноубинская (на северо-востоке) ветви этой же зоны смятия. Ширина ветвей в среднем составляет 4–5 км. Все рудные поля Лениногорского района – Тишинское, Шубинское, Старковское, Гусляковское, Стрежанское, Юбилейно-Снегирихинское, за исключением Лениногорского, находятся в пределах

ветвей Северо-Восточной зоны смятия, локализуясь в интенсивно дислоцированных крутопадающих осадочно-вулканогенных породах среднего девона. Лениногорское рудное поле приурочено к опущенному по тектоническим нарушениям блоку в средней части Синюшинского антиклинория (Лениногорская грабен-синклиналь), сложенному пологозалегающими слабодислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями среднего девона, трансгрессивно налегающими на нижний палеозой [8].

## Методика и результаты изучения внутреннего строения разрывных структур

Исследования внутреннего строения разрывных нарушений проводились на четырех уровнях. Первые три из них включают последовательное (от мелко к крупномасштабному) дешифрирование аэрокосмических изображений, а заключительный, четвертый - детальное геологическое картирование горных выработок месторождения Чекмарь, расположенного в участке сочленения региональных разрывных структур трех направлений: северо-западного, субширотного и субмеридионального.

На п е р в о м уровне проведено дешифрирование мелкомасштабных космических снимков на площадь, включающую Лениногорский рудный район и прилегающие к нему территории, в сочетании с детальным геологическим картированием выявленных линеаментов с поверхности и в горных выработках (рис.2). В т о р о й уровень включает дешифрирование мелкомасштабных высотных и радиолокационных аэрофотоснимков северной части Лениногорского района на площади, охватывающей Гусляковское рудное поле (рис.3). При изучении разрывных структур на т р е т ь е м уровне проводилось дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков территории, также включающей Гусляковское рудное поле, в сочетании с геолого-геофизическими данными, использовавшимися для определения мощности, направления и углов падения выявленных при дешифрировании дизъюнктивов. Исследования, проведенные на ч е т в е р т о м уровне методом непосредственных наблюдений в горных выработках, позволили получить своего рода "вид разломов изнутри" - наиболее детальную информацию об особенностях внутреннего строения

Рис.2. Схема дешифрирования космических снимков на площади Лениногорского рудного района и прилегающих территорий
Разрывные структуры: —— первого ($\ell > 100$ км), —— второго ($\ell = 50$–$100$ км), —— третьего ($\ell < 50$ км) порядков (остальные условные обозначения см. на рис.I)

фрагментов разрывных нарушений, фиксируемых при дешифрировании аэрокосмических изображений (рис.4). В результате составлены разномасштабные схемы дешифрирования и геолого-структурный план горизонта месторождения Чекмарь, на основе которых проведены

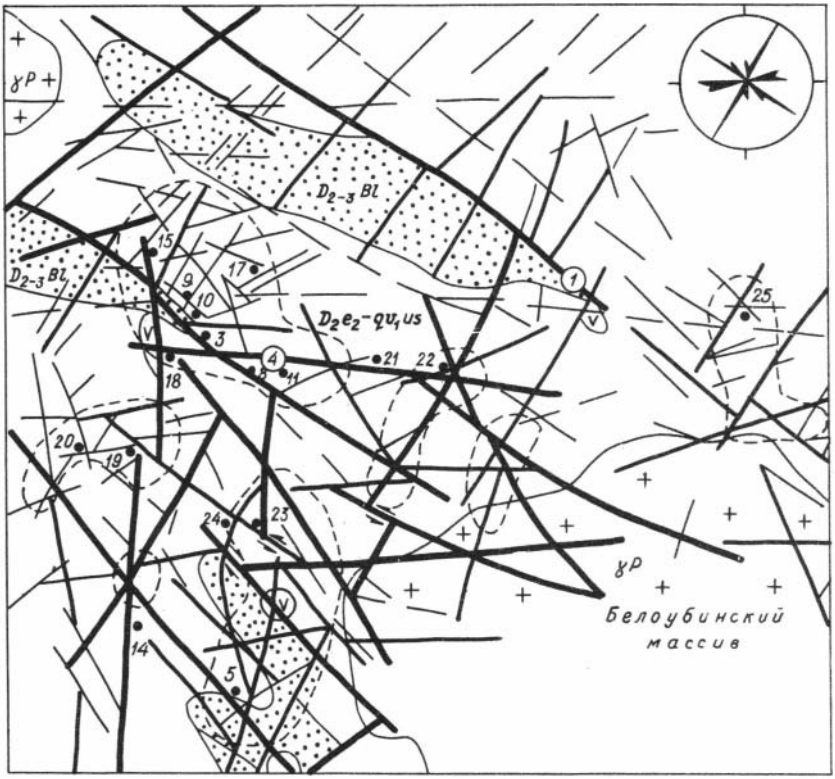



Рис.3. Схема дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков северной части Лениногорского рудного района

Разрывные структуры: ▬▬ первого ( $\ell$ > 10 км), ▬ второго ( $\ell$ = 5-10 км), —— третьего ( $\ell$ < 5 км) порядков (остальные условные обозначения см. на рис.1)

расчеты различных характеристик разрывных структур (таблица). На всех уровнях изучения для каждой из систем и подсистем определялись ориентировка и количество разломов ( n ) с их ранжировкой в зависимости от протяженности ( $\ell$ ) на I-III уровнях и мощности ( N ) на IУ уровне исследований, расстояние между соседними параллельными дизъюнктивами ( m ), а также отношения 1/m и $n \cdot 1/S \cdot 100$. Последнее представляет степень насыщенности (плотность) разрыв-

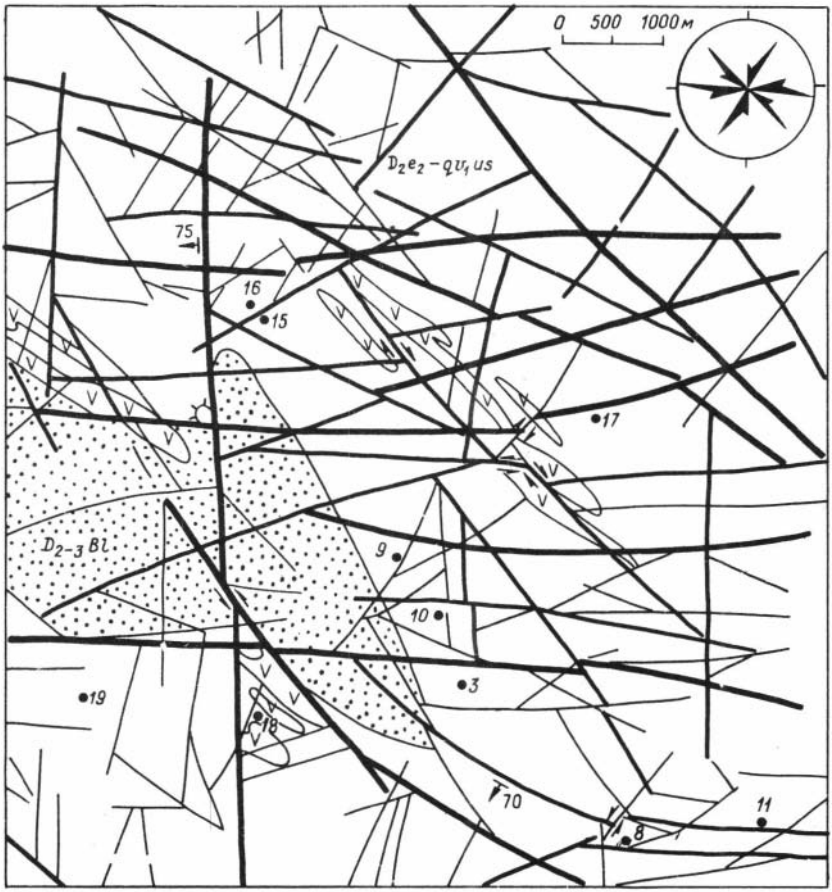



Рис.4. Схема дешифрирования крупномасштабных аэрофотоснимков на площади Гусляковского рудного поля

Разрывные структуры: ▬▬ первого ($\ell > 5$ км), ▬▬ второго ($\ell = 3$–$5$ км), —— третьего ($\ell < 3$ км) порядков (остальные условные обозначения см. на рис.I)

ных нарушений на единицу площади с учетом их длины*. В конечном

* В дальнейшем это отношение условно именуется плотностью разрывных структур.

счете это позволило выявить динамику изменения указанных характеристик от одного уровня исследований к другому.

На схеме дешифрирования космоснимков четко проявлено клиновидно-блоковое строение центральной и северо-западной частей Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны (рис.2). Последнее обусловлено наличием четырех четко проявленных блоков (I-IУ), имеющих форму взаимно проникающих клиньев длиной около I50-I80 км при средней ширине 55-70 км. Границами блоков служат глубинные разломы первого порядка северо-западного и субширотного направления. Вершины первого и третьего блоков образованы разломами, сходящимися в северо-западном, а третьего и четвертого - в юго-восточном направлениях. Вершины второго и четвертого блоков выполнены Белоубинским и Тигерецким массивами гранитоидов. Южная граница первого блока проходит в 25-30 км севернее г.Усть-Каменогорска по одной из ветвей Иртышской зоны смятия. Лениногорский рудный район расположен во втором блоке, ограниченном на северо-северо-востоке Южно-Тигерецким, а на юге - Ивановским разломами. Указанные блоки хорошо проявлены геоморфологически положительными формами рельефа и представляют, по всей вероятности, крупные горсты.

Второй особенностью схемы дешифрирования космических снимков является наличие кольцевых и полукольцевых структур различных размеров. Количество последних, выделяемых различными исследователями при изучении Лениногорского района и прилегающих к нему территорий дистанционными методами, весьма различно.

По нашим наблюдениям, основная часть таких структур имеет диаметр 4-6 км и обусловлена особенностями рельефа и характером развития растительности. Поэтому на рисунке 2 показаны лишь наиболее крупные из кольцевых структур диаметром I5-20 км, природа которых остается невыясненной. В то же время установлено, что на аэрокосмических изображениях всех исследованных масштабов не находят отражение концентрические в плане геологические структуры размером до I км в диаметре типа рудовмещающей Чекмарской брахиантиклинали или эродированных вулканических аппаратов, откартированных в бассейне р.Убы (рис.5).

Общей особенностью изображенных на рис.2-5 разномасштабных схем является наличие сложного каркаса разрывных нарушений, в пределах которого выделяется три генерализованных направления

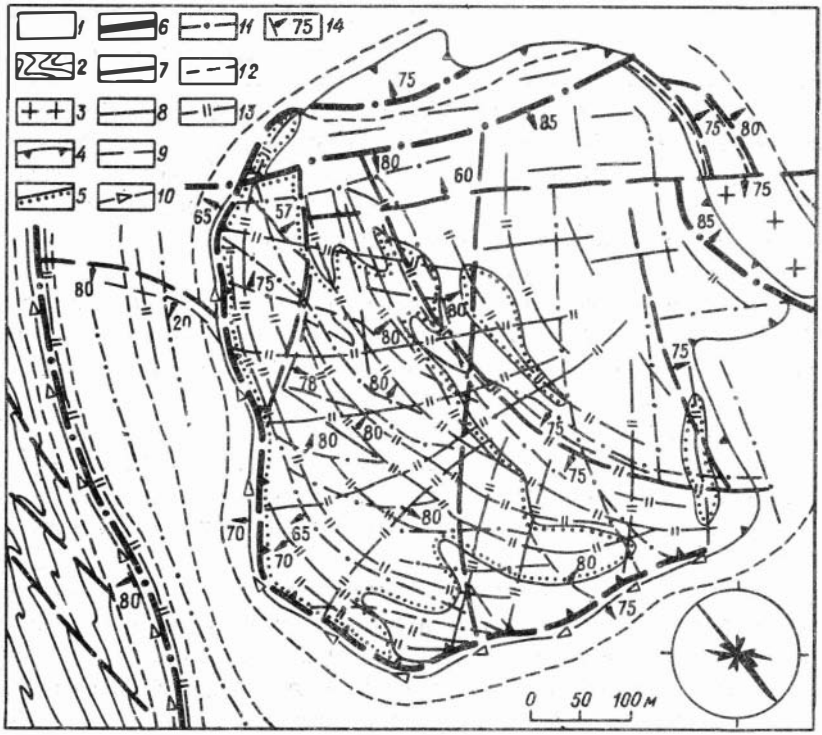



Рис.5. Геолого-структурный план горизонта 900 м месторождения Чекмарь

I-2 - эйфель-живетские осадочно-вулканогенные породы успенской (I) и средне-верхнедевонские терригенные отложения белоубинской (2) свит; 3 - субвулканические кварцевые альбитофиры; 4 - контуры рудной зоны; 5 - границы рудных тел; 6-8 - разрывные структуры всех типов: 6 - первого (мощность более I0 м), 7 - второго (мощность I-I0 м), 8 - третьего (мощность менее I м) порядков. В том числе: зоны милонитизации (9), брекчирования (I0), интенсивной трещиноватости (II) и рассланцевания (I2), а также рудные кварц-сульфидные и пострудные кварцево-жильные зоны (I3); I4 - направление и угол падения разрывных структур

(системы): северо-западное, субширотное, субмеридиональное. В каждой системе разрывных структур выделяется по две подсистемы, отличающиеся ориентировкой и характером проявления на разномасштабных снимках. Азимут простирания северо-западной системы дизъюнктивов 295–320°, в том числе, первой подсистемы – 295–305°, второй – 315–320°; субширотной системы – 255–285°, в том числе первой подсистемы – 275–285°, второй – 255°; субмеридиональной системы – 360(0)–40°, в том числе первой подсистемы – 360–5°, второй – 25–40° (см. таблицу).

Разрывные нарушения всех систем имеют крутые углы падения (55–90°, чаще 75–90°), преобладающее направление падения разломов северо-западной системы юго-западное, для двух других систем характерно различное направление падения.

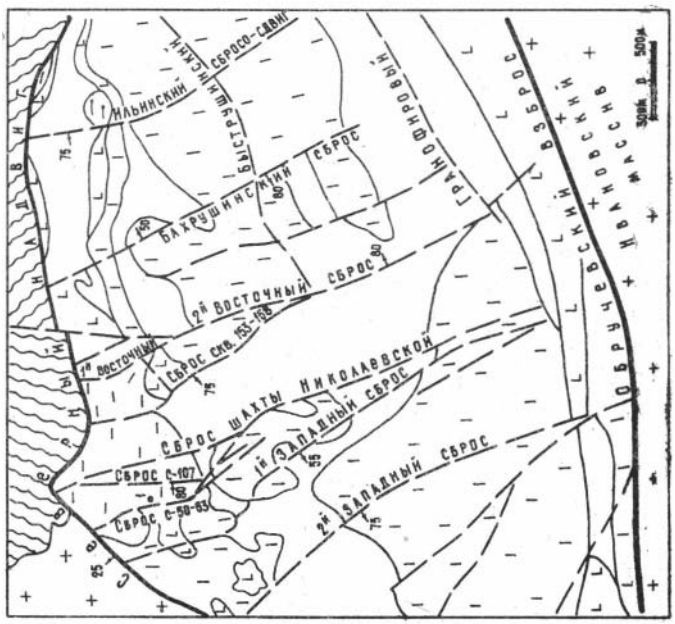
По структурному положению по отношению к вмещающим породам разрывные нарушения северо-западной ориентировки являются продольно-секущими, реже согласными с напластованием пород, субширотной–поперечно-секущими, а субмеридиональной–диагонально-секущими.

По характеру движения по плоскости смесителя нарушения северо-западной системы представляют собой преимущественно сдвиги с амплитудой перемещения от первых десятков метров до 0,5–3,5 км. Наибольшая величина зафиксирована по смещению Риддер-Чекмарского линеамента Южно-Тигерецким глубинным разломом (см. рис.2). Субширотные дизъюнктивы – это сбросы, взбросы, реже сдвиги с вертикальной амплитудой перемещения 0,1–0,2 км до 0,6–0,8 км. Субмеридиональные – разрывы без существенных перемещений блоков пород по ним, реже сбросы, сбросо-сдвиги с амплитудой перемещения от нескольких десятков до 100 м [6].

В связи с тем, что субмеридиональные линеаменты в Лениногорском рудном районе выявлены авторами впервые при дешифрировании космических изображений, остановимся детальнее на их геологической природе и возможном металлогеническом значении. На имеющихся геологических картах и структурно-тектонических схемах Лениногорского рудного района разломы указанного направления либо вообще не отражены, либо показаны в виде отдельных фрагментов. В последнем случае они относятся к категории скрытых нарушений, которым отводится роль наиболее поздних пострудных нарушений взбросо-сдвигового характера [6]. Субмеридиональные раз-

рывные структуры на всех космоснимках дешифрируются в виде темных полос шириной I-2 мм на более светлом фоне, образуя на площади Лениногорского района серию параллельных разломов различной протяженности. Один из наиболее крупных этих разломов, названный нами Риддер-Чекмарским, проходит через Лениногорское и Гусляковское рудные поля и уходит за пределы исследуемой площади к Салаирскому кряжу (рис.2). Длина его составляет свыше 500 км. К западу от него отдешифрирована серия параллельных нарушений меньшей протяженности (50-I50 км), расположенных на расстоянии 6-20 км один от другого, и проявленных, в частности, на площади Тишинского и Юбилейно-Снегирихинского рудных полей.

Геологическая природа выявленных при дешифрировании космических снимков разломов субмеридионального простирания устанавливается прямыми геологическими наблюдениями и геофизическими исследованиями. Риддер-Чекмарский линеамент четко дешифрируется на космических снимках всех масштабов. Его фрагмент длиной около 40 км, расположенный к северу от месторождения Чекмарь, хорошо фиксируется резкой сменой характера магнитного поля, в связи с чем он нашел отражение на существующих структурно-тектонических схемах (см. рис.I). Та часть разлома, которая расположена между Чекмарским и Риддер-Сокольным месторождениями, в магнитном поле практически не проявлена и слабо фиксируется в гравитационном поле по смене значений силы тяжести. На площади Гусляковского рудного поля в районе месторождения Чекмарь наблюдается раздвоение Риддер-Чекмарского линеамента на две ветви - основную и северо-восточную. Последняя имеет длину около 60 км. В участке пересечения Риддер-Чекмарского линеамента с субширотным Обручевским сбросом в левом борту р.Громатухи (южная граница Лениногорской грабен-синклинали) авторами откартирована мощная (около I км) зона милонитизации и дробления пород, в отдельных участках буквально насыщенная I-5 метровыми дайками диабазов и диабазовых порфиритов. Для даек, как и для зон дробления и трещиноватости, характерно наличие двух систем ориентировки - субширотной и субмеридиональной с частыми ответвлениями и взаимопересечениями. В северной части Лениногорского рудного поля на участке проявления указанного линеамента в гранитоидах Синюшинского массива откартированы дайки габбро-диабазов с субмеридиональной ориентировкой протомагматической полосчатости.


ИЛЬИНСКИЙ СБРОСО-СДВИГ
БЫСТРУШИНСКИЙ
БАХРУШИНСКИЙ СБРОС
ГРАНОФИРОВЫЙ
ОБРУЧЕВСКИЙ ВЗБРОС
ИВАНОВСКИЙ МАССИВ
2й ВОСТОЧНЫЙ СБРОС
1й ВОСТОЧНЫЙ
СБРОС СКВ. 153-158
СБРОС ШАХТЫ НИКОЛАЕВСКОЙ
1й ЗАПАДНЫЙ СБРОС
2й ЗАПАДНЫЙ СБРОС
СБРОС С-107
СБРОС С-50-63
СЕВЕРНЫЙ НАДВИГ
75
80
150
55
25
300м 0 500м

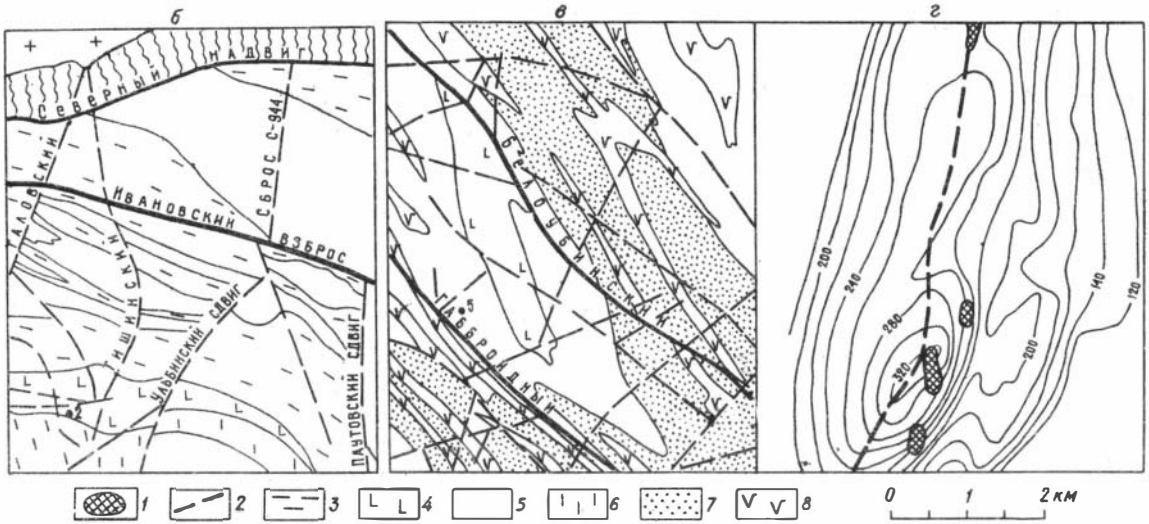



Рис.6. Формы проявления разрывных нарушений субмеридиональной ориентировки на различных рудных полях Лениногорского района (а - Лениногорском, б - Тишинском, в - Стрежанском); г - схема изопахит вулканитов успенской свиты на площади Стрежанского рудного поля (по данным Лениногорской ГРЭ и полиметаллического комбината)

I - проекции рудных залежей; 2 - ось максимальных значений мощности вулканитов успенской подсвиты; 3-6 - среднедевонские осадочно-вулканогенные образования: 3 - осадочные отложения нижней части разреза (крюковская подсвита); 4 - эффузивные и пирокластические образования среднего и основного состава (ильинская подсвита); 5 - эффузивные, пирокластические и субвулканические образования кислого состава (успенская подсвита); 6 - осадочные отложения верхней части разреза (сокольная подсвита). Разная толщина линий тектонических нарушений отражает их относительный порядок;

7 - средне-верхнедевонские флишоидные отложения; 8 - последевонские интрузивные диабазы и габбро-диабазы

Фрагменты субмеридиональных линеаментов фиксируются практически на всех рудных полях Лениногорского района. На Лениногорском рудном поле – эта система сбросов (рис.3а) отражает положение разломов в нижнепалеозойском фундаменте [1,2,8,12,13]. На Тишинском рудном поле – это Таловский, Тишинский, Ульбинский, Паутовский разломы и сбросы, концентрирующиеся в полосе шириной около 5 км на расстоянии 0,7–2,5 км друг от друга (рис.6 б,в). На Стрежанском рудном поле Январевым Г.С. [15] установлена субмеридиональная (СВ:10°) ориентировка оси максимальных значений изопахит успенской свиты, с которыми пространственно совпадают колчеданно-полиметаллические залежи (рис.6г). Совмещение в одних участках земной коры максимальных мощностей тел кварц-кератофировой формации и оруденения может свидетельствовать о их контроле долгоживущими зонами проницаемости, обусловившими развитие тектоно-магматического и сопровождающего его рудного процессов [15]. Обращают на себя внимание также факты приуроченности всех известных в настоящее время важнейших объектов Лениногорского района – Риддер-Сокольного, Тишинского, Чекмарского месторождений к узлам пересечения выявленных субмеридиональных разломов с поперечными и (или) продольными нарушениями. Указанные факты носят, по-видимому, неслучайный характер, и их объяснение может заключаться в значительно большей роли субмеридиональных разломов, которую они оказывают на распределение оруденения на исследуемой площади, чем это считается в данный момент.

Для глубинных разрывных структур северо-западной системы характерно более широкое, по сравнению с двумя другими системами, развитие зон интенсивного рассланцевания пород, кислых порфировых интрузий, проявлений гидротермального метаморфизма и дайковых комплексов диабазов и габбро-диабазов. По геофизическим данным глубинные разломы всех систем обычно фиксируются аномалиями магнитного и гравитационного полей. Хорошо они проявлены и геоморфологически пониженными участками рельефа и долинами рек, которые имеют резкие изгибы в узлах сочленения дизъюнктивных структур.

Более мелкие разрывные нарушения всех систем проявлены практически одинаково: внутренние их части обычно представлены зонами милонитизации, брекчирования и (или) окварцевания, внешние – зонами интенсивного рассланцевания и повышенной трещинова-

тости пород. К таким ослабленным участкам на месторождениях обычно приурочены прожилковые и штокверко-прожилковые рудные тела и зоны минерализации (см. рис.5).

Совмещение в пространстве продуктов разнохарактерных тектонических движений свидетельствует о длительном формировании разрывных структур в условиях неоднократной смены плана тектонических деформаций. Соотношение разрывных нарушений, образовавшихся в условиях сжатия (зоны милонитизации, интенсивного рассланцевания) и растяжения (зоны брекчирования, окварцевания и интенсивной трещиноватости) по данным документации горных выработок во всех системах примерно одинаковое.

При дешифрировании разномасштабных аэрокосмических изображений наиболее часто фиксируются смещения дизъюнктивов субширотной и субмеридиональной систем вдоль северо-западных разломов (рис.3,4). Реже отмечаются факты обратных возрастных взаимоотношений (рис.5). Это приводит к выводу, что наблюдаемые соотношения отражают лишь наиболее поздние подвижки по разломам, имеющим длительную историю формирования, связанную с периодом тектонического развития структур каледонского фундамента.

Характеристика внутреннего строения линеаментных структур Лениногорского рудного района приведена в таблице.

Анализ таблицы по вертикали позволяет сопоставить значения параметров разрывных структур между системами в пределах одного уровня. Приведенные соотношения свидетельствуют, что на схемах дешифрирования космических изображений количество субширотных и субмеридиональных разломов в I,4–I,6 раза больше, чем разломов северо-западной системы. На схемах дешифрирования аэроснимков все системы по этому параметру примерно равны, а по наблюдениям в горных выработках количество разломов северо-западной и субширотной систем, являющихся рудовмещающими, в I,6–2,5 раза превышает количество разломов субмеридионального направления. Максимальную среднюю длину на всех аэрокосмических изображениях имеют структуры субширотной системы, уступающие двум другим системам по этому параметру только на 4-м уровне исследований. По значениям плотности разломы субширотной и субмеридиональной систем в I,6–2,6 раза преобладают над северо-западными на первом уровне, в то время как на четвертом уровне наблюдений последние в 2,5–2,8 раз преобладают над двумя другими.

Характеристика внутреннего строения разрывных структур
Ленногорского рудного района

| Параметры разрывных структур | Уровень исследований и охватываемая площадь (S) | I уровень S - 40 тыс.км$^2$ | | | II уровень S - 1044 км$^2$ | | | III уровень S - 70 км$^2$ | | | IУ уровень S - 1 км$^2$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Среднее по системе | В том числе | | Среднее по системе | В том числе | | Среднее по системе | В том числе | | Среднее по системе | В том числе | |
| | | | I-я подсистема | 2-я подсистема | | I-я подсистема | 2-я подсистема | | I-я подсистема | 2-я подсистема | | I-я подсистема | 2-я подсистема |
| I | | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | I0 | II | I2 | I3 |
| | | | | | I. Северо-западная (СЗ) система | | | | | | | | |
| Азимут простирания | | 305 | 295 | 3I5 | 3I0 | 305 | 320 | 305 | 295 | 3I5 | 3I0 | 300 | 320 |
| Количество ( n ) | | 4I | 26 | I5 | 38 | 28 | I0 | 29 | I0 | I9 | 35 | 5 | 29 |
| Средняя длина ( l , в км) | | 28 | 28 | I7 | 6 | 7 | 5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 0,22 | 0,I2 | 0,25 |
| Среднее расстояние между ближайшими дизъюнктивами ( m , в км) | | I5 | I2 | I8 | 3 | 3 | 4 | I | I | I | 0,020 | 0,060 | 0,025 |
| | l/m | I,6 | 2,3 | I,0 | 3 | 2,3 | I,2 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | II | 2 | I0 |
| | n·l/S·100 | 2,5 | I,8 | 0,6 | 22 | I9 | 5 | I04 | 36 | 68 | 770 | 72 | 725 |
| | | | | | 2. Субширотная (СШ) система | | | | | | | | |
| Азимут простирания | | 270 | 285 | 255 | 265 | 270 | 255 | 265 | 275 | 255 | 270 | 275 | 255 |
| | n | 56 | 42 | I4 | 37 | 20 | I7 | 38 | 24 | I4 | 23 | I6 | 7 |
| | l | 47 | 49 | 39 | 7 | I0 | 4 | 2,6 | 2,8 | 2,3 | 0,I2 | 0,III | 0,I6 |
| | m | I2 | I0 | I6 | 4 | 3 | 6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,040 | 0,050 | 0,030 |
| | l/m | 3,9 | 4,9 | 2,4 | I,8 | 3,3 | 0,7 | 4,3 | 4,7 | 3,8 | 3 | 2,2 | 5,3 |
| | n·l/S·100 | 6,6 | 5,I | I,4 | 25 | I9 | 6,5 | I4I | 96 | 46 | 276 | I73 | II6 |
| | | | | | 3. Субмеридиональная (СМ) система | | | | | | | | |
| Азимут простирания | | I5 | 5 | 40 | I5 | 360 | 30 | I5 | 360 | 30 | I0 | 360 | 25 |
| | n | 6I | 22 | 39 | 35 | 5 | 30 | 29 | I0 | I9 | I4 | 8 | 6 |
| | l | 26 | 37 | 20 | 7 | I2 | 6 | I,7 | 2,7 | I,2 | 0,22 | 0,25 | 0,20 |
| | m | I3 | I5 | II | 2,4 | 3 | 2,2 | I | 0,8 | I,I | 0,06 | 0,07 | 0,05 |
| | l/m | 2 | 2,5 | I,8 | 2,9 | 4 | 2,7 | I,7 | 3,4 | I,I | 3,7 | 3,6 | 4 |
| | n·l/S·100 | 4 | 2 | 2 | 24 | 6 | I7 | 70 | 39 | 33 | 308 | 200 | I20 |
| | | | | | 4. Соотношение средних значений СЗ:СШ:СМ | | | | | | | | |
| | n | I : | I,4 : | I,5 | I : | I : | 0,9 | I : | I,3 : | I | 2,5 : | I,6 : | I |
| | l | I : | 2 : | I,I | I : | I,2 : | I,2 | I,5 : | I,5 : | I | I,8 : | I : | I,8 |
| | m | I,2 : | I : | I,I | I,2 : | I,7 : | I | I,7 : | I : | I,7 | I : | I,3 : | 2 |
| | l/m | I : | 2,4 : | I,2 | I,7 : | I : | I,7 | I,5 : | 2,5 : | I | 3,7 : | I : | I,2 |
| | n·l/S·100 | I : | 2,6 : | I,6 | I : | I,I : | I,I | I,5 : | 2 : | I | 2,8 : | I : | I,I |

Анализ таблицы по горизонтали дает возможность проследить динамику изменения параметров разрывных структур от одного уровня исследований к другому в пределах одной системы. Для всех систем характерно: а) постоянство ориентировки разрывных структур при отклонениях азимута простирания до 5-10°; б) уменьшение количества разломов, их длины и расстояний между ними от первого к четвертому уровням исследований при резком возрастании значений плотности разрывных структур в этом направлении. Последняя увеличивается в северо-западной системе с 2,5 до 770, в субширотной - с 6,6 до 276 и в субмеридиональной - с 4,0 до 308.

Заслуживает внимания характер изменения соотношения параметров разрывных нарушений между подсистемами. В северо-западной системе первая подсистема, параллельная Южно-Тигерецкому разлому, по количеству и плотности в 1,8-5 раз преобладает над второй на космических и высотных аэрофотоснимках, в то время как при наблюдениях с меньших дистанций, наоборот, по указанным параметрам в 2-10 раз преобладает вторая подсистема.

В субширотной системе на всех уровнях наблюдений по количеству, длине, плотности преобладает первая подсистема разрывных структур, ориентировка которой совпадает с направлением биссектрисы острого угла, образованного Южно-Тигерецким и Ивановским разломами.

В субмеридиональной системе первая подсистема разломов наиболее четко проявлена только на схемах дешифрирования космоснимков. Вторая подсистема на всех разномасштабных схемах представлена многочисленными (в 2-6 раз больше по сравнению с первой подсистемой), но более короткими (в 2-2,5 раза) разрывными нарушениями.

В обобщенном виде динамику изменения параметров разрывных структур от первого уровня к четвертому можно представить следующим образом. Во всех системах первая подсистема наиболее отчетливо проявлена при наблюдениях с большей дистанции, а вторая преобладает на крупномасштабных схемах дешифрирования. Исключение составляет первая подсистема субширотных дизъюнктивов, преобладающая на аэрокосмических изображениях всех масштабов. Исходя из общеизвестного положения о том, что наиболее глубинные структуры лучше проявляются на снимках, полученных с больших дистанций, можно говорить о большей глубинности разрывных нару-

шений первых подсистем. Разломы вторых подсистем обычно делят по диагонали ромбические, трапециевидные блоки земной коры, ограниченные разломами первых подсистем, и имеют, в целом, меньшую, по сравнению с первыми, хотя и значительную глубину, о чем свидетельствует наследование этих разломов телами габбро-диабазов и диабазов (см. рис.4).

Анализ разрывных структур Лениногорского района в соответствии с подходом, разработанным Г.Л.Поспеловым [9], свидетельствует о том, что нарушения первых подсистем являются "структурно-обусловленными", так как их пространственное положение и морфология в той или иной мере зависят от ориентировки древних глубинных разломов. В северо-западной системе они ориентированы параллельно Южно-Тигерецкому, в субмеридиональной - параллельно Риддер-Чекмарскому, а в субширотной их направление совпадает с биссектрисой угла, образованного Южно-Тигерецким и Ивановским глубинными разломами. Последние являются, по всей вероятности, "координационными тектоническими зонами" [9], возникшими как результат ориентационной дифференциации общих геотектонических напряжений с выборочным развитием зон максимальных сколовых и разрывных нарушений. Разрывные структуры вторых подсистем, в соответствии с указанным подходом, представляют собой элементы сквозных, сетчато-трещинных зон ("геотектонической решетки"), "накладывающихся" на все типы существовавших до этого структур.

На всех схемах дешифрирования видна явная приуроченность полиметаллических рудных объектов Лениногорского района к участкам максимальной тектонической проработки, пространственно совпадающим с узлами пересечения разломов двух или трех направлений (см. рис.2). В целях изучения закономерностей распределения узлов пересечения разрывных нарушений на базе схем дешифрирования разномасштабных аэрофотоснимков отстроены карты плотности узлов пересечения разломов. Наиболее информативной в этом отношении оказалась карта, составленная на основе схемы дешифрирования мелкомасштабных (высотных) аэрофотоснимков (рис.7). Её анализ позволил выделить в северной части Лениногорского района семь участков максимальной тектонической проработки, характеризующихся наличием трех и более узлов пересечения на единицу площади (4 км$^2$). К ним относятся: Гусляковский, Светлый, Чесноковский, Стрежанский, Зеленковский, Солоновский, Романцовский. Площадь выделенных участков колеблется от 4 км$^2$ до 30 км$^2$ и в сумме сос-

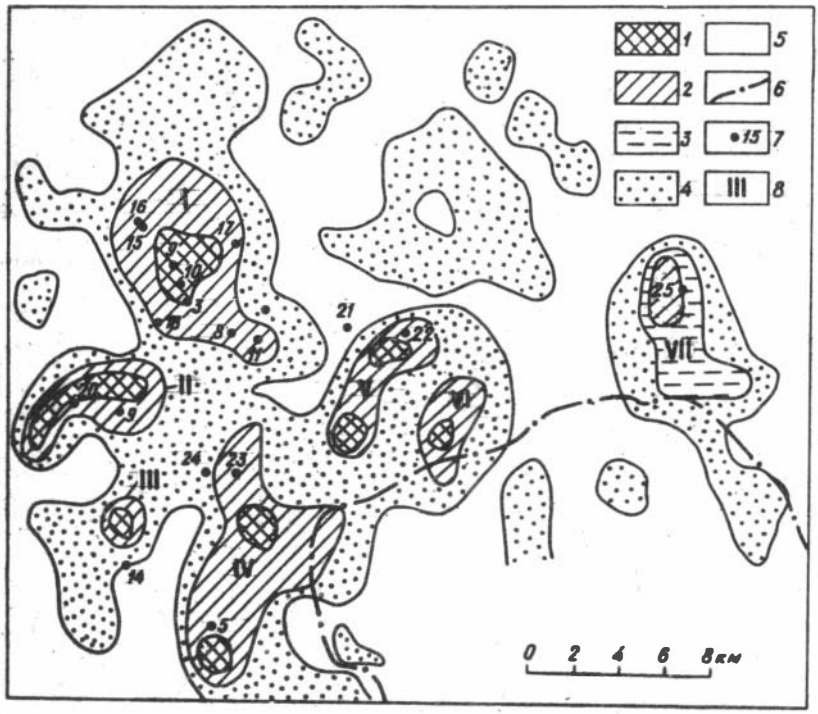



Рис.7. Карта плотности узлов пересечения разрывных нарушений, отдешифрированных на мелкомасштабных аэрофотоснимках в северной части Лениногорского района

I–5 – градации плотности узлов пересечения разрывных нарушений на единицу площади, равную 4 км$^2$: I – пять и более узлов на единицу площади; 2 – от трех до пяти; 3 – от двух до трех; 4–5 – площади, характеризующиеся наличием одного (4) и отсутствием (5) узлов пересечения разрывных нарушений на единицу площади; 6 – контуры участков максимальной тектонической проработки, отвечающие границам выделяемых рудных полей; 7 – контуры гранитов Белоубинского массива; 8 – номера участков максимальной тектонической проработки: I – Гусляковский, II – Светлый, III – Чесноковский, IУ – Стрежанский, У – Зеленковский, УI – Солоновский, УII – Романцовский. Названия месторождений и рудопроявлений см. на рис.I

тавляет около 10 % от общей площади северной части Лениногорского района. О приуроченности к ним оруденения свидетельствует факт, что из всех известных к настоящему времени здесь рудных объектов 74 % расположены на площади, характеризующейся высокой плотностью узлов пересечения ( 3 и более), 4% – на площади с её значениями в 1–2, и одно рудопроявление (Звездное–П) расположено на площади, в пределах которой отсутствуют узлы пересечения разломов данного ранга. При этом промышленные месторождения (Чекмарь, Гусляковское, Юго–Восточное) приурочены к площади, где плотность узлов пересечения составляет 5–7. Все участки расположены к север–северо–западу от Белоубинского гранитного массива и сложены главным образом благоприятными для рудолокализации вулканогенными образованиями успенской свиты. В пределах выделенных участков известно от 1–2 до 9 рудных объектов. В связи с этим каждый из них можно классифицировать как отдельное рудное поле, перспективное на обнаружение оруденения. Все участки, за исключением Гусляковского и Стрежанского, в качестве самостоятельных рудных полей выделяются впервые. Форма рудных полей удлиненная неправильная, приближающаяся к эллипсоидальной. Длинная ось Гусляковского рудного поля вытянута в северо–западном, Светлого – в субширотном, остальных рудных полей – в субмеридиональном направлении. Ориентировка длинной оси Стрежанского рудного поля совпадает с направлением оси максимальных значений мощности вулканитов успенской свиты, установленной Г.С.Январевым [15]. На основе приуроченности к узлам пересечения тех или иных подсистем разрывных структур проведена разбраковка выделенных участков по перспективности. К первоочередным отнесены Гусляковский, Светлый, Чесноковский, Стрежанский и Романцовский, приуроченные к узлам пересечения разломов первых подсистем. В разряд второочередных по этому признаку отнесены Зеленковский и Солоновский участки, расположенные в месте сопряжения разломов вторых подсистем субмеридиональной и северо–западной ориентировки и первой подсистемы субширотной системы (см. рис.3).

Из указанных рудных полей наиболее детально изучено Гусляковское, в пределах которого установлена эмпирическая закономерность пространственного распределения рудных объектов. Она состоит в том, что все известные здесь месторождения и рудопроявления находятся в узлах пересечения разломов различной ориентиров-

ки, отстоящих друг от друга на расстоянии, кратном 800 м, образуя тем самым определенный "шаг", соизмеримый с размерами тектонических блоков (см. рис.3) [10].

Расстояния между Чекмарской и Звездной группами рудных объектов на Гусляковском рудном поле, как и между узлами сочленения разноориентированных разломов внутри Стрежанского, Светлого и Зеленковского рудных полей, составляют около 4 км. Интересно отметить, что расстояния между рудными залежами Риддер-Сокольного месторождения хорошо укладываются в "шаг", равный 0,8-1,6 км. В свою очередь расстояния между центрами рудных полей кратны 4км, составляя обычно около 8 км, реже 12-16 км (см. рис.3).

Все вышеотмеченное позволяет говорить о наличии в северной части Лениногорского района разнопорядковых "шагов" в пространственном размещении оруденения: шаг 1-го порядка, представляющий расстояние между рудными полями, по значению приближается к 8 км; шаг 2-го порядка, равный 4 км, фиксирует расстояние между группами рудных объектов в пределах рудных полей, а шаг 3-го порядка, равный 800 м, - расстояние между отдельными рудопроявлениями или месторождениями. Тем самым все многообразие форм геологических тел и структур рудных полей можно описать единой моделью в системе блоклинеаментов различного масштаба [3]. Лениногорский рудный район в соответствии с этим следует рассматривать как мезоблоклинеамент, представляющий часть Рудно-Алтайского макроблоклинеамента, а все рудные поля в его пределах - как фрагменты этого мезоблоклинеамента, расположенные в определенной системе. Они характеризуются наличием ослабленных, благоприятных для внедрения магматических тел и гидротермальных растворов участков, расположенных на пересечении граней блоков и обусловливают узловую зональность (петроструктурная, метасоматическая, геохимическая и др.).

Чекмарское месторождение наряду с Риддер-Сокольным, Зыряновским, Змеиногорским и Николаевским, рассмотренными в работе К.Ф.Ермолаева [3], в структурном отношении описывается единой моделью и вписывается в тектоническую решетку микроблоклинеаментов ("элементарных ячеек") размером в среднем 20х40 м. Последние имеют форму параллелограмма, реже прямоугольника, вытянутых в северо-западном направлении.

Средние размеры "элементарных ячеек" (блоклинеаментов), вы-

численные на основе данных таблицы для всех уровней, как и величины разнопорядкового "шага" оруденения, кратны и составляют: на первом уровне (космоснимки) – от I2xI2 км до I2xI6 км; на втором (высотные аэрофотоснимки) – 4x2 км; на третьем (крупномасштабные аэрофотоизображения) – около I,2x0,4 км. Ячейки (блоклинеаменты) обычно имеют форму параллелограмма, реже ромба с острым углом в 35–45°. Очевидно, именно сочетанием блоклинеаментов указанных размеров объясняется наличие разнопорядкового "шага" в пространственном размещении оруденения.

## Выводы

I. Для дешифрирования разрывных структур определенного порядка необходимы аэрокосмические изображения соответствующего масштаба. В Лениногорском рудном районе только изучение мелкомасштабных космоснимков позволило выявить линеаменты субмеридионального направления, которые представляют собой скрытые структуры фундамента и имеют важное металлогеническое значение.

Скрытые структуры фундамента, выявляемые только по космоснимкам и оказывающие влияние на распределение колчеданно-полиметаллического оруденения, отмечены Скоттом (Scott ) [I6] в рудных районах Японии (месторождения типа Куроко третичного возраста) и Канады, локализованных в породах верхнеордовикского–нижнесилурийского (месторождение Баканас, Ньюфаундленд) и архейского (рудный район Норанда, Квебек) возраста.

2. Дешифрирование мелкомасштабных аэроснимков позволило выделить в северной части Лениногорского района участки максимальной тектонической проработки площадью 50–65 км$^2$: Гусляковский, Светлый, Стрежанский, Зеленковский, Романцовский, которые могут классифицироваться как отдельные рудные поля. Рудные объекты в пределах последних расположены в узлах пересечения разноориентированных разломов.

3. Изучение крупномасштабных аэрокосмических изображений способствует выявлению деталей внутреннего строения разрывных структур. Причем наиболее информативным представляется вариант дешифрирования разномасштабных снимков в сочетании с детальным геологическим картированием участков проявления линеаментных

структур, позволяющий проследить динамику изменения количественных параметров разрывных нарушений от одного уровня к другому.

В Лениногорском рудном районе в процессе таких многоуровневых исследований установлено наличие сложного каркаса разрывных структур, состоящего из трех основных систем: северо-западной, субширотной и субмеридиональной, каждая из которых, в свою очередь, состоит из двух подсистем. Первая зависит от геометрии глубинных Южно-Тигерецкого, Ивановского и Риддер-Чекмарского разломов. Вторая связана с формированием сквозных сетчато-трещинных зон ("геотектонической решетки"), накладывающихся на все типы существовавших до этого структур [9].

## Литература


I. Буров Н.П., Курек Н.Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае. – Цветные металлы, 1939, № 3, с. 24-38; № 4-5, с.36-46; № 6, с.3-17.

2. Ермолаев К.Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения. – В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 179-213.

3. Ермолаев К.Ф. Топологический подход при моделировании структурообразующих систем. – В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с.22-28.

4. Нехорошев В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958, 262 с.

5. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.

6. Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР масштаба 1:500 000, сер. Восточно-Казахстанская. Отв. Ред. Л.М.Трубников, Алма-Ата, 1979. 182 с.

7. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геолого-статистическим данным). – Геол.рудн. м-ний, 1973, № 6, с.17-31.

8. Попов В.В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968. 173 с.

9. Поспелов Г.Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке. – Изв. вост. фил. АН СССР, 1957, № 1, с.14–16.

10. Трубников Л.М., Олейник Ю.Ф., Мартыновский Г.И. Геологическое строение и перспективы Гусляковского рудного поля. – В кн.: Геология и закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1977, с.32–43.

11. Хисамутдинов М.Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Л.: Недра, 1978. 196 с.

12. Чепрасов Б.Л., Покровская И.В., Ковриго О.А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения. – Геол. рудн. м-ний, 1972, № 6, с.30–45.

13. Щерба Г.Н. Геология Лениногорского рудного поля. – В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с.7–178.

14. Яковлев Г.Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. – Тр. ВАГТ, вып.3, 1957, с.120–141.

15. Январев Г.С. Формационная принадлежность магматических пород Белоубинского рудного района на Алтае и их соотношение с оруденением. – В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: Изд-ние КазИМС, 1980, с.120–126.

16. **Scott S.D. Geology and structural control of kurokotype massive sulphide deposits. – Geol. Assoc. of Canada Spec. Paper, 1980, № 20, p.705–721.**

А.И.Прокопенко, А.С.Лапухов

## О РОЛИ СИНГЕНЕТИЧНЫХ КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ НА ГУСЛЯКОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В процессе изучения Гусляковского рудного поля на макро- и микроскопическом уровнях установлен двухэтапный характер рудообразующих процессов: ранний, осадочный, колчеданного состава, про-

являющийся на объектах рассматриваемого рудного поля с различной интенсивностью, и более поздний, гидротермально-метасоматический, обычно приуроченный к участкам распространения пиритовых агрегатов первого этапа [I,2,4,6].

Отмечая факты пространственного совмещения продуктов разновозрастных этапов, предыдущие исследователи [2,4,5] в какой-то мере затрагивали и вопрос о влиянии ранних колчеданных залежей на процессы второго этапа рудообразования, высказывая по этому поводу противоположные точки зрения. В частности, в работе [2], на основании данных о минералого-геохимической зональности оруденения высказано предположение о том, что на Гусляковском месторождении ранняя серноколчеданная минерализация послужила основным источником серы для образования сульфидов полиметаллов второго этапа. Это предположение не получило подтверждения в работе М.Г.Лухтановой (I977), пришедшей к выводу в процессе минералогического изучения внутренних структур различных рудных генераций указанного месторождения о незначительном заимствовании серы и железа из раннего пирита гидротермальными растворами второго этапа. И.В.Покровской (I982) при изучении минералогии месторождения Чекмарь установлены существенные масштабы перекристаллизации пирита-I в процессе его диагенеза, динамо- и гидротермального метаморфизма.

Настоящая статья посвящена анализу влияния неоднородностей распределения ранних колчеданных залежей в породах Гусляковского рудного поля с целью количественной оценки той роли, которую они оказывали на последующие процессы рудообразования гидротермально-метасоматического этапа.

Гусляковское рудное поле, включающее ряд месторождений и рудопроявлений (Чекмарь, Гусляковское, Юго-Восточное, Звездное, Павловское, Шинковское, Верх-Теснушинское и др.), расположено в области северо-западного замыкания Белоубинского синклинория - основной структуры в северо-восточной части Лениногорского рудного района, на границе его с Горным Алтаем. Наряду с такими рудными полями Лениногорского района, как Тишинское, Старковское, Стрежанское, Гусляковское рудное поле расположено на одной из ветвей Северо-Восточной зоны смятия. Сложным внутренним строением последней обусловлено широкое проявление здесь процессов динамометаморфизма с образованием линейно-вытянутых в северо-западном направлении структур.

Одной из примечательных особенностей Гусляковского рудного поля является приуроченность к участку сочленения трех региональных разломов: Северо-Западного Пахотинско-Тургусунского, субширотного Снегирихинско-Гусляковского и Лениногорско-Чекмарского, имеющего субмеридиональное направление. Рудное поле слагается осадочно-вулканогенными образованиями базальт-липаритовой формации позднеэйфельско-ранне-живетского возраста (успенская свита), которые перекрываются живет-франскими терригенными отложениями белоубинской свиты. Основной пликативной структурой рудного поля является Гусляковская синклиналь, ядро которой выполнено породами белоубинской, а крылья - успенской свит. Подавляющая часть месторождений и рудопроявлений приурочена к области контакта указанных свит, локализуясь в породах успенской свиты на расстоянии 50-1500 м от последнего.

Формирование рудовмещающих осадочно-вулканогенных пород успенской свиты происходило в процессе вулканической деятельности в условиях неглубокого окраинного моря, возникшего в участке краевого прогиба каледонского континента [5]. Её характерной чертой является ритмическая смена периодов эксплозий и излияний промежутками времени, в течение которых происходил размыв вулканогенного материала и образование разнообломочных туфогенно-осадочных пород. Их накопление в большинстве случаев сопровождалось отложением послойных залежей мощностью от долей сантиметров до первых метров сингенетичного осадочного пирита-I. Формирование ранних колчеданных залежей могло происходить как обычным осадочным путем с образованием пиритовых россыпей, так и хемогенным (в частности гидротермально-осадочным) способом.

Распределение пирита-I как в вертикальном направлении, так и по латерали на площади Гусляковского рудного поля весьма неравномерное. Неоднородность распределения пирита-I в разрезе проявляется в его приуроченности к туфогенно-осадочным отложениям, заключенным между вулканогенными породами, практически не содержащими пирита-I.

Количественная оценка влияния на процессы 2-го этапа рудообразования неоднородностей распределения пирита-I, в связи с этим, в существенной мере определяется соотношением туфогенно-осадочных и вулканогенных пород. По значениям этого параметра рудные объекты Гусляковского рудного поля подразделяются на два типа.

Первый тип (Чекмарский) - характеризуется незначительным количеством туфогенно-осадочных и преобладанием вулканогенных пород в разрезе с величиной соотношения между ними, равной I:I0. К этому типу относятся месторождение Чекмарь, рудопроявления Павловское, Юго-Восточное, Цинковское и др. Их формирование происходило в повышенных участках палеорельефа, обусловленных развитием различного рода положительных вулкано-купольных структур.

В рудовмещающем разрезе второго (Гусляковского) типа содержится примерно равное количество туфогенно-осадочных и вулканогенных пород. Примером этого типа могут служить Гусляковское месторождение и, пока еще слабо изученное, Верх-Теснушинское рудопроявление. Накопление пород в пределах первого из них происходило в локальной палеовулканической депрессии [I], сложенной на 45 % туфо-алевролитами и туфопесчаниками с аномальными (I0-I5 %), по сравнению с другими, аналогичными по составу участками рудного поля, содержаниями пирита-I, где они обычно находятся на уровне 0,5-5 %.

Изучение особенностей внутреннего строения колчеданных залежей и характера взаимоотношения как разновозрастных пиритовых образований между собой, так и их соотношений с сульфидами меди, свинца, цинка, проводилось на детально разведанных месторождениях, Гусляковского рудного поля - Чекмарском и Гусляковском. Последние расположены в центральной части Гусляковского рудного поля в I,5 км один от другого на расстоянии 50-500 м от контакта успенской и белоубинской свит и приурочены к различным тектоническим блокам. Блок месторождения Чекмарь по системе субширотных разломов приподнят относительно Гусляковского на I50-200 м. Рудовмещающей структурой месторождения Чекмарь является одноименная брахиформная складка почти изометричной (600х700 м) в плане и куполовидной формы в разрезе. Рудные залежи локализованы в юго-западной (рудные тела 5,6,7) и центральной (рудные тела I7, I8,20,25) частях складки [7]. Оруденение Гусляковского месторождения приурочено к узкой антиклинальной складке, возникшей на месте палеовулканической депрессии, в крыльях и апикальной части которой локализованы основные запасы колчеданного барит-полиметаллического оруденения.

Сингенетичные колчеданные залежи, как и вмещающие породы, метаморфизованы до фации зеленокаменных сланцев, чем обусловле-

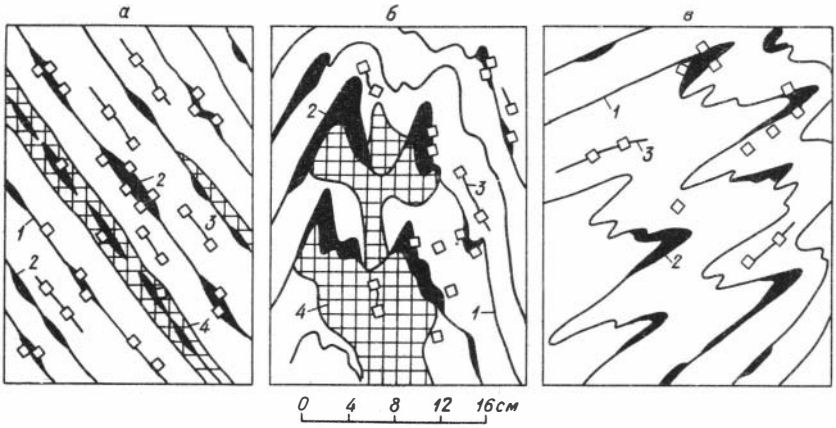



Рис.I. Характер будинирования ранних колчеданных руд на крыльях (а) и в замках (б,в) микроскладок (Гусляковское месторождение) I - слоистость и совпадающее с ним рассланцевание вмещающих туфогенно-осадочных пород; 2 - будины пирита-I; 3 - вкрапленность и прожилки пирита-П; 4 - полиметаллическая минерализация

но преобразование их первично слоистых текстур в сланцеватые, часто плойчатые с элементами будинажа агрегаты (рис.I). Свидетельством раннего, сингенетичного с осадконакоплением возраста описанных руд служит также наличие их рудокластов угловатой, слабо окатанной формы, довольно широко развитых в верхней части разреза успенской свиты.

Количество пирита в ранних колчеданных рудах достигает 60-80 %. Сложены они пылевидной тонкодисперсной вкрапленностью пирита-I с размерами зерен 0,001-0,03 мм, что соизмеримо с зернистостью вмещающих пород*. Форма зерен кубическая, в виде тонкодисперсных сростков, реже пирит-I образует глобули овальной и концентрической формы, напоминающие псевдоморфозы по остаткам организмов. Травлением концентрированной азотной кислотой выявляется характерная внутренняя структура зерен пирита-I, состоя-

* Характеристика минералогических особенностей оруденения приводится с использованием данных И.В.Покровской и М.Г.Лухтановой [4,6], детально изучавших минералогию Гусляковского и Чекмарского месторождений.

щая из темного ядра тонкодисперсного пирита и двух-трех зонок роста вокруг него квадратного сечения. В рассланцованных породах удлиненные зерна пирита-I часто разбиты поперечными трещинами отрыва, возникшими при растяжении их во время стресса. Концы их обычно незональны, а в центре сохраняется зональное кубическое ядро. В массивных разностях серноколчеданных руд на фоне тонкодисперсного пирита-I обособляются его плотные почковидные образования радиально-лучистого, концентрически-зонального строения размером до 0,2-0,5 мм, в центре которых расположены кварцевые зерна.

Описанные формы пирита-I сохраняются довольно редко. В процессе диагенеза, динамометаморфизма, а также наложения на ранние колчеданные залежи гидротермально-метасоматического полиметаллического оруденения второго этапа (это наложение отчетливо фиксируется как в горных выработках, так и при изучении шлифов) пирит-I подвергается собирательной кристаллизации и перекристаллизации с укрупнением зерен и образованием новой генерации пирита-$П^{а}$. В центре их обычно содержится реликтовый тонкодисперсный пирит-I, а остальная часть зерен приобретает кристаллически-зональное строение. Количество зон во вновь образовавшемся пирите-$П^{а}$ значительно больше, чем в пирите-I, его зерна содержат множество включений нерудных и рудных минералов, за счет чего приобретают ситовидное строение, типичное для литокристаллов.

Помимо пирита-$П^{а}$ как на Чекмарском, так и на Гусляковском месторождениях выделяются еще три генерации пирита-П ($П^{б}$, $П^{в}$, $П^{г}$), образующиеся в различные стадии и подстадии (колчеданно-медно-цинковую, медно-цинковую, свинцово-цинковую) второго этапа рудообразования. Генерация пирита-$П^{в}$, ассоциирующая с одним из основных - свинцово-цинковым типом руд, образована, как и разновидность пирита-$П^{а}$, путем собирательной перекристаллизации из тонкодисперсного пирита-I, который сохраняется в центре зерен и сростков пирита-$П^{в}$. Для последнего типично кристаллически-зональное строение с 3-10 зонами роста, заполняющими всю площадь зерна. Все разновидности пирита-П, в отличие от тонкодисперсного, тонкокристаллического пирита-I, имеют более крупный размер зерен (0,05-0,4 мм), не несут заметных следов деформаций и отличаются относительными содержаниями редких элементов (таблица I).

О разновременном образовании пирита-I и пирита-П свиде-

Таблица I

Относительные содержания редких элементов
в разновозрастных пиритах Гусляковского рудного поля

| Генерации пирита | Отношение средних содержаний | | | | Количество определений |
|---|---|---|---|---|---|
| | $Cd/Zn \cdot 10^2$ | $Se/Te$ | $Co/Ni$ | $As/Sb$ | |
| Пирит-I | 3 | 2,2 | I,9 | 26,3 | 6 |
| Пирит-П | 0,35 | 8,I | 5,8 | 8I,I | I2 |

тельствуют, помимо вышеприведенных фактов, и данные абсолютного возраста. По данным определений калий-аргонового метода, выполненных в лаборатории ШГО "Востказгеология", серициты, отобранные из рудной зоны месторождения Чекмарь, образуют тесные минеральные ассоциации с рудными минералами 2-го этапа. Возраст пирита-I, отлагавшегося синхронно с эйфель-живетскими образованиями успенской свиты, датируется в 360 млн. лет, возраст пирита-П в 290 млн.лет, что соответствует карбону.

Помимо обычной пространственной совмещенности руд различного возраста следует отметить наблюдаемую на всех объектах рудного поля избирательную приуроченность повышенных концентраций полиметаллов к прослоям туфогенно-осадочных пород.

Травлением почти во всех шлифах, отобранных из руд гидротермально-метасоматического этапа, устанавливаются реликты зерен раннего пирита-I. В ряде случаев они буквально облеплены зернами сфалерита и халькопирита, образующими коррозионные каемки и выполняющими трещины дробления в пирите-I. Все вышесказанное подтверждает предположение о том, что пирит-I играл роль осадителя сульфидов меди, свинца, цинка при последующем рудообразовании.

Принципиальная схема перекристаллизации* пирита-I изображена на рисунке 2. Из него видно, что возможно два варианта новообразования пирита-П и отложения сульфидов меди, свинца, цинка: клас-

* Термин "перекристаллизация" в данном случае понимается в широком смысле как процесс непосредственной перекристаллизации пирита-I с новообразованием пирита-П, так и процесс гидротермальной его переработки с заимствованием железа и серы для образования сульфидов меди, свинца, цинка и железистых хлоритов (клинохлора и прохлорита).

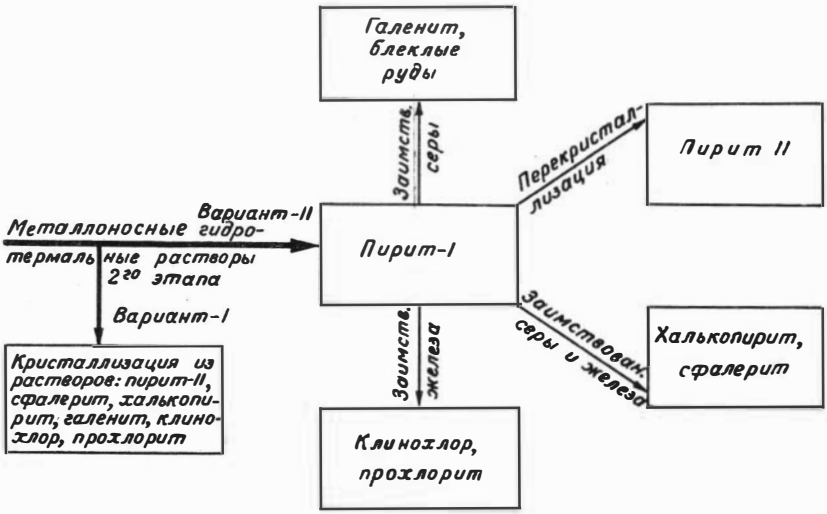



Рис.2. Схема перекристаллизации пирита-I и гидротермального перераспределения железа и серы в минеральных ассоциациях второго этапа

сический вариант, предусматривающий гидротермально-метасоматическое и жильное рудоотложение из металлоносных растворов и вариант с заимствованием серы и железа из раннего пирита-I.

Как будет показано ниже, первый вариант реализуется преимущественно на объектах Чекмарского, а второй - Гусляковского типов.

Для количественной оценки влияния на процессы 2-го этапа неоднородностей распределения пирита-I на Чекмарском и Гусляковском месторождениях проведены расчеты: а) средних суммарных содержаний пирита-I+II по различным литологическим разновидностям и в целом по месторождениям (рис.3, табл.3); б) масштабов привноса пирита-II в процессе гидротермально-метасоматической деятельности второго этапа; в) содержаний пирита-I и масштабов его перекристаллизации; г) выполнена объемно-статистическая обработка распределения серы пиритной в четырех основных рудных телах месторождения Чекмарь.

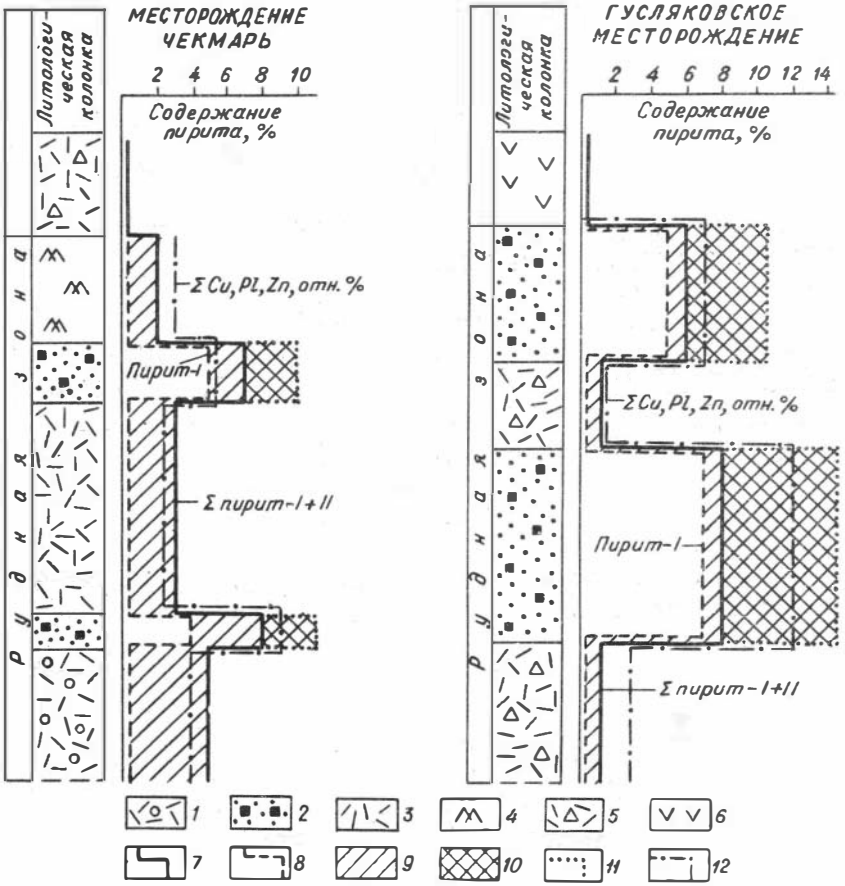



Рис. 3. Графики распределения разновозрастных пиритовых концентраций на Чекмарском и Гусляковском месторождениях

I–6 – породы успенской свиты: I – лавы липаритовых порфиров микро- и макросфероидного строения; 2 – туфогенно-осадочные породы с ранним пиритом; 3 – лавы и туфы кварцевых порфиров; 4 – гидротермально-метасоматические кварциты; 5 – литовитрокластические туфы кислого состава с линзами лав трахилипаритовых порфиров; 6 – спилиты; 7 – суммарное содержание пирит-I+II; 8 – содержание пирита-I; 9 – привнесенный пирит-II; I0 – перекристаллизованный пирит-I с полным заимствованием из него серы и железа; II – содержание пирита-I до проявления процессов второго этапа; I2 – суммарное содержание свинца, цинка и меди (в относительных процентах)

Таблица 2

Химический состав пиритов-П месторождения Чекмарь

| Компоненты | Номера проб | | | |
|---|---|---|---|---|
| | I | 2 | 3 | 4 |
| Fe | 40,22 | 44,66 | 43,92 | 44,26 |
| Zn | 5,5 | 0,23 | 0,I2 | 0,08 |
| Pb | 0,47 | 0,77 | 0,33 | 0,78 |
| Cu | 0,I7 | 0,05 | 0,22 | 0,30 |
| S сульфидная | 49,60 | 52,I6 | 5I,35 | 50,45 |
| S сульфатная | 0,4I | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| BaO | 0,77 | Не опр. | Не опр. | Не опр. |
| Сумма | 97,I4 | 97,87 | 95,94 | 95,87 |
| Формула пирита | $FeS_{2,03}$ | $FeS_{2,03}$ | $FeS_{2,03}$ | $FeS_{1,98}$ |

Ниже рассматриваются методика и результаты расчетов указанных параметров.

Состав пиритов месторождения Чекмарь близок к теоретическому (таблица 2), поэтому вычисление суммарного содержания пирит-I +П производилось по теоретической формуле через содержания серы пиритной, полученной по данным химических анализов групповых проб.

Содержание пирит-I+П в туфогенно-осадочных породах обоих исследуемых месторождений, как следует из рисунка 3, составляет 6-8 %, в то время как в вулканогенных образованиях оно находится на уровне I-2 %, достигая на нижних горизонтах Чекмарского месторождения 5 %. На рисунке 3 видна также прямая корреляционная зависимость между содержаниями пиритов и концентрациями суммы меди, свинца, цинка, свидетельствующая об избирательной кристаллизации сульфидов полиметаллов в участках с повышенными содержаниями пирита. Это подтверждается данными о повышенной железистости сфалеритов Гусляковского месторождения в контуре сплошных руд по сравнению с вкрапленными [2].

Примерная оценка масштабов привноса гидротермально-метасоматического пирита может быть проведена, исходя из допущения, что весь пирит, содержащийся в кварцитах, представляющих собою ко-

нечный продукт серицит-кварцевого метасоматоза, является привнесенным. Правомерность такого допущения подтверждается, с одной стороны, минералогическими исследованиями, указывающими на отсутствие в кварцитах пирита-I. С другой стороны, значения содержаний пирита в кварцитах, рассчитанные через содержания серы пирита в групповых пробах, являются наименьшими по сравнению с другими рудовмещающими породами месторождения, что может служить косвенным доказательством отсутствия в них явлений телескопирования разновозрастных пиритов.

На месторождении Чекмарь такими кварцитами сложено мощное (40-140 м) тело монокварцевого состава с незначительной примесью серицита и различным количеством рудных минералов, приуроченное к сводовой части Чекмарской брахикупольной складки [7]. Ряд более мелких тел аналогичного состава откартирован на различных стратиграфических уровнях как на Чекмарском, так и Гусляковском месторождениях.

Масштабы привноса пирита-II, исходя из его содержаний в гидротермальных кварцитах, в верхней части разреза месторождения Чекмарь составляют 2,0 %, в центральной - около 3, в нижней - около 5 и в среднем - 3,5 %. На Гусляковском месторождении содержания привнесенного пирита-II находится на уровне I % (см.рис. 3). Тем самым подтверждается предположение о том, что рудообразующие растворы второго этапа как на Гусляковском, так и на Чекмарском месторождениях по своему составу были малосернистыми и маложелезистыми.

Содержания пирита-I определялись как разница между содержаниями общего (суммарного) пирита-I+II и содержаниями пирита-II. Его количество колеблется в туфогенно-осадочных породах от 4-5 % на Чекмарском месторождении до 5-7 на Гусляковском, составляя в среднем на общую массу рудовмещающего разреза, соответственно I,5 и 4 % (см. рис.3, табл.3).

Масштабы перекристаллизации пирита-I определялись путем количественных подсчетов в шлифах степени корродированности его зерен минералами второго этапа: пиритом-II, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Корродированность зерен пирита-I на месторождении Чекмарь колеблется в пределах 50-60 % (по отношению к общему количеству пирита-I). Значительное (до 5-25 %) количество пирита-I в межрудных интервалах Гусляковского месторождения и

редкие его реликты внутри рудных тел могут служить доказательством практически полной перекристаллизации здесь пирита-I в процессе 2-го этапа рудообразования.

Исходя из масштабов перекристаллизации пирита-I, рассчитаны предполагаемые его первоначальные содержания в туфогенно-осадочных породах, существовавшие до проявления рудообразующих процессов 2-го этапа. На обоих месторождениях они находятся на уровне 10-15 %, что хорошо согласуется со значениями содержаний пирита-I в межрудных интервалах туфогенно-осадочных пород. Полученные в результате описанных выше расчетов значения концентраций разновозрастных пиритов для отдельных литологических разновидностей, изображенные на рисунке 3, послужили основой для составления балансов распределения их усредненных значений в целом для Гусляковского и Чекмарского месторождений (см. табл.3). Усреднение концентраций производилось методом средневзвешенного на мощности литологических разновидностей пород.

Данные таблицы 3 могут быть искажены в результате избирательной приуроченности новообразований пирита-II к обогащенным пиритом-I участкам, в связи с чем её следует рассматривать как принципиальную схему баланса распределения концентраций разновозрастных пиритов на исследуемых месторождениях.

По данным минералогических исследований, отложение основной массы пирита-II на обоих месторождениях происходило в начальные стадии второго этапа рудообразования. Поэтому на условия отложения полиметаллических руд указанного этапа могли оказывать влияние неоднородности распределения не только пирита-I, но и суммарных содержаний пирита-I+II.

С целью оценки влияния указанных неоднородностей распределения пиритов с применением машинных методов проведена объемно-статистическая обработка распределения концентраций серы пиритной, меди, свинца, цинка, линейных запасов указанных металлов и отношения цинк/свинец в четырех основных рудных телах месторождения Чекмарь. При анализе особенностей пространственного распределения рудных столбов разных металлов относительно друг друга установлено проявление ядерно-зональных структур, аналогичных описанным на месторождениях Салаирского кряжа [3]. Роль ядра в них играет пиритный рудный столб, медные рудные столбы локализованы на флангах, а свинца и цинка над пиритными рудными столба-

Таблица 3

Балансы распределения концентраций разновозрастных пиритов на месторождениях Чекмарь и Гусляковское

| Расчетные параметры | Содержание пирита в % (в контурах рудных) | | Методика расчета средних содержаний пирита |
|---|---|---|---|
| | М-ние Чекмарь | М-ние Гусляковское | |
| I | 2 | 3 | 4 |
| Суммарное содержание пирит-I+II | 5,0 | 5,0 | Через содержания серы пиритной по данным хим. анализов групповых проб |
| Привнос пирита-II во 2-й этап рудообразования | от 2,0 до 5,0 средн.3,5 % | I,0 | Через содержания серы пиритной по данным хим. анализов групповых проб в кварцитах-конечных продуктах гидротермального метасоматоза |
| Содержание пирита-I после проявления 2-го этапа рудообразования | I,5 | 4,0 | разница между суммарным содержанием пирит-I+II и содержанием привнесенного пирита-II |
| Перекристаллизация пирита-I | 0,5-I,0 абс.% (50-60% относительно площади зерен пирита-I) | 3,5-4,0 абс.% (до I00% относительно площади зерен пирита-I | Визуально в шлифах путем определения площади перекристаллизации зерен пирита-I |
| Содержание пирита-I до проявления 2-го этапа рудообразования | 2-2,5 | 7.5-8,0 | Сумма реликтового и перекристаллизованного пирита-I |

ми, располагаясь друг над другом соответственно общему плану зональности оруденения. На рис.4 изображены продольные вертикальные проекции рудных тел месторождения Чекмарь с отражением на

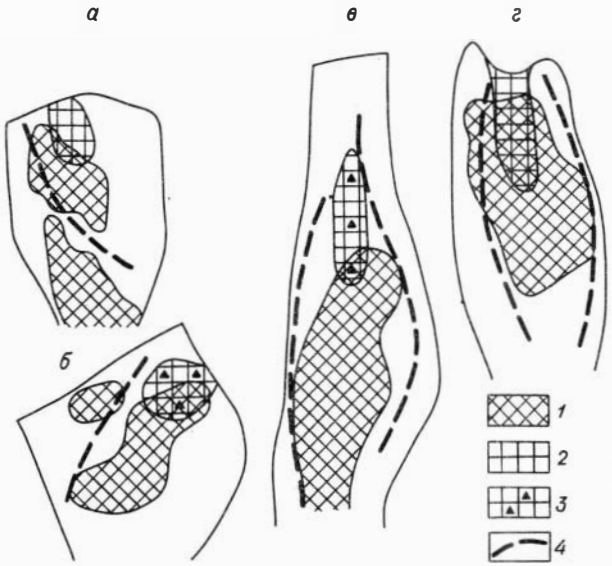



Рис.4. Схемы пространственного размещения пиритных рудных столбов и центров тяжести линейных запасов полиметаллов в рудных телах месторождения Чекмарь

I – пиритные рудные столбы; 2-3 – центры тяжести запасов свинца, цинка (2), меди, свинца, цинка (3); 4 – оси максимальных значений отношения цинк/свинец

них пространственного размещения пиритных рудных столбов, центров тяжести линейных запасов меди, свинца, цинка и осей максимальных значений отношения цинк/свинец. В расположении указанных параметров относительно друг друга выявляются две основные тенденции. Одна из них – смещение центров тяжести линейных запасов свинца и цинка вверх по отношению к максимальным концентрациям пирита. Разрыв между ними колеблется от 100-150 м (р.т.7,5,25) до 250 м (р.т. 20). Центры тяжести линейных запасов меди занимают двоякое положение по отношению к пиритным рудным столбам. В первом случае они, наряду со свинцом и цинком, расположены над ними, во втором – располагаются на их флангах примерно на одних и тех же отметках.

Вторая тенденция заключается в перекристаллизации пирита вблизи рудоподводящих зон, фиксируемых зонами максимальных значений соотношений цинк/свинец. При этом возможны две модели процесса перекристаллизации. Первая из них возникает в случае секущего положения свинцово-цинковых зон минерализации относительно склонения пиритных рудных столбов (рис.4а,б).

Во втором случае оси максимальных значений отношений цинк/

свинец ориентированы согласно со склонением пиритных рудных столбов, обрамляя их с флангов (рис.4 в,г).

## Выводы

I. Формирование колчеданно-полиметаллического оруденения на Гусляковском рудном поле происходило в два этапа: ранний осадочный, колчеданный и более поздний - гидротермально-метасоматический колчеданно-полиметаллического состава. Сингенетичные колчеданные залежи приурочены главным образом к прослоям туфогенно-осадочных пород.

2. Неоднородность в распределении пирита-I является одной из основных причин, приводящих к образованию на Гусляковском рудном поле двух различных типов объектов, отличающихся развитием последующих процессов рудоотложения. Первый тип (месторождение Чекмарь, рудопроявления Минковское, Павловское и др.) характеризуется незначительным (2-2,5 %) содержанием раннего пирита-I в рудовмещающей толще. Вследствие этого он не оказывает существенного влияния на динамику рудообразования в последующий - гидротермально-метасоматический этап. Рудообразование на объектах данного типа идет главным образом в процессе непосредственного гидротермально-метасоматического и жильного отложения рудных минеральных ассоциаций из металлоносных растворов с незначительным заимствованием серы и железа из пирита-I и, как следствие, несущественными масштабами избирательной концентрации полиметаллов в туфогенно-осадочных породах. В результате происходит рассеяние рудных концентраций в большом объеме пород и формирование довольно мощных рудных залежей с низкими концентрациями в них металлов. Ведущая роль здесь принадлежит структурно-тектоническим факторам рудолокализации (зоны дробления и повышенной проницаемости, апикальные части складок), в то время как литологические факторы играют подчиненную (локальную) роль. Второй тип, (Гусляковское месторождение), характеризуется относительно высокими (свыше 8 %) содержаниями в рудовмещающих породах пирита-I. Этим обусловлено преобладание процессов рудоотложения с заимствованием серы и железа из пирита-I, игравшего роль геохимического барьера на пути движения малосернистых и маложелезистых рудо-

носных растворов, обогащенных полиметаллами. В результате на объектах второго типа характерны высокие концентрации полиметаллов (часто до богатых сплошных колчеданно-полиметаллических руд) в пределах компактных рудных залежей. В связи с избирательной приуроченностью повышенных концентраций полиметаллов к туфогенно-осадочным породам на первый план здесь выходят литологические факторы локализации оруденения, в то время как структурно-тектонические факторы играют, хотя и важную, но подчиненную роль.

3. Размещение центров тяжести линейных запасов свинца, цинка над пиритными рудными столбами является своеобразным „геологическим уровнем", который может служить для восстановления первоначального залегания рудных залежей.

## Литература


I. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Под ред. Г.Ф.Яковлева. М.: Изд-во МГУ, 1978. 278 с.

2. Еремин Н.И., Золотарев В.Г., Сорокивский М.Г. Эндогенная зональность сфалеритовой и теннантит-тетраэдритовой минерализации в рудных телах Гусляковского месторождения на Рудном Алтае. Геол. рудн. м-ний, 1975, № I, с.58-63.

3. Лапухов А.С. О влиянии внутреннего развития рудообразующих динамических систем на распределение рудных столбов в полиметаллических месторождениях Салаирского кряжа. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с.243-251.

4. Лухтанова М.Г. Типы руд и зональность Гусляковского месторождения на Алтае. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 4, с.42-49.

5. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.

6. Покровская И.В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая). Алма-Ата: Наука, 1982. 129 с.

7. Прокопенко А.И., Олейник Ю.Ф., Трубников Л.М. и др. Геологоструктурные особенности и характер распределения полиметаллического оруденения на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай). -

В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: Изд-ние КазИМС, 1980, с.58-67.

Ю.Я.Михайлов, Г.А.Третьяков

# УРАН, ТОРИЙ И КАЛИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТАРЫНАХСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Тарынахское месторождение железистых кварцитов, входящее в состав Чаро-Токкинского железорудного района, в настоящее время разведывается высокими темпами. Для него составлены детальные геологические карты, выяснена структурная позиция продуктивных пластов, детально изучена минералогия руд и вмещающих пород, намечены основные этапы метаморфизма [2-4, 6,7 и др.]. Однако вопросы геохимии и подвижности элементов в метаморфических процессах на месторождении практически еще никем не рассматривались.

Метаморфические породы на Тарынахском месторождении хорошо дифференцируются по результатам гамма-каротажа. Поскольку он проводится во всех скважинах во всем интервале глубин, следует выяснить возможности метода и целесообразность привлечения гамма-спектрометрии для диагностики и картирования пород, а также для выяснения условий их формирования.

На первом этапе, где непосредственное участие принимали А.С.Лапухов и И.А.Калугин, исследовались групповые и штуфные пробы пород, отобранные по керну скважин № 4,7,15,503 и др. По содержанию U, Th и K для групповых и штуфных проб были выявлены значимые различия средних и дисперсий (табл.1), которые связаны, очевидно, с резкими неоднородностями разреза. Поэтому по результатам группового опробования на Тарынахском месторождении можно выявлять только наиболее общие закономерности распределения элементов в пространстве, с определенной осторожностью трансформируя их на вопросы генезиса. В дальнейшем мы основываемся на результатах определения U, Th, K по штуфам.

Изучались калиевые граниты и мигматиты (I)*, плагиогнейсы (2), метапелиты (3), кристаллические сланцы эпидот-биотитовые (4), амфиболиты (5), кварц-куммингтонит-магнетитовые железистые кварциты (6), кварц-хлорит-тальк-магнетитовые диафторированные железистые кварциты (7) и милониты (8).

Среднезернистые калиевые граниты и мигматиты представлены лейкократовыми разностями и сложены кварцем (30-35 %), олигоклазом (20-30%), микроклином (до 30%). Плагиогнейсы имеют лепидогранобластовую структуру и состоят из олигоклаз-андезина (20-40 %), кварца (20-40 %), коричневого биотита (10-30 %), в небольших

* Цифра в скобках соответствует обозначению пород в таблицах 2-4.

Таблица I

Сравнение средних содержаний и дисперсий урана, тория и калия по групповым и штуфным пробам

| Породы и руды | Кварц-куммингтонит-магнетитовые руды ($n_1$=21, $n_2$=48) | | | Гранит-мигматиты ($n_1$=11, $n_2$=5) | | | Кварц-хлорит-магнетитовые и кварц-тальк-магнетитовые руды ($n_1$=10, $n_2$=13) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | U (усл.ед.) | Th (усл.ед.) | K% | U (усл.ед.) | Th (усл.ед.) | K% | U (усл.ед.) | Th (усл.ед.) | K% |
| $X_I$ | 6,3 | I4,7 | 0,37 | I5,4 | 42,6 | 2,49 | 23,8 | 20,8 | 0,20 |
| $D_1$ | 55 | 225 | 0,I8 | 90 | 548 | 5,7I | 96 | 202 | 0,023 |
| $X_2$ | 24,0 | I3,6 | 0,04 | 43,4 | 5I,9 | 3,55 | 87,8 | 2I,I | 0,32 |
| $D_2$ | 384 | 226 | 0,006 | 2827 | I03I | 3,35 | I2828 | 272 | 0,I4I |

Примечание. $n_1, n_2$ – количество групповых (I) и штуфных (2) проб, $\bar{X}_1, \bar{X}_2$ – средние содержания; $D_1, D_2$ – дисперсии; подчеркнуты содержания и дисперсии, имеющие значимые различия при $r_{05}$. Значения критериев Стьюдента и Фишера взяты из 8 .

количествах отмечается магнетит, ильменит, сфен, апатит, изредка появляется роговая обманка (до 10 %). К метапелитам отнесена группа кристаллических сланцев, в состав которых постоянно входит кварц (20–50 %) и в переменных соотношениях – силлиманит, мусковит, альмандин, ставролит, коричневый биотит. Эпидот-биотитовые сланцы нередко катаклазированные, сложены андезином (20–40 %), биотитом (10–30 %), эпидотом (5–20 %), хлоритом (0–15 %), актинолитовой роговой обманкой (0–25 %), ортитом (0–5 %). Амфиболиты – это биминеральные породы, состоящие из роговой обманки и андезина, изредка с примесью кварца и биотита. Рудные горизонты в изученном разрезе представлены кварц-куммингтонит-магнетитовыми железистыми кварцитами, причем в отдельных участках содержание куммингтонита понижено или он отсутствует полностью. Все вышеперечисленные породы за исключением милонитов и катаклазированных сланцев возникли на этапе прогрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации [4,9].

На стадии зеленосланцевого диафтореза биотитовой фации за счет кварц-куммингтонит-магнетитовых руд образовались кварц-хлорит (тальк)-магнетитовые руды. В участках разломов возникли хлорит-биотит-кварцевые милониты и катаклазиты, развитые преимущественно по гранитам и кристаллическим сланцам.

Гамма-спектрометрические исследования выполнены в лаборатории ядерно-геохимических методов ИГиГ СО АН СССР. Содержания урана, тория и калия пересчитывались затем в единицы естественной радиоактивности по эмпирической формуле $\gamma = 2{,}1\,(U + 0{,}5Th + 1{,}65K)$ по методике В.А.Боброва и А.М.Гофмана [1]. Поскольку такие породы, как плагиогнейсы, милониты и амфиболиты охарактеризованы небольшим количеством измерений, сведения о них рассматриваются как предварительные.

По содержанию U, Th, K и $\gamma$ (табл.2,3) обособились две противоположные группы пород. Минимальные концентрации этих элементов наблюдаются в амфиболитах и куммингтонитовых железистых кварцитах. Максимумы урана установлены в эпидот-биотитовых сланцах, милонитах и диафторированных железистых кварцитах, тория – в плагиогнейсах и эпидот-биотитовых сланцах, калия – в гранитах, плагиогнейсах и эпидот-биотитовых сланцах.

Таким образом, наименьшими количествами U, Th и K характеризуются наиболее простые по минеральным парагенезисам породы,

Таблица 2

Содержания урана, тория и калия, и естественная гамма-активность в породах и рудах Тарынахского месторождения

| Породы, руды | | U (усл.ед.) | | Th (усл.ед.) | | K (%) | | γ (усл.ед.) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $\bar{X}$ | D | $\bar{X}$ | D | $\bar{X}$ | D | $\bar{X}$ | D |
| I | II | 43,4 | 2827 | 5I,9 | I03I | 3,55 | 3,35 | 270,6 | I30I3 |
| 2 | 5 | 38,4 | 23I | I00,4 | 2382 | 2,I7 | I,86 | 26I,3 | 6263 |
| 3 | 9 | 30,3 | I25 | 62,4 | 470 | I,45 | I,3I | I79,4 | 4836 |
| 4 | I9 | 46,4 | 4I4 | I3I,5 | 47I7 | 2,27 | I,I5 | 3I2,4 | II390 |
| 5 | 5 | II,2 | I07 | I9,6 | 72 | 0,94 | 0,88 | 76,5 | I73 |
| 6 | 2I | 24,0 | 384 | I3,6 | 226 | 0,042 | 0,006 | 66,I | I622 |
| 7 | I0 | 87,8 | I2828 | 2I,I | 272 | 0,322 | 0,I4I | 2I7,7 | 62645 |
| 8 | 5 | 60,8 | I25 | 42 | 2894 | I,49 | I,23 | 223,4 | 7I73 |

Примечание. n – количество образцов, $\bar{X}$ – среднеарифметическое значение параметра, D – дисперсия.

метаморфизованные на прогрессивной стадии эпидот-амфиболитовой фации, в которых не обнаруживается акцессорных минералов. Максимальные их содержания характерны для пород, претерпевших диафторез в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Появление диафторированных железистых кварцитов в группе с амфиболитами и кварц-куммингтонит-магнетитовыми рудами свидетельствует об инертности Th в процессе диафтореза; повышение его содержаний в плагиогнейсах и эпидот-биотит-кварцевых сланцах связано с наличием таких акцессорных минералов, как сфен и циркон в первых и метамиктный ортит – в последних. Инертность Th в метаморфических процессах позволяет предположить, что природа его изменчивости должна быть связана с первичными "дометаморфическими" условиями формирования пород.

Уран на Тарынахском месторождении оказывается подвижным при низкотемпературных преобразованиях пород, где его количества возрастают в два раза и более по отношению к недиафторированным разностям.

Концентрации калия в породе определяются наличием таких минералов, как микроклин, биотит и мусковит, которые являются породообразующими в гранитах и мигматитах, плагиогнейсах и эпидот-биотитовых кристаллических сланцах и несопоставимо меньше рас-

Таблица 3

Статистическое сравнение по критерию Стьюдента содержаний U, Th, K и $\gamma$ в породах и рудах Тарынахского месторождения

Уран

| Порода | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 0,68 | 0,42 | I,88 | I,78 | 0,79 | I,26 | I,28 |
| 2 | | 0,93 | 0,86 | 2,56 | I,85 | 0,49 | 0,62 |
| 3 | | | 2,45 | I,69 | I,70 | I,I9 | 2,I2 |
| 4 | | | | 2,74 | 4,39 | 0,29 | 0,79 |
| 5 | | | | | 2,39 | I,94 | 2,75 |
| 6 | | | | | | 2,7I | 2,77 |
| 7 | | | | | | | 0,I8 |

Торий

| Порода | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 2,39 | 0,84 | 3,60 | 2,I8 | 4,63 | 2,72 | 0,48 |
| 2 | | 2,04 | 0,94 | 5,43 | 7,2I | 4,77 | 3,24 |
| 3 | | | 2,92 | 4,I8 | 7,I3 | 4,7I | I,03 |
| 4 | | | | 3,58 | 7,68 | 4,97 | 2,60 |
| 5 | | | | | 0,86 | 0,I9 | I,44 |
| 6 | | | | | | I,26 | 2,2I |
| 7 | | | | | | | I,I6 |

Калий

| Порода | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | I,49 | 2,99 | 2,42 | 2,98 | 8,9 | 5,46 | 2,3 |
| 2 | | I,06 | 0,I8 | I,44 | 7,63 | 4,I3 | 0,77 |
| 3 | | | I,86 | 0,85 | 5,72 | 2,94 | 0,07 |
| 4 | | | | 2,53 | 9,49 | 5,52 | I,44 |
| 5 | | | | | 4,60 | I,84 | 0,69 |
| 6 | | | | | | 3,32 | 6,33 |
| 7 | | | | | | | 3,09 |

Гамма-активность

| Порода | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 0,05 | 2,36 | I,I5 | 7,I3 | 6,75 | I,94 | 0,98 |
| 2 | | I,82 | 0,95 | 3,05 | 4,76 | I,33 | 0,40 |
| 3 | | | 3,74 | 3,52 | 4,36 | 0,46 | 0,85 |
| 4 | | | | 8,48 | 9,58 | 3,I0 | I,92 |
| 5 | | | | | I,05 | I,42 | 2,09 |
| 6 | | | | | | 3,I6 | 4,03 |
| 7 | | | | | | | 0,84 |

Примечание. Подчеркнуты различающиеся значения при $r_{05}$.

пространены в железных рудах. Содержания калия контролируются как первичными, так и более поздними процессами. Как установлено ранее [4,5,9], калий весьма подвижен при гранитизации, широко развитой на месторождении, и фиксируется в мигматитах и кварц-роговообманково-магнетитовых рудах, возникающих за счет кварц-куммингтонит-магнетитовых руд.

Коэффициенты парной корреляции (КПК) и корреляционные отношения (КО) указывают на своеобразие связей U, Th и K между собой в различных породах. Так, в калиевых гранитах существует положительная корреляция между U и Th (КПК = 0,75, КО = 0,82) и отрицательная их обоих с калием. Это свидетельствует о том, что возможными носителями их являются кварц, плагиоклаз и, отчасти, биотит. Для метапелитов характерно наличие сильных (КО = 0,85) связей между всеми тремя элементами, что позволяет предположить в качестве их концентратора только биотит, мусковит и акцессории. И действительно, в шлифах иногда обнаруживаются ранее указанные акцессорные минералы с плеохроичными двориками в биотите. В эпидот-биотитовых кристаллических сланцах уран и калий связаны отрицательно, торий и калий не коррелируют между собой (КО = 0,33, при $r_{05}$ незначимое), торий и уран имеют прямую сильную связь (КО = 0,85). По нашему мнению, такие соотношения не позволяют предположить в качестве носителя U и Th калийсодержащие минералы и, вероятнее всего, здесь они концентрируются в акцессориях. Корреляция U, Th и K в метаморфических рудах отсутствует. Для диафторированных руд, наоборот, характерны устойчивые, сильные иногда прямолинейные связи U, Th и K, что косвенно указывает на вхождение урана и тория в биотит и серицит.

При исследовании природы гамма-излучения установлено, что только для железных руд оно почти целиком обусловлено ураном, во всех остальных случаях зависимость более сложная (табл.4). Сопоставление пород по параметру $\gamma$ с использованием критерия Стьюдента показало возможность их дифференциации. Так, кварц-куммингтонит-магнетитовые руды не отличаются только от плагиогнейсов. Однако, учитывая, что железистые кварциты прекрасно выделяются по данным каротажа магнитной восприимчивости, возникает возможность их подразделения геофизическими методами. В безрудных частях разреза могут быть выделены: I) амфиболиты, 2) метапелиты, 3) граниты, гнейсы и кристаллические сланцы биотит-эпи-

Таблица 4

Парциальное гамма-излучение пород и руд Тарынахского месторождения

| Породы и руды | $\gamma$ (усл.ед.) | U'(%) | Th'(%) | K'(%) |
|---|---|---|---|---|
| I | 270,6 | 32,2 | 39,7 | 27,I |
| 2 | 26I,3 | 23,3 | 62,5 | I3,5 |
| 3 | I79,4 | 28,3 | 58,2 | I3,5 |
| 4 | 3I2,4 | 23,I | 65,6 | II,3 |
| 5 | 76,5 | 63,2 | 35,7 | I,I |
| 6 | 66,I | 78,3 | I8,8 | 2,9 |
| 7 | 2I7,7 | 27,9 | 48,7 | 23,3 |
| 8 | 223,4 | 5I,6 | 35,7 | I2,6 |

Примечание. U' = 2,1 U/$\gamma$ , Th' = 1,05 Th/$\gamma$ , K' = 3,465 K/$\gamma$ .

дотового состава. Применение гамма-спектрометрии позволяет отличить по содержанию тория граниты от гнейсов и биотит-эпидотовых кристаллических сланцев.

Таким образом, по результатам лабораторных гамма-спектрометрических исследований керна пород и руд Тарынахского месторождения установлено, что содержание урана, тория и калия дифференцировано в разрезе и определяется как условиями концентрации первичного вещества, так и различными стадиями метаморфического процесса.

При привлечении результатов гамма-каротажа скважин появляется возможность фиксации зон диафтореза и гранитизации в железистых кварцитах, выделении и прослеживании в безрудной толще метапелитов, амфиболитов и группы пород, состоящей из гранитов и плагиогнейсов, с одной стороны, и биотит-эпидотовых кристаллических сланцев, с другой.

Для выяснения геохимии урана, тория и калия в метаморфических процессах на Тарынахском месторождении привлечение результатов обработки групповых проб нецелесообразно.

## Литература

I. Бобров В.А., Гофман А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, I97I. 67 с.

2. Глаголев А.А. Петрографическая характеристика железистых кварцитов и других метаморфических пород Чаро-Токкинского

железорудного района (западная часть Алданского щита). - В кн.: Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979, с.39-73.

3. Глаголев А.А., Киселев Г.Н., Кравченко В.М., Бороничхин В.А. Минеральные типы и метаморфизм железистых кварцитов Чаро-Токкинского района в западной части Алданского щита. - Геология рудн. м-ний, 1977, № 2, с.51-62.

4. Калугин И.А., Лапухов А.С., Третьяков Г.А. Метаморфизм руд, структура и глубинный прогноз Тарынахского месторождения железистых кварцитов. - В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с.14-29.

5. Калугин И.А., Лапухов А.С., Третьяков Г.А., Джуринский А.Ф. Элементы внутреннего строения рудных зон и контактовое взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тарынахском месторождении (Южная Якутия). - В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск: Наука, 1979, с.37-59.

6. Кассандров Э.Г., Горелов Г.Ф., Мариич В.А., Соколова Н.И. Геология и состав железистых кварцитов Чаро-Токкинского района Якутии. - В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с.46-62.

7. Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Терехова Р.В., Крылов В.В. О структуре железорудных месторождений Ималыкской группы. - Геология рудн. м-ний, 1980, № 2, с.3-17.

8. Лакин Г.Ф. Биометрия. М.: Высшая школа, 1973. 343 с.

9. Третьяков Г.А. Геолого-структурные и физико-химические условия формирования железных руд Тарынахского месторождения (Якутия). Автореф. канд. дис . Новосибирск, 1981. 22 с.

С.С.Лапин, Г.П.Старков

# КАЛЬЦИТОВЫЕ ЖИЛЫ С МИКРОЗОНАЛЬНЫМИ МАГНЕЗИАЛЬНЫМИ СКАРНАМИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ШЕРЕГЕШ

Шерегешевское месторождение, входящее в состав Кондомского железорудного района Горной Шории, располагается в мощной грабен-синклинальной зоне, являющейся составной частью глубинного Алтае-Кузнецкого разлома. Кроме Шерегешевского месторождения в районе находятся Шалымское и Таштагольское месторождения.

Шерегешевское месторождение в районе является самым северным. Оно приурочено к северному крылу широтной синклинальной складки, сложенной кембрийской эффузивно-осадочной толщей. С юга и юго-востока месторождение контактирует с сиенитовой интрузией, а с северо-востока с гранитами Сарлыкского плутона, которые срезают и уничтожают незначительную часть восточного фланга месторождения. Западный фланг месторождения перекрыт более молодыми отложениями ордовика.

Сиениты на восточной части месторождения выходят на поверхность и непосредственно контактируют со скарново-рудной зоной. Их кровля в западном направлении постепенно погружается и в районе ордовика глубина залегания ее достигает около 500 м. В этом же направлении погружается скарново-рудная зона.

Шерегешевское месторождение по своему минеральному составу отличается от двух других месторождений группы. Оно характеризуется наличием двух скарновых формаций - магнезиальноскарновой и известковоскарновой . Известковые скарны здесь были установлены с момента открытия месторождения (1931 г.), а магнезиальные - впервые были установлены значительно позже [9]. Более детально они описаны в работах [8 и 9].

Долгие годы месторождение считалось контактово-метасоматическим. С этих позиций на нем проведена промышленная разведка, ведется эксплуатационная разведка и добыча руды. Однако за последнее десятилетие, в связи с общей тенденцией пересмотра генетической принадлежности эндогенного оруденения, появились новые взгляды и на генезис Шерегешевского месторождения [2,6]. Указанные авторы относят его к первично эффузивно-осадочному типу, впоследствии переработанному и переотложенному в связи с внедрением сиенитовой интрузии. В работе [3] подробно рассмотрены во-

просы дискуссии и приведены доказательства в пользу эндогенной природы железооруденения.

В настоящей статье рассматриваются необычные для данного региона микрозональные кальцитовые жилы, которые, на наш взгляд, представляют интерес, поскольку они ранее здесь не встречались.

Они обнаружены в последнее пятилетие, в результате дальнейшей отработки месторождения и структурно-геологического картирования горизонтальных и восстающих горных выработок. Рассматриваемые здесь кальцитовые жилы, отличаются от обычных поздних гидротермальных кальцитовых жил – морфологией, минеральным составом и положением их в пространстве. На месторождении они сосредоточены вблизи контакта сиенитового интрузива с доломитами, при этом преимущественно в той его области, где контакт интрузива полого склоняется под скарново-рудную зону. Внутри известковых скарнов всего месторождения, внутри магнезиальных скарнов и в магнетитовых рудах на некотором удалении от интрузива эти жилы не встречаются.

Морфологически от обычных гидротермальных кальцитовых жил чаще прямолинейных и хорошо выдержанных как по простиранию, так и по падению, микрозональные кальцитовые жилы сильно отличаются: ветвятся, иногда концы их закручиваются в спираль и взаимно пересекаются друг с другом. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 2,5 м. Длина не превышает 20 м. Серия этих жил залегает только в массивных магнетитовых рудах и магнезиальных скарнах вблизи сиенитов. В самой сиенитовой интрузии их нет. Более того, там, где сиенитовый интрузив контактирует с магнетитовой рудой или магнезиальными скарнами, насыщенными этими жилами, последние в интрузив не проникают и тупо оканчиваются на его контакте.

По минеральному составу это не чисто кальцитовые жилы. Параллельно их контактам развиты микрозональные магнезиальные скарны, идентичные по составу массивным магнезиальным скарнам.

Микрозональность в них проявляется в следующем виде. От периферии к центру жил: зонка шпинель-фассаитовая, зонка диопсидовая, зонка форстерит-кальцитовая с доломитом и магнетитом.

Центральная часть жил сложена кальцитом, иногда здесь встречается сфалерит или флогопит. Основным минералом, слагающим жильные образования, является кальцит (80 %), менее распростра-

нен диопсид и форстерит. Шпинель, фассаит и доломит встречаются редко, но постоянно.

По типоморфным минералам массивные и жильные магнезиальные скарны сходны, но имеется и различие. В жильных скарнах меньше глиноземистых минералов, таких как шпинель и фассаит, однако их железистость выше. В них шире представлены магнезиально-кальцитовые минералы, такие как диопсид, форстерит, доломит, кальцит.

Микрозональные кальцитовые жилы с периферии часто окаймляются крупнокристаллическим блестящим магнетитом. Примечательно, что в этом же ореоле распространения реликтовых кальцитовых жил, в области контакта сиенитового интрузива, основная масса руд представлена таким же блестящим крупнокристаллическим магнетитом. Далее от контакта сиенитов этот магнетит постепенно сменяется на матовый тонкозернистый, который составляет основные запасы руд. Крупнокристаллический магнетит содержит большое количество включений шпинели, что указывает на более высокие температуры его образования. В мелкозернистом матовом магнетите подобных включений значительно меньше или они полностью отсутствуют.

Кальцитовые жилы с микрозональными магнезиальными скарнами интересны временем их формирования, поскольку они сосредоточены внутри массивных магнезиальных скарнов и магнетитовых руд. Попытаемся рассмотреть, какой интрузии они обязаны своим происхождением и на каком этапе скарново-рудного процесса были сформированы.

Предварительно укажем, что на месторождении Шерегеш твердо установлены две интрузии - сиенитовая и гранитоидная. Последняя имеет явно послерудный возраст. Ее многочисленные апофизы секут скарны и руды, которые вблизи контакта подвергаются слабому метаморфизму.

Возраст сиенитовой интрузии разными исследователями трактуется по-разному. Представители эффузивно-осадочного генезиса руд Шерегешевского месторождения [2,6] и др. рассматривают сиениты как послерудные, под воздействием которых якобы произошла переработка и переотложение первичных эффузивно-осадочных руд. Сторонники метасоматического генезиса руд [I,3,4,7 и др.] относят их к дорудным (предрудным), с которыми связывают появление скарнов и руд.

В.С.Приходько [5] на месторождении Перегеш выделил субвулканические тела габброидов, которые, по его данным, в виде небольших линз располагаются внутри скарново-рудной зоны. Он указал на генетическую связь магнезиальных скарнов, появившихся на магматической стадии габброидов вследствие воздействия их на линзы доломитов.

Относительно наличия на месторождении габброидов и образования в связи с ними магнезиальных скарнов имеются серьезные возражения, но здесь мы не останавливаемся на этом вопросе. Будем пока считать, что тела габброидов на месторождении имеются, и магнезиальные массивные скарны сформировались на их магматической стадии.

Исходя из наличия различных интрузивных образований, попытаемся разобрать возможные варианты формирования кальцитовых жил и появление в них микрозональных магнезиальных скарнов. Один из возможных вариантов можно представить в следующем виде. В эффузивно-осадочную толщу с имеющимися в ней горизонтами доломитов и известняков внедрились мелкие тела габброидов, на магматической стадии которых сначала сформировались массивные магнезиальные скарны и магнетитовые руды. На послемагматической стадии этой интрузии в результате преобразования магнезиальных скарнов при замещении в них пироксена амфиболом и слюдами происходило высвобождение карбонатов кальция и магния. Такие гистерогенные преобразования, как правило, идут с увеличением объема, вследствие чего породы растрескиваются и образовавшиеся трещины выполняются карбонатами. Так могли образоваться кальцитовые жилы. Затем, уже на магматической стадии более поздней интрузии сиенитов, карбонатные жилы явились средой, где произошло формирование микрозональных жильных магнезиальных скарнов.

В рассмотренном варианте формирование кальцитовых жил и микрозональных магнезиальных скарнов в них практически возможно, но малоубедительно. Во-первых, трудно представить, чтобы в результате разложения пироксенов могло появиться такое огромное количество кальцита, жилы которого достигают мощности 2,5 м, а местами образуют густую сеть. Во-вторых, имеется несоответствие, состоящее в том, что массивные магнезиальные скарны, за счет разложения диопсида которых должны образоваться кальцитовые жилы, по данным картирования распространены по всему месторождению,

как и тела габброидов [5], а кальцитовые жилы находятся лишь на восточном фланге, в области контактовой зоны сиенитовой интрузии.

По другому варианту формирование реликтовых кальцитовых жил с микрозональными магнезиальными скарнами логичнее рассматривать с сиенитовой интрузией.

По-видимому, еще на самой ранней стадии внедрения сиенитовой интрузии и ассимиляцией ею нижележащих частей известняков и доломитов возник избыток карбоната кальция. Вышележащие части доломитов над магматическим очагом испытали проседание, и в них образовывались непротяженные трещины различной сложной формы. Избыток карбоната кальция, возникающий при ассимиляции карбонатных пород заполнял открытые трещины, формируя таким образом обычные кальцитовые жилы. Сетчатая, изогнутая, спиралевидная форма трещин указывает на их образование, обусловленное не двухсторонним стрессом, а именно проседанием толщи пород. Кальцитовые жилы, образующиеся в трещинах тектонического происхождения, имеют совершенно иную морфологию. Они обычно ориентированы в одном или нескольких определенных направлениях, выдержанных по падению и простиранию. На магматической высокотемпературной стадии сиенитов на месте доломитов, как наиболее геохимически активных пород, началось формирование магнезиальных скарнов. Кальцитовые жилы, расположенные внутри доломитов как мало благоприятная среда для образования магнезиальных скарнов, замещались менее активно. Лишь в результате слабой диффузии соответствующих элементов происходило микрозональное отложение по периферии жил шпинели, диопсида и форстерита, не затрагивая их центральных частей. Вслед за магнезиальными скарнами сформировался крупнокристаллический блестящий магнетит. Он, как и кальцитовые жилы, распространен в восточной части месторождения в приконтактовой зоне сиенитов. Пространственное совпадение крупнокристаллического магнетита и микрозональных кальцитовых жил над пологой и неглубоко расположенной кровлей сиенитов на востоке месторождения вполне определенно указывает на их непосредственную генетическую связь со становлением этого интрузива.

На послемагматической стадии сиенитов сформировались апомагнезиальные известковые и известковые скарны, а по ним шло образование основной массы мелкозернистого более низкотемпературного матового магнетита.

Образование кальцитовых жил подобной сложной морфологии в кровле интрузивов можно видеть на примере Промежуточного рудного участка месторождения Темир-Тау. В горных выработках горизонта +380 м на значительном протяжении этого участка был вскрыт пологий контакт между располагающимися сверху доломитами и снизу – адамеллитами. Доломиты точно так же, как в Шерегеше, были насыщены кальцитовыми жилами, а в интрузиве они полностью отсутствовали. Морфология жил также довольно сложная, они ветвятся, секутся между собой и т.д.

Возможен еще третий вариант. Массивные магнезиальные скарны и мелкозернистый магнетит были сформированы в связи с габброидами, залегающими на глубине и еще не встреченными при современной глубине скважин, либо за счет сквозьмагматических растворов, идущих опять же из глубины. С внедрением сиенитовой интрузии уже в сформировавшуюся скарново-рудную зону появились в магнезиальных скарнах и магнетитовых рудах приконтактовые трещины, которые затем были выполнены кальцитовыми жилами. В результате переработки под воздействием сиенитовой интрузии ранее образованных руд и магнезиальных скарнов, сформировался крупнокристаллический магнетит, а в кальцитовых жилах – микрозонки магнезиальных скарнов.

Какой из указанных вариантов окажется более реальным или появится новый, покажет дальнейшее более детальное изучение. В настоящее время можно сказать, что наличие этих жил указывает на длительную и сложную историю развития эндогенного процесса рудообразования.

## Литература


I. Батов Н.А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Томск, 1935. 87 с. (Материалы по геол. Зап.Сиб. края, вып.18).

2. Дербиков И.В., Руткевич И.Н. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск, 1971. 91 с. (Тр/ СНИИГГиМС, вып.125.)

3. Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.

4. Поспелов Г.Л. Геологические особенности размещения и

строения железорудных месторождений Алтае-Саянской области. - В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т.I, кн.I. М.: Изд-во АН СССР, I958, с.I95-250.

5. Приходько В.С. Магматический и послемагматический этапы скарно- и рудообразования на Шерегешевском магнетитовом месторождении. Автореферат канд.дис. Новосибирск, I972. 23 с.

6. Селиверстова М.И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района. - Сов.геология, I97I, № 6, с.36-48.

7. Сумин Н.Г. О натровом метасоматозе в скарново-железорудных месторождениях. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, I953, с.I93-205.

8. Шабынин Л.И. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиально-скарновой рудной формации. - Геол. рудн. м-ний, I969, № 4, с.24-33.

9. Шарапов В.Н., Лапин С.С., Васильева А.И. Еще раз о контактовом метаморфизме Шерегешевского месторождения в Горной Шории. - Геол. и геофиз., I966, № II, с.52-60.

А.И.Васильева, Т.Н.Григорьева

## СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ, СОСТАВ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ПОДНЯТИЯ МАРКУС

При драгировании подводных гор поднятия Маркус (I9 рейс НИС "Пегас", станция I6) вместе с Fe-Si рудами [6,7] и гидротермально-измененными пузыристыми лавами были подняты железо-марганцевые образования различного морфогенетического типа: конкреции, корки, стяжения и др. В количественном отношении корки преобладают и составляют более 80 % от всей рудной массы.

Среди изученных конкреций в зависимости от формы, размера, характера поверхности и их внутреннего строения наметились три морфогенетические группы:

I. Мелкие (до I0x23x35 мм) овально-уплощенные, лепешковидные и реже неправильной формы конкреционные образования, ядра

которых представлены хорошо окатанной галькой малоизмененных пород различного состава. Мощность рудной оболочки таких образований колеблется от 0,5 до I,5 мм, при этом в овально-уплощенных формах она наиболее маломощная, хрупкая и имеет скорлуповато-чешуйчатое строение. В лепешковидных конкрециях, в ее приповерхностных частях, строение и толщина рудной корочки аналогична вышеописанной, в то время как в ее реберной части формируется своеобразный бугорчатый "поясок" с утолщенными краями и грубослоистой текстурой (верхний рудный слой отделяется от ядерной гальки рентгеноаморфным веществом кремового цвета).

Помимо конкреций, к этой группе рудных образований относится большое количество рудных корок. При этом важно отметить, что ядра единичных корковых форм имеют железо-кремниевый состав. Мощность рудных корочек колеблется от долей мм до I,5 мм. По характеру текстур они аналогичны рудным коркам конкреций.

П. Во вторую морфогенетическую группу объединены шаровидные, эллипсовидные и плитчатые конкреции, для большинства которых характерны небольшие ядра, представленные обломками интенсивно измененных пород или их реликтами. Границы между ядром и рудной оболочкой четкие, однако, встречаются среди них и такие конкреции, в которых образуется своеобразная переходная зона ядерного вещества, частично замещенного по трещинкам гидроокислами марганца и железа.

По характеру внутреннего строения в конкрециях группы - П выделяются сложные концентрически-слоистые, слоистые, оолитовые, глобулярные, петельчатые и текстуры переходного типа. При этом в одной и той же конкреции может присутствовать почти полный набор вышеперечисленных текстур, но, как правило, преобладают одна и две их разновидности.

Схема строения типичной конкреции этой группы приведена на рис.I. Как видно из рисунка, она содержит небольшое (4х7 мм) ядро со слабо сглаженными углами. К ядру прилегает зона мощностью I4 мм максимального оруденения концентрически-слоистого строения. Количество слоев в ней не превышает 6. Они монотонны во всех отношениях: их мощность колеблется от I,5 до 2 мм и по форме они повторяют друг друга. В отдельных незначительных по объему участках концентров в связи с привносом в них новых порций обломочного материала тонкополосчатая текстура, прерываясь, усложняется микросферолитовой и колломорфной.

Рис. I. Схема строения Fe-Mn конкреции

I – ядро; 2 – зона максимального рудного обогащения; 3 – зона грубослоистого строения; 4 – зона сферолитового строения

Зону максимального оруденения сменяет зона грубослоистого строения (мощность до 9 мм), обогащенная кластическим материалом. Заметим, что в каждом отдельном слое этой зоны максимальные количества и более крупные фрагменты кластики тяготеют к их внутренним границам. Венчает конкрецию краевая зона сферолитового строения мощностью 4 мм.

Ш. Наибольший интерес вызывает многочисленная группа конкреционных образований, корок и их переходных форм, поднятых в ассоциации с гальмилированными обломками базальтов [7]. Обычно это одноядерные образования, характеризующиеся относительно малой шириной рудных корок (I5-25 мм) и крупными ядрами (до 47 мм в поперечнике), представленными в различной степени измененными пузыристыми базальтами.

Входящие в эту группу караваеобразные, уплощенно-глыбовые и другие неправильной формы конкреции имеют асимметричное строение рудной оболочки, что выражается в различии ее мощности в верхних и нижних частях конкреций, а также в особенностях строения и характера ее поверхности. В верхней части конкреции рудная оболочка более мощная (до 25 мм), плотная и имеет четко слоистое строение. Слои существенно Mn либо Fe состава. По плоскостям наслоения они нередко обогащены органогенным материалом с незначительной примесью нерудного, что отражает прерывистость их роста. Поверхность сглаженно-бугорчатая.

В нижних частях конкреций рудная корочка более шероховата и из-за малой мощности отражает все неровности ядра. Здесь фиксируются микросферолитовые текстуры с переходом в отдельных участках в слоистые и более сложные формы.

В отраженном свете рудные корки состоят из тончайших концентров гидроокислов железа (рефлексы буровато-желтого и красно-

бурого цветов) и изотропного марганцовистого вещества колломорфного строения. Его цвет колеблется от темно-серого, почти черного, до стально-серого. Последняя разновидность имеет наиболее высокое отражение. Нередко эти минеральные компоненты взаимно прорастают друг друга, а плоскости напластования и границы между ними обогащаются глинистым материалом. Химический состав рудных корочек приведен в таблице. Нами исследовались порошковые препараты из отдельных концентров или их групп с целью выявления в них преобладающих фаз, а также максимально мономинеральные пробы, отобранные с оптическим контролем из участков, где преобладает изотропный минерал серого цвета.

Рентгенограммы были получены на приборе ДРОН-3. Режим съемки: I = 24ma, U - 40 kv, $CuK_{\alpha}$ V = $I/2^{0}$/мин, шкала - $2{,}5 \cdot 10^{3}$; ИК - спектры были получены на приборе Specord 75-IR, образцы готовились методом прессования таблеток с просушенным KBr.

Основным рудным минералом конкреционных образований, по данным рентгеновского анализа и ИК-спектроскопии, является плохо окристаллизованный водный минерал марганца- вернадит.

Правомерность выделения этого минерала в отдельный вид и однозначность его характеристик дискутируются до настоящего времени [8,10,11], что дает нам основание на более подробное

Химический анализ железо-марганцевых конкреций поднятия Маркус (станция 16)

| Номер образца | Содержание, вес. % | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | $Fe_{общ.}$ | FeO | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | п.п.п. | $K_2O$ | $Na_2O$ | Co | Ni |
| ТК-16/1 | 47,57 | I5,59 | 4,05 | I5,I8 | I,I8 | I4,00 | 0,29 | 3,47 | 0,23 | 8,35 | 2,43 | I,84 | 0,006 | 0,02 |
| ТК-16/4 | 46,98 | I5,06 | 3,5I | I6,2I | I,47 | I4,74 | 0,27 | 3,43 | 2,39 | 6,65 | 2,84 | 2,03 | 0,0I8 | 0,03 |
| ТК-16/2 | I7,27 | 2,54 | I,54 | 29,72 | Не опр. | Не опр. | 2I,33 | 3,74 | 2,45 | I3,00 | 0,85 | 2,50 | 0,44 | 0,22 |
| ТК-16/3 | I0,8I | I,02 | I,66 | 26,5I | Не опр. | Не опр. | 29,35 | 3,68 | 3,2I | I3,00 | 0,58 | 2,40 | 0,53 | 0,42 |

Примечание. В пробах ТК-16/2, ТК-16/3 п.п.п. приведены по данным термического анализа. Анализы выполнены в центральной лаборатории ПО "Запсибгеология".

освещение материалов, касающихся этой гидроокиси марганца.

Наиболее обстоятельная с использованием современных методов (электронной микроскопии, микродифракции и ИК-спектроскопии) характеристика вернадита дана в работах Ф.В.Чухрова и др. [2-5].

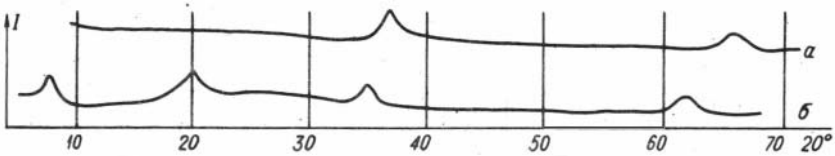



Рис.2. Дифрактограммы вернадита (а), монтмориллонита (б)

На полученной нами дифракционной картине имеется два рефлекса, типичных для вернадита (рис.2а) с межплоскостными расстояниями 2,4 Å и I,4 Å, при этом отмечается большой фон, что позволяет утверждать о наличии в анализируемых пробах рентгеноаморфной фазы.

Судя по данным химического анализа рудных корочек конкреций (см. таблицу), фоновую часть их дифрактограмм составляют рентгеноаморфные гидроокислы железа и глинистые минералы. Дифракционные линии 2,40-2,45 Å и I,40-I,45 Å для марганцевого минерала фиксировались и ранее, при этом имеются указания, что они типичны для вернадита [I].

Характер ИК-спектров исследованных вернадитов в общих чертах совпадает с приведенными в работах Ф.В.Чухрова и др. [2,5, I0], однако, форма полос поглощения и положение их максимумов несколько отличны. На ИК-спектрах в области 400-4000 $см^{-I}$ имеются четыре широкие полосы поглощения сложной асимметричной формы с нечетко выраженными максимумами: 470-520 $см^{-I}$; 950-I030 $см^{-I}$, I400-I630 $см^{-I}$ и полосой поглощения с максимумом 3400 $см^{-I}$, характеризующихся медленным спадом ее интенсивности в область уменьшающихся длин волн (рис.3). Полоса поглощения, занимающая область 470-520 $см^{-I}$, является характерной для исследуемого минерала - вернадита, а ее довольно значительное уширение связано, вероятно, с присутствием в исследуемых пробах гидроокислов железа. Дополнительная полоса поглощения в области 950-I030 $см^{-I}$, может быть отнесена к гелю кремнезема. В облас

тях 1400–1630 $см^{-1}$ и 3400 $см^{-1}$ полосы поглощения, по-видимому, могут быть объяснены присутствием в пробах различным образом свя-

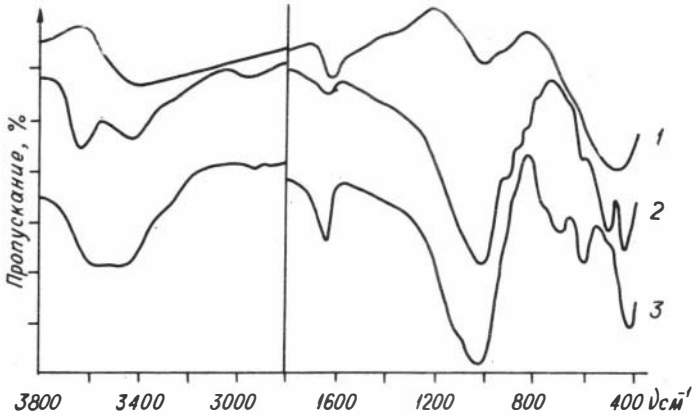



Рис.3. ИК-спектры поглощения вернадита (I), монтмориллонита (2), филлипсита (3)

занной воды и ОН группировок. Смещение и уширение полосы поглощения в области 470–520 $см^{-1}$ можно объяснить возможным частичным изоморфным замещением $Mn \rightarrow Fe^{+3}$ в $MnO_6$ октаэдрах. Если это замещение имеет место, то наличие различных типов связи ( Mn–OH. Fe–OH, Mn–$H_2O$, Fe–$H_2O$ ) должно привести к сдвигу максимумов полос поглощения в областях 1400–1630 $см^{-1}$ и 3900–3400 $см^{-1}$. Кроме этого, вариации сдвига в области 400–500 $см^{-1}$ могут быть следствием окисления Mn в $MnO_6$ октаэдрах [10]. Небольшая примесь силикатного минерала в исследованных образцах также может оказать влияние на положение полос поглощения, но в данном случае оно не так велико.

Как упоминалось выше, однообразные ядра конкреционных образований последней группы представлены измененными базальтами с единичными включениями в них обломков более ранних конкреций. В зависимости от степени изменения, их цвет колеблется в зеленовато-серых тонах с преобладанием того или иного оттенка, а при увеличении в их составе гидроокислов Fe базальты буреют. При микроскопическом изучении обнаруживается, что структура базальта

практически полностью утрачена и угадывается лишь по неполным псевдоморфозам гидроокислов железа, замещающим титаномагнетит и темноцветные минералы, в то время как пузыристая текстура породы сохраняется при любой степени изменения базальтов. Средний диаметр пузырей колеблется в пределах I,5-2 мм, самые крупные - 8 мм. Их стенки выстилаются скорлуповатыми корочками светло-зеленого цвета с бугристой поверхностью. При этом, в одних случаях, они выполняются преимущественно глинистым веществом с образованием шарикоподобных агрегатов, цвет которых в различных ядрах, реже - частях ядер либо белый, либо бурый. В других случаях полости пузырей базальтов имеют более сложное строение: со стороны стенок по направлению к центру полостей растут хорошо окристаллизованные водяно-прозрачные кристаллы цеолитов ромбо-призматического габитуса, их сростки и друзы, а глинка с примесными фазами выполняет только промежутки между ними.

Химический состав ядер приведен в таблице. По данным рентгенографического анализа в валовой пробе ядра установлены монтмориллонит (диоктаэдрического типа), кварц, кальцит, слюда диоктаэдрического типа (политипной модификации I М), цеолиты, следы каолинита, следы K-Na полевых шпатов и железистый хлорит (триоктаэдрического типа). Преобладающим минералом этой группы является монтмориллонит,что подтверждается наличием его четких рефлексов на довольно размытой, имеющей большой фон рентгенограмме. Рентгенографический анализ и данные ИК-спектроскопии корочек полостей и шарикообразных агрегатов показали, что они также относятся к типичному монтмориллониту диоктаэдрического типа, причем монтмориллонит из белых шариков окристаллизован значительно лучше зеленого ($d_{002}^{\text{исх.}}$ = I2·4Å, $d_{060}^{\text{исх.}}$ = I,503Å, $d_{002}^{\text{нап.}}$ = I6,9Å , $dt_{002}$= 9,5Å (рис.2б). Бурые же выделения полостей представлены слюдой диоктаэдрического типа, политипной модификации 1М, железистым хлоритом и следами кварца. Рентгенографический анализ исследуемых образцов после дополнительной их обработки этиленгликолем и отжига при t = 500°С показал отсутствие смешанослойных образований.

Комплексное изучение цеолитов из полостей ядер конкреций и их скоплений в гальмирированных обломках показало их принадлежность к группе филлипсита. Однако, заметим, что некоторые его дифракционные характеристики (интенсивность рефлексов и межплос-

костные расстояния) отличаются от таковых в цеолитах описанных ранее [9,I2], что свидетельствует об особенностях их химического состава. Образование исследуемого филлипсита связано с непосредственным изменением базальтов.

Таким образом, подводя итоги исследования рудных осадков поднятия Маркус, можно констатировать следующее. Обстановка формирования конкреций различной морфологии менялась неоднократно, в связи с чем были образованы три поколения морфогенетических групп, отличающихся друг от друга размерами, мощностью рудной оболочки и ядра, составом ядер и степенью их изменения. Асимметричное строение конкреций отражает различия условий, в которых формировались рудные оболочки верхней и нижней поверхности. При этом более мощная слоистая верхняя корка, омываясь морской водой, имела тенденцию к свободному росту и формировалась при непосредственном осаждении рудного вещества из морской воды. Бугристый характер поверхности рудной корки свидетельствует о поступлении новых порций кластического материала и его последующего обрастания гидроокислами железа и марганца. Маломощная нижняя часть рудной оболочки с текстурой унаследования дает основание предполагать, что обломки пузыристого базальта плотно соприкасались с подстилающими их породами, поэтому нижняя часть рудной оболочки была угнетена в своем развитии [I]. Изменения соотношений рудного и нерудного вещества в различных зонах конкреций, количественные характеристики кластического материала в них и изменения структуры слоев в отдельных зонах говорят о локальных изменениях условий образования, о темпах осадконакопления, поставки и перераспределении рудных компонентов. Слоистое строение большинства рудных оболочек конкреций, наличие на плоскостях напластования осадочного материала и кластики внутри отдельных слоев, свидетельствуют о прерывистом характере роста конкреций.

Комплексное изучение вещественного состава с применением современных методов исследования позволили охарактеризовать фазовый состав конкреций. При этом установлен основной рудообразующий минерал марганца - вернадит.

## Литература


I. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 300 с.

2. Чухров Ф.В., Горшков Л.И., Рудницкая Е.С. и др. О вернадите. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978, № 6, с.5-19.

3. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Рудницкая Е.С., Сивцов А.В. К характеристике бернессита. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с.67-77.

4. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В. О новых минералах марганцевых микроконкреций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с.83-91.

5. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Ермилова Л.П., Березовская В.В. и др. Минеральные формы нахождения марганца и железа в осадках океана.- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с.5-22.

6. Шарапов В.Н., Васильева А.И., Шестель С.Т. и др. Некоторые особенности состава и структуры Fe-Mn и Fe-Si руд ряда морфоструктур Западных окраин Тихого океана. - В кн.: Минеральные преобразования океанической коры. (Тезисы докл.). Владивосток, 1982, с.76.

7. Шарапов В.Н., Шестель С.Т., Пархоменко В.С. и др. Изменения содержания микроэлементов и структуры базальтов поднятия Маркус при гальмиролизе - Там же, с.76.

8. Giovanoli R., Bürki P. Comparision of -ray evidence of Marine manganese nodules and nonmarine manganese ore deposits. - Chimia, 1975, № 6, p.266-267.

9. Galli E., Chittinni A.C.L. The crystal chemistry of phillipsites. - Amer. Min., 1972, v.57, № 7-8, p.1125-1146.

10. Potter P.M., Rossman G.R. The tetravalent manganese oxides: identification, hydration and structural relationspips by infrared spectroscopy. - Amer. Min., 1979, v.64, № 11-12, p.1199-1218.

11. Potter P.M., Rossman G.R. Mineralogy of manganese dentrites and coatings. - Amer. Min., 1979, v.64, № 11-12, p.1219-1229.

12. Vassiliou A.H., Blount A.M. Crystallograhic data for authigenic phillipsite from manganese nodules. - Min. Deposita, 1977, v.12, № 2, p.171-174.

М.С.Петченко

# МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МАСС В МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕМИР-ТАУ

Железорудное месторождение Темир-Тау открыто в 1897 году Обществом Восточно-Сибирских заводов. В 1913 г. разведочные работы на нем были возобновлены Акционерным Обществом Кузнецких каменноугольных копей и металлургических заводов (КОПИКУЗ). В итоге этих работ оконтурены рудные тела и произведен подсчет запасов железных руд. В 1932 году месторождение передано в эксплуатацию с запасами 15,7 млн.т. К этому времени здесь пробурено 15 скважин общим метражом 3201 м. Средняя глубина скважин не превышала 213 м. В процессе эксплуатации месторождения выяснилось, что рудные тела разведаны недостаточно, особенно более глубокие их горизонты. Поэтому начиная с 1937 года на нем в течение 35 лет с небольшими перерывами проводились разведочные работы.

За 47 лет эксплуатации месторождения добыто балансовых руд 32 млн. 338 тыс.т. На 01.01.1979 года на месторождении числится 29 тыс.т. балансовых запасов. Кроме того, за этот период списано в эксплуатационные потери как экономически нецелесообразные к отработке 765 тыс.т балансовых руд в этаже +80 м – поверхность и 787 тыс.т. в этаже +80 м – выклинивание. Списано в эксплуатационные потери в отработанных этажах 3072 тыс.т.

Месторождение Темир-Тау расположено внутри Тельбесского интрузивного массива, в западной его части, вблизи контакта с протерозойскими и кембрийскими отложениями, останцы которых встречаются на месторождении в виде различных размеров и форм участков мраморизованных известняков и доломитов [3]. Участки мраморов, известняков и доломитов располагаются в интрузивном массиве цепочкой в широтном направлении. К этим останцам приурочены многие крупные и мелкие железорудные месторождения Тельбесского района. В структурном отношении месторождение расположено в южном крыле Темирской антиклинали, в области ее флексурного подворота, несколько севернее Ташелгино-Темирского субширотного разлома [2].

На начальной стадии разведочных работ на месторождении было выявлено одно большое рудное тело, в плане имеющее вид

неправильного пятна с большими выступами на запад, север и восток. За этими выступами были закреплены названия самостоятельных рудных тел – Западное, Северное и Восточное. Граница между ними проводилась условно. С продолжением разведочных работ на более глубокие горизонты выяснилось, что уже на первых десятках метров единое большое рудное тело расчленяется на три самостоятельных тела (рис.I).

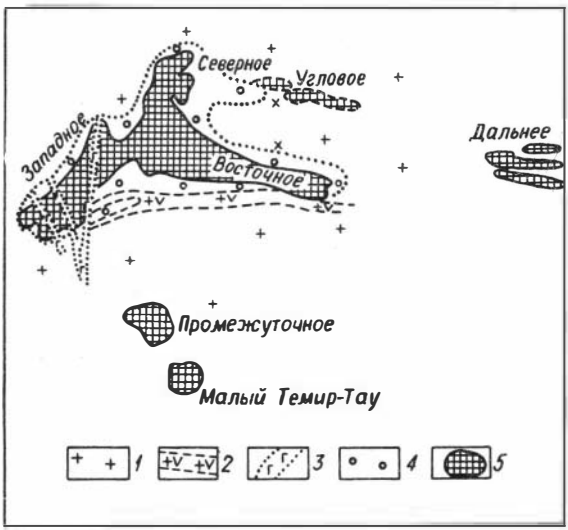



Рис.I. Схема расположения рудных тел месторождения Темир-Тау на поверхности
I – адамеллиты; 2-дайка адамеллит-порфира; 3 – дайки диабазового состава; 4 – скарны; 5-рудные тела

Несколько южнее указанной группы рудных тел было обнаружено небольшое рудное тело Малый Темир-Тау. В промежутке между последним и Западным рудным телом разведочными работами выявлено еще одно "слепое" рудное тело, получившее название „Промежуточное". К северу от Восточного и к востоку от Северного рудных тел горными работами были обнаружены небольшие рудные линзы апикальной части "слепого" Углового рудного тела. Поисковыми и разведочными работами установлено, что скарново-рудная зона прослеживается далее на восток. Впоследствии на глубине 200 м скважинами здесь обнаружено "слепое" рудное тело Дальнее. Таким образом, на месторождении насчитывалось семь рудных тел.

Рудные тела Малый Темир-Тау и Промежуточное небольшие по своим размерам и запасам. Промежуточное рудное тело в плане имело удлиненную в северо-восточном направлении форму и чрезвычайно изрезанный внешний контур. Оно вскрыто горными выработками горизонта +442 м. Здесь его мощность достигала 37 м, а ниже горизонта +420 м она резко сократилась. На горизонте +410 м оруденение полностью выклинивается.

Рудное тело Малый Темир-Тау вскрыто также на горизонте +442 м горными выработками и разведочными скважинами. Оно имеет в плане форму, близкую к окружности с диаметром около 40 м. С глубиной рудное тело постепенно вытягивается в меридиональном направлении и постоянно сокращается в мощности. На горизонте +410 м рудное тело имеет весьма неправильный изрезанный внешний контур. Полная выклинка его установлена на горизонте +380 м.

Рудные тела Западное, Северное, Восточное, Угловое и Дальнее составляли основную часть запасов месторождения. Причем первые четыре рудных тела расположены вблизи друг от друга, а Дальнее находится в 500 метрах к востоку от Восточного рудного тела. Как показали эксплуатационные работы, все рудные тела на месторождении отличаются друг от друга по своим морфологическим особенностям и химическому составу. Западное рудное тело имело более простую, близкую к столбообразной, форму с падением на юго-восток под углом 80-85°. Сложено оно наиболее богатыми магнетитовыми рудами со средним содержанием железа 51,4 % (рис.2). Западное рудное тело только с восточного контакта от Северного и Восточного рудных тел отделено дайкой диабазового состава мощностью около 10 м, а с остальных трех сторон располагается среди интрузивного массива. Его окаймляет скарновая оторочка мощностью от 0,5 до 10-15 м. Характерно, что мощность скарновой зоны Западного рудного тела самая минимальная на месторождении. Максимальная мощность рудного тела (75 м) находится на уровне горизонта +440 м. С глубиной мощность его постепенно сокращается и на горизонте +180 м оно выклинивается полностью. Размеры рудных площадей по горизонтам для пяти наиболее крупных рудных тел приведены в таблице.

Северное рудное тело находится к северо-востоку от Западного тела. Южная часть залежи соединяется с Восточным рудным телом. Если на Верхнем горизонте простирание Северного рудного те-

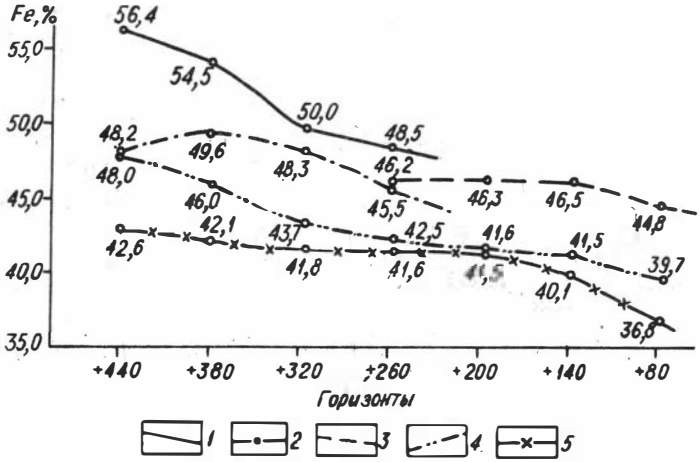



Рис. 2. График зависимости содержания железа общего от глубины залегания руд
Рудные тела: I - Западное; 2 - Северное; 3 - Дальнее; 4 - Угловое; 5 - Восточное

ла было северо-восточное, то с глубиной оно изменилось на широтное с падением на юг под углом 75–80°. Это рудное тело имеет более сложную форму, чем Западное рудное тело. Мощность его достигает 50 м. С глубиной оно расчленяется на серию ответвлений, а внутри содержит большое количество включений скарнов и карбонатных пород. Мощность скарновой зоны у Северного рудного тела составляет в среднем I5-20 м. На уровне горизонта +260 м рудные линзы этого тела сливаются с линзами Восточного тела, сокращаются в мощности и ниже горизонта +230 м выклиниваются (рис.3). Как и для Западного рудного тела, здесь с глубиной наблюдается снижение содержания железа. Так, если на горизонте +440 м оно составляло 48,2 %, то на горизонте +260 м - равно 45,5 % (рис.2).

Простирание скарново-рудной зоны Восточного рудного тела субширотное. Наибольшая длина рудного тела - 350 м, максимальная мощность - 30 м. Рудная зона падает на юг под углом 75–80°, выклинивание ее установлено на уровне горизонта+40 м. Проходкой горных выработок, бурением скважин эксплуатационной разведки установлено, что Восточное и Угловое рудные тела имеют не только

Размеры площадей рудных тел на разных горизонтах

| Горизонт | Площади рудных тел, $м^2$ | | |
|---|---|---|---|
| | на 01.01.1947г. | на 01.01.1956г. | на 01.01.1979г. |
| I | 2 | 3 | 4 |
| | | Западное рудное тело | |
| +400 м | 6986 | 6713 | 6713 |
| +380 м | 5376 | 4600 | 4600 |
| +320 м | 4171 | 4577 | 4577 |
| +260 м | 2297 | 1510 | 1950 |
| +200 м | 411 | 1200 | 700 |
| +140 м | – | – | – |
| | | Северное рудное тело | |
| +440 м | 7909 | 4463 | 4463 |
| +380 м | 3635 | 4582 | 4582 |
| +320 м | 1742 | 3230 | 4330 |
| +260 м | 426 | 900 | 2900 |
| +200 м | – | – | – |
| | | Восточное рудное тело | |
| +440 м | 10433 | 12498 | 12498 |
| +380 м | 5455 | 9498 | 9498 |
| +320 м | 3801 | 14363 | 13363 |
| +260 м | 276 | 12210 | 10100 |
| +200 м | – | 4450 | 9290 |
| +140 м | – | 3030 | 5600 |
| + 80 м | – | 820 | 3880 |
| | | Угловое рудное тело | |
| +440 м | 813 | 1240 | 1240 |
| +380 м | – | 3707 | 3707 |
| +320 м | – | 5797 | 5797 |
| +260 м | – | 2250 | 7240 |
| +200 м | – | 780 | 2590 |
| +140 м | – | 280 | 860 |
| + 80 м | – | – | 360 |
| | | Дальнее рудное тело | |
| +320 м | – | – | – |
| +260 м | – | – | 2920 |

Окончание табл.

| I | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| +200 м | - | - | 6310 |
| +140 м | - | - | 4750 |
| + 80 м | - | - | 5470 |

самую сложную конфигурацию рудных тел, но и ряд других особенностей. Например, Восточное тело имеет самую мощную скарновую зону, достигающую в отдельных местах 140 м. Меньше чем в других рудных телах здесь встречаются реликты известняков. По содержанию железа это самое бедное рудное тело на месторождении. Если на верхнем горизонте +440 м содержание железа составляло 42,6 %, то на горизонте +80 м оно равно 36,8 % (см. рис.2). Параллельно с уменьшением рудных площадей сокращается и площадь распространения скарнов.

Угловое рудное тело, как уже отмечалось, является "слепым". Оно приурочено к останцу доломитизированных известняков. Впервые рудное тело было вскрыто в период эксплуатации горными выработками на уровне +440 м. Как выяснилось, площадь рудного тела с глубиной увеличивается за счет появления серии мелких линз. Это послужило основанием для продолжения разведочных работ на глубину с целью оценки перспективности глубоких горизонтов. Результат разведки оказался положительным, в итоге получен значительный прирост запасов руд. Максимальная мощность рудного тела достигала 35–40 м на уровне горизонта +260 м, а в области выклинивания (горизонт +80 м) – 3–5 м.

По своим морфологическим особенностям Угловое рудное тело очень похоже на Восточное. Однако, мощность скарновой зоны здесь значительно меньше, чем у Восточного тела, и составляет в среднем 70–80 м. Содержание железа по Угловому рудному телу несколько выше по сравнению с Восточным рудным телом, но имеет крайне неравномерное распределение. Так, на верхних горизонтах (+440 м) оно составляет 48,0 %, в средней части (+260 м) – 42,5 %, а на уровне горизонта выклинивания (+80 м) – снижается до 39,7 % (см. рис.2).

Дальнее рудное тело, как и Угловое, является "слепым", и считалось, что это тело промышленного значения не имеет. Однако,

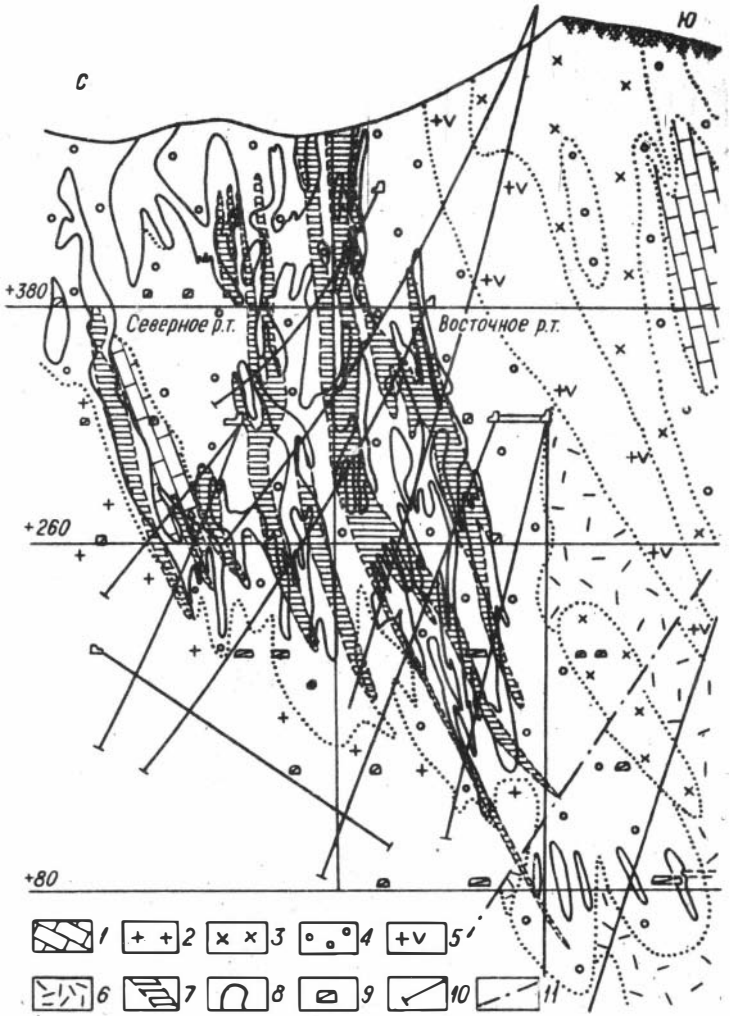



Рис.3. Геологический разрез по разведочной линии 24
I – известняки; 2 – адамеллиты; 3 – диориты; 4– скарны; 5 – дайка адамеллит-порфира; 6 – роговики. Контуры рудных тел: 7 – по данным разведки; 8 – по данным эксплуатации; 9 – горные выработки; I0 – оси пробуренных скважин; II – тектонические нарушения

в процессе дальнейшей эксплуатации, при вскрытии новых горизонтов (+320, +260 м) было установлено значительное увеличение рудных площадей на месторождении, в том числе за счет нового "слепого" Углового рудного тела. Это послужило поводом для того, чтобы обосновать необходимость постановки буровых работ для проверки наличия промышленного оруденения на глубоких горизонтах по Дальнему рудному телу. Проходка нескольких разведочных скважин сразу же дала положительный результат. В итоге проведенных разведочных работ выявлено новое "слепое" Дальнее рудное тело с запасами порядка 5 млн.т балансовых руд. Простирание скарново-рудной зоны широтное с падением на юг под углом 80-85°. Длина рудного тела 240 м. Оно представлено несколькими рудными линзами, максимальной мощностью до 30 м с постепенным погружением на глубину в восточном направлении. Рудное тело расположено в пределах горизонтов от +300 до +40 м и характеризуется своей спецификой. В нем повсюду встречаются реликты карбонатных пород, причем с глубиной площадь их распространения увеличивается. Рудное тело расположено в лежачем боку скарновой зоны. Это единственное рудное тело на месторождении, в котором содержание железа более или менее равномерно распределено на всю высоту рудного столба и только на уровне горизонта выклинивания (+80 м) оно снижается на I,7 % (см. рис.2).

Руды Дальнего рудного тела в основном магнетитовые мелкозернистые, реже хлорит-магнетитовые. Магнетитовые руды с мелкой вкрапленностью пирита, халькопирита и сфалерита расположены в центральной части рудного тела. Среднее содержание железа 45-50 %. Краевая часть рудных линз почти всегда серпентинизирована. Содержание железа в таких рудах колеблется в больших пределах от 27 до 42 %.

На первых стадиях проведения разведочных работ бытовало мнение о том, что рудные тела на месторождении имеют простую линзовидную форму и выдержанную мощность, как по падению, так и по простиранию. В процессе эксплуатации выяснилось, что структура месторождения и форма рудных тел гораздо сложнее, чем это представлялось раньше. Поэтому разведочные работы здесь возобновлялись неоднократно. По результатам буровых работ производился подсчет запасов и оценивались перспективы месторождения. Однако вскрытие очередных горизонтов сетью горных выработок и экс-

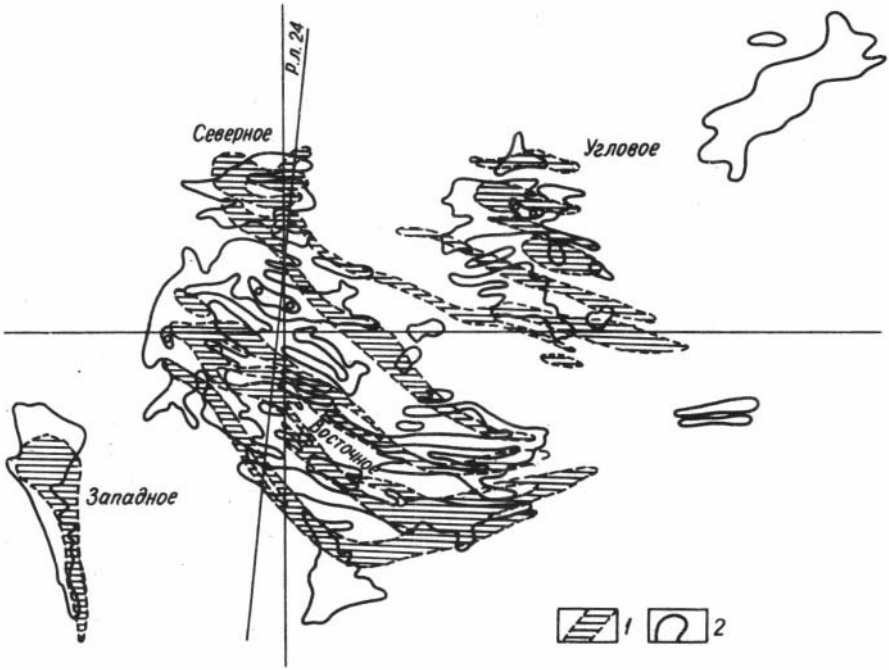



Рис. 4. Геологический план горизонта +260 м
Контур рудных тел: I – по данным разведки, 2 – по данным эксплуатации

плуатационно-разведочными скважинами вносило свои коррективы в изменение запасов в сторону их увеличения. Это хорошо видно, например, на плане горизонта +260 м и +80 м (рис.4,5), где показаны контуры рудных тел, утвержденные в ГКЗ после проведения разведочных работ на 01.01.1956г., и контуры рудных тел, полученные в процессе эксплуатации месторождения.

Если выход руды под наносы по Западному, Восточному и Северному рудным телам представлял единую залежь (см. рис.I), то с глубиной она расчленилась на множество отдельных рудных линз (рис.6), вследствие резких изменений их мощности и появления новых "слепых" рудных блоков. Изменения мощности рудных линз как по падению, так и по простиранию происходят на очень малых ин-

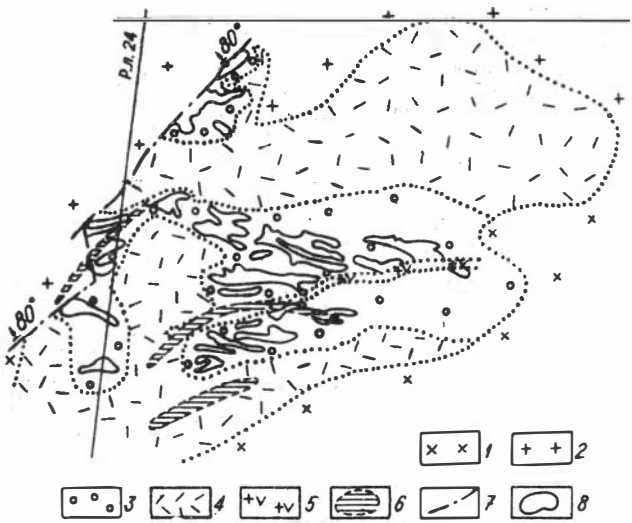



Рис.5. Геологический план горизонта +80 м Восточного рудного тела
I – диориты, 2 – адамеллиты, 3 – скарны, 4– роговики, 5 – дайка адамеллит-порфира. Контур рудных тел: 6 – по данным разведки, 7 – по данным эксплуатации; 8 – тектонические нарушения

тервалах. Так, на горизонтах +380 м и +260 м видно (см. рис. 5, 6), что мощность рудных линз по Восточному и Угловому рудным телам на протяжении I0–I5 м изменяется в больших пределах: от 4–5 м до 35–40 м.

Характерным примером изменения мощности рудного тела в вертикальной плоскости является разрез по камере 5 (рис.7). Рудная линза вскрыта подэтажными штреками через I0 м. На верхнем горизонте +440 м мощность рудной линзы установлена 25 м, ниже 20 м на горизонте +420 она равна 58 м, а еще ниже на 20 м мощность этой рудной линзы составляет всего 4 м, т.е. на расстоянии 20 м мощность рудной линзы уменьшилась в I4,5 раза.

По разведочной линии 43 Дальнего Рудного тела бурением разведочных скважин (рис.8) на уровне горизонта +260 м были подсе-

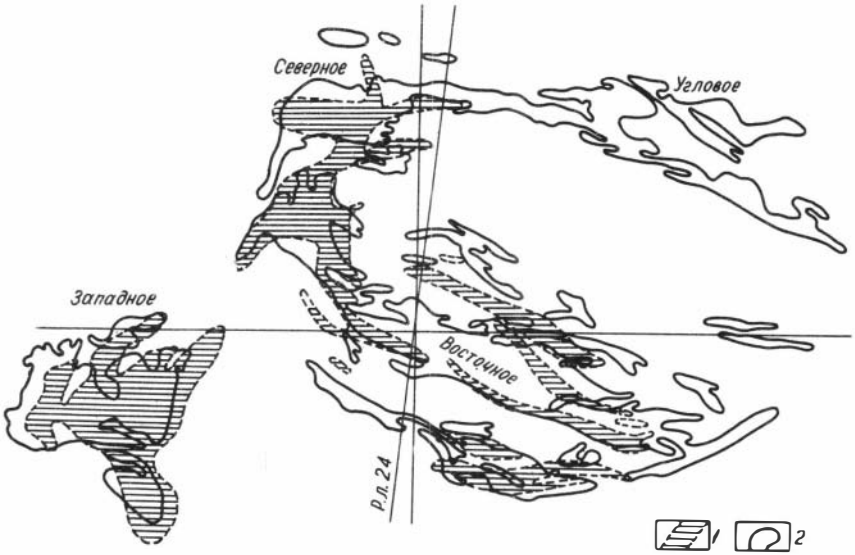



Рис.6. Геологический план горизонта +380 м
Контур рудных тел: I – по данным разведки, 2 – по данным эксплуатации

чены лишь мелкие рудные линзы. Проходкой горных выработок на этом горизонте и бурением скважин эксплуатационной разведки установлена более сложная конфигурация рудного тела, а также обнаружены новые слепые рудные линзы.

Как видно, в процессе эксплуатационных работ изменялись представления о структуре месторождения и особенно о форме рудных тел. Выдержанные линзообразные тела Восточное, Северное и Угловое, построенные в итоге буровых работ (см. рис.4), превратились при полной их отработке в мелкие разрозненные, амебовидные тела с множеством заливов, выступов и пятен "пустых" пород. Восточное рудное тело на горизонте +80 м (рис.5) в итоге буровых работ было представлено всего лишь тремя небольшими линзами северо-восточного простирания. В процессе отработки здесь выявлено большое число мелких рудных тел неправильной формы, имеющих в действительности северо-западное простирание.

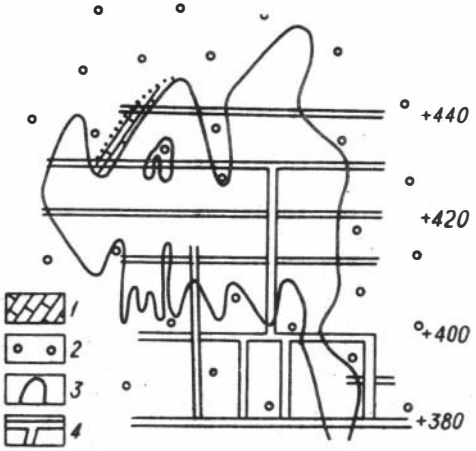



Рис.7. Разрез по камере 5 Восточного рудного тела
I – известняки, 2 – скарны, 3 – контур рудных тел по данным эксплуатации, 4 – горные выработки

Сложная форма рудных тел на месторождении обусловлена прежде всего формой останцов доломитизированных известняков, конфигурация которых в свою очередь зависела от доинтрузивной и дорудной трещинной тектоники, морфоструктурных особенностей интрузива, активности процесса скарнообразования и ряда других факторов. Существенное влияние на морфологию рудных тел оказывает дорудная и послерудная дизъюнктивная тектоника, которая очень трудно устанавливается по скважинам. Даже в процессе отработки месторождений в горных выработках можно наблюдать большое количество дизъюнктивов, но определить характер движения по ним или амплитуду перемещения из-за отсутствия маркирующих горизонтов довольно трудно [2]. В качестве примера приведем план горизонта +80 м по Дальнему рудному телу. На рис.9а показан план горизонта, отстроенный по данным разведочных работ, а на рис.9б тот же план после проходки горно-эксплуатационных выработок. При эксплуатации выявлено три крупных дизъюнктивных нарушения, два из которых расположены в восточной части рудного тела и один, более мощный, в западной части. Последний дизъюнктив ограничивает рудное тело, с запада и сопровождается двумя более мелкими оперяющими дизъюнктивами. Основной западный дизъюнктив представляет собой мощную (до I,5 м) зону рассланцованных пород. Анализ его убеждает нас в том, что он появился еще в дорудное время, а затем был подновлен после формирования рудного тела. О дорудном характере дизъюнктива можно убедиться, рассмотрев рис.8, на котором изображен геологический разрез по разведочной линии 43 Дальнего рудного тела.

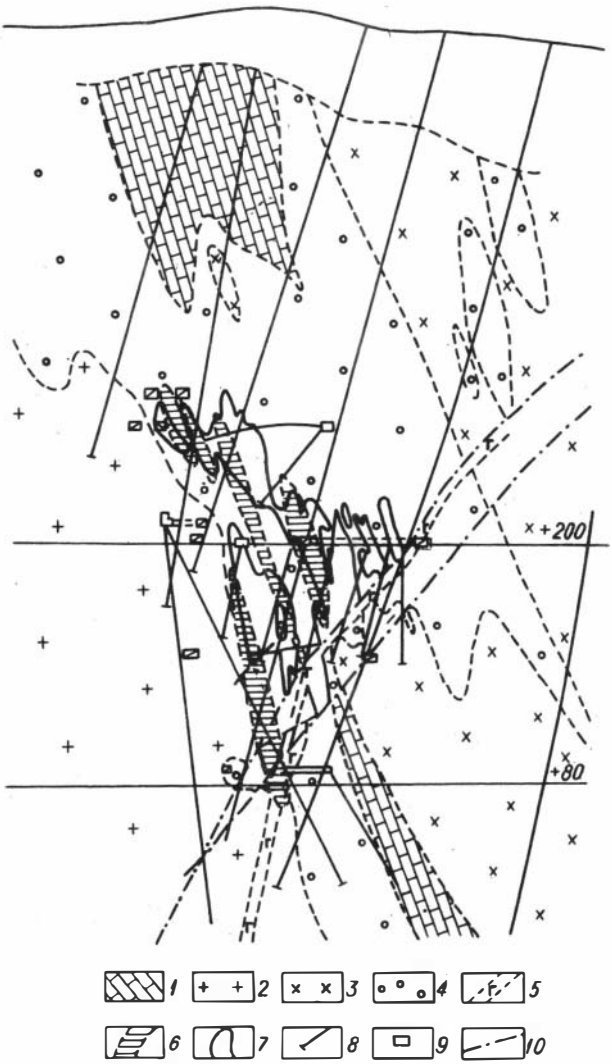



Рис.8. Геологический разрез по разведочной линии 43 Дальнего рудного тела

I – известняки, 2 – адамеллиты, 3– диориты, 4– скарны, 5 – дайки диабаза. Контур рудных тел: 6– по данным разведки, 7 – по данным эксплуатации, 8 – оси пробуренных скважин, 9 – горные выработки, I0 – зоны тектонических нарушений

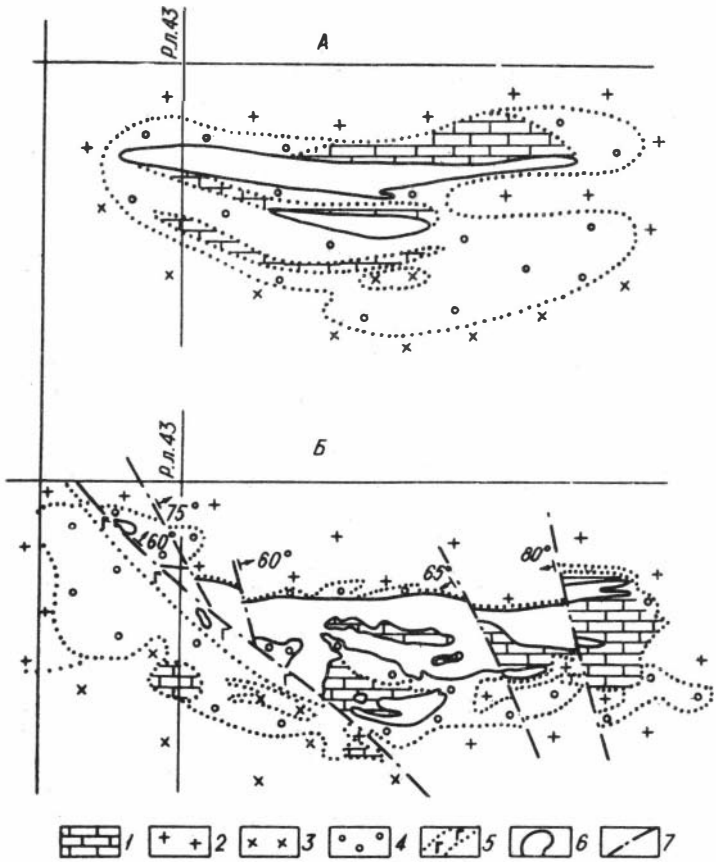



Рис.9. Геологический план горизонта +80 м Дальнего рудного тела: а – по данным разведки, б – то же по данным эксплуатации

I – известняки, 2 – адамеллиты, 3 – диориты, 4 – скарны, 5 – дайка диабаза, 6 – контур рудных тел, 7 – тектонические нарушения

В случае послерудного возраста дизъюнктива на рис.8 ниже тектонической зоны должна быть срезанная и смещенная часть рудного тела. В действительности, несмотря на ряд пробуренных здесь скважин, руда не обнаружена. Вероятно, в дорудное время был срезан и смещен благоприятный для замещения карбонатный горизонт, вышележащая часть которого избирательно подверглась оруденению, а нижележащая - осталась незамещенной, как это видно на рисунке. Кроме дизъюнктивов, морфология Дальнего рудного тела (см.рис.9б), как и других рудных тел месторождения, осложнена большим количеством реликтов карбонатных пород и различных метасоматитов.

Изменение формы рудных тел, как уже говорилось выше, неблагоприятно сказывается на всех стадиях отработки месторождений и особенно при эксплуатационной разведке, поскольку сеть разведочных скважин одинакова для рудных тел правильной малоизменчивой формы и для тел сложной резко изменчивой формы.

В связи с этим В.И.Григорьевым [I] на соседнем Казском месторождении проведены исследования по определению контурного модуля $M_к$, характеризующего сложность внешнего контура рудных тел, зависимость погрешности геометризации запасов - $\sigma$ и зависимость относительной погрешности оконтуривания ( $\triangle_{отн.}$ ) от расстояния между разведочными пересечениями. Им даны рекомендации густоты разведочной сети для проведения эксплуатационной разведки, в том числе и для месторождения Темир-Тау. Бурение разведочных скважин по рекомендуемой сети дает возможность получать более достоверные данные о форме рудных тел, площади их распространения, а это в свою очередь, дает возможность правильного ведения горных работ с целью полнейшего извлечения полезного ископаемого из недр с наименьшими затратами и без потерь.

Предложенную В.И.Григорьевым методику мы успешно применили на отрабатываемых месторождениях Верхний Учулен и Саморское, морфология рудных тел которых близка рудным телам месторождения Темир-Тау.

В заключение отметим, что:

I) форма рудных тел месторождения Темир-Тау, отстроенная в итоге промышленной разведки, в период эксплуатации сильно изменилась. Монолитные и выдержанные рудные тела при отработке распались на мелкие блоки и линзы сложного строения;

2) распределение рудной массы на месторождении также край-

не неоднородно. Рудные тела характеризуются разными содержаниями железа, запасами руды и распределениями магнетита по их объему. Но у всех рудных тел наблюдается общая тенденция к уменьшению содержания железа сверху вниз;

3) сопоставление данных морфологии рудных тел промышленной разведки и отработки показало на необходимость обоснования новых оптимальных параметров сети промышленной разведки месторождений этого генетического типа.

## Литература


I. Григорьев В.И. О количественной оценке степени разведанности запасов на железорудных месторождениях Горной Шории. - Тр/ Ин-та геологии и геофизики, вып.417. Новосибирск, 1979, с.89-97.

2. Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.

3. Поспелов Г.Л. Исторический очерк. - В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т.I, кн.I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с.138-156.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Рябов В.В., Павлов А.Л.. Лопатин Г.Г., Третьякова Е.П., Буслаева Е.Ю. Физико-химические условия образования самородного железа в траппах (на примере Хунгтукунской интрузии) ..... 3

Калугин И.А. Этапы формирования структуры Холзунского железорудного месторождения вулканогенно-осадочного метаморфизованного типа ..... 33

Мазуров М.П. Генетические особенности докембрийской скарново-магнетитовой формации Алданского щита .... 45

Прокопенко А.И., Лапухов А.С. Внутреннее строение и металлогеническое значение линеаментных структур Лениногорского рудного района (Рудный Алтай) ..... 64

Прокопенко А.И., Лапухов А.С. О роли сингенетичных колчеданных залежей в эндогенных рудообразующих процессах на Гусляковском рудном поле (Рудный Алтай). 88

Михайлов Ю.Я., Третьяков Г.А., Уран, торий и калий как индикаторы метаморфических процессов на Тарынахском месторождении железистых кварцитов ..... 104

Лапин С.С., Старков Г.П. Кальцитовые жилы с микрозональными магнезиальными скарнами на месторождении Шерегеш ..... 112

Васильева А.И., Григорьева Т.Н. Структурные типы, состав и механизм образования железо-марганцевых конкреций поднятия Маркус ..... 118

Петченко М.С. Морфология рудных тел и распределение рудных масс в месторождении Темир-Тау ..... 127

Свод.темат.план,1983,поз.49

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор

Александр Сергеевич Лапухов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А.Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 23.06.83. МН 17611.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 9,0. Уч.-изд.л. 8,4.
Тираж 400. Заказ 217. Цена 60 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.