

ПЛАТФОРМЕННАЯ  
МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ  
ФОРМАЦИЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (ВИМС)

---

# ПЛАТФОРМЕННАЯ МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

(НА ПРИМЕРЕ АНГАРСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ  
ПРОВИНЦИИ)

Под редакцией Г. С. МОМДЖИ

1839



МОСКВА·НЕДРА·1976



**Платформенная магномангнетитовая формация** (на примере Ангарской железорудной провинции. Под ред. Г. С. Момджи. «Недра», 1976, 204 с. (Министерство геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерального сырья).

В монографии на основании новейших данных рассматривается тектоническая структура южной части Сибирской платформы, этапы ее тектоно-магматической активизации, трапповый магматизм и его своеобразная роль в процессе рудообразования. Выявлены закономерности размещения месторождений. Эти закономерности характеризуют пространственную связь магномангнетитовых месторождений с железоносными породами фундамента платформы, с определенными тектоническими структурами и положением в стратиграфо-литологическом разрезе осадочного чехла.

Выделены своеобразные рудоконтролирующие структуры, происхождение которых связано с особенностями тектонического развития Сибирской платформы, определено наличие стратиграфо-литологического контроля оруденения. Создана модель развития рудного метасоматического процесса по вертикали, в разрезе чехла Сибирской платформы и его вертикальной геохимической зональности. Дана общая характеристика магномангнетитовой формации Сибирской платформы, ее структурно-морфологических особенностей, охарактеризованы структуры, текстуры и минеральные типы руд, а также установлены стратиграфо-литологические, структурно-тектонические и минерало-петрографические рудоконтролирующие факторы. Рассмотрены вопросы генезиса.

Рудоконтролирующие факторы и генетические особенности магномангнетитовых месторождений юга Сибирской платформы определили поисковые признаки и критерии геологического прогноза.

Выявление новых подобных месторождений является весьма актуальным, поскольку они представляют собой основную часть сырьевой базы будущего Восточно-Сибирского металлургического завода.

Табл. 16, ил. 39, список лит. — 42 назв.

Авторы:

Г. С. МОМДЖИ, А. Я. АРХИПЕНКОВА, В. Ф. КОЗЛОВ, В. А. ПАВЛОВ

Магномагнетитовые месторождения плиты Сибирской платформы полностью отвечают предложенному С. С. Смирновым представлению о рудных формациях как группе рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением.

Задача настоящей книги — дать характеристику этой железорудной формации на современном уровне знаний и наметить рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки для геологического прогноза и поисков месторождений магномагнетитовых руд. ВИМС совместно с территориальными научно-исследовательскими институтами намечает подготовить монографии, посвященные характеристике основных железорудных формаций СССР. Эта книга представляет собой первый такой опыт. В ней выдвигаются новые представления о природе железорудной формации, которые во многом все еще дискуссионны. Однако обсуждение этих положений довольно актуально, поскольку месторождения магномагнетитовой формации составляют основную часть сырьевой базы проектируемого Восточно-Сибирского металлургического завода. Создание железорудной базы этого завода потребовало проведения больших объемов геологоразведочных работ, а соответственно и расширения научно-исследовательских и тематических работ на железные руды.

Для обеспечения эффективности и должной целенаправленности этих исследований ВИМСом как головным институтом по геологии месторождений железных руд совместно с заинтересованными организациями был подготовлен Координационный план научно-исследовательских работ на железные руды в южной части Сибирской плиты, рассмотренный и принятый 29.VI.1967 г. на совещании в Иркутске.

К 1972 году Иркутское и Красноярское геологические управления завершили проведение соответствующих геофизических и геолого-съёмочных работ, составление сводных геологических, геофизических и структурно-тектонических карт. ВИМС и территориальные научно-исследовательские институты Восточной Сибири за этот период изучили геологическое строение и руды разведываемых железорудных месторождений, содействуя повышению эффективности про-

водимых геологоразведочных работ, и выявили основные рудоконтролирующие факторы для геологического прогноза месторождений магнетитовых руд. Иркутский политехнический институт принял на себя разработку методики поисков и разведки этих месторождений.

Для выяснения геологической позиции ангаро-илимской железорудной формации, исследования связей ее рудных залежей с литологическими комплексами, траппами, разрывными и складчатыми структурами и установления на этой основе рудоконтролирующих факторов были изучены размещение, условия залегания и особенности рудных залежей в возможно более широком стратиграфическом диапазоне осадочного покрова Сибирской плиты.

Для этого ВИМС проводил исследования в рудных районах с резко различным уровнем денудации. В наименее денудированном Ангаро-Катском районе и в глубоко денудированном Средне-Ангарском районе в этот период Иркутским и Красноярским геологическими управлениями проводились интенсивные поисково-разведочные работы на железные руды, а на крупнейших месторождениях этих районов (Нерюндинском и Тагарском) — детальная разведка. Менее благоприятной для исследования была ситуация в Ангаро-Илимском районе, где разведочные работы в небольшом объеме проводились на Коршуновском и Рудногорском месторождениях, а каменный материал (кern) разведочных работ прежних лет в основном был утрачен. Пришлось ограничиться ознакомлением с верхними горизонтами Коршуновского месторождения, вскрытыми эксплуатационным карьером, и осмотром с поверхности Рудногорского, Седановского, Татьянинского и других месторождений, а в основном воспользоваться обширными фондами и литературными источниками.

Железородные месторождения изучались по естественным обнажениям и горным выработкам по керну скважин. На разведываемых Нерюндинском и Тагарском месторождениях, кроме того, было проведено детальное изучение опорных разведочных профилей с глубокими скважинами. Изучались литологические особенности осадочных и вулканогенно-осадочных рудовмещающих комплексов, брекчи и жильные образования зон разломов, дайки и жилы траппов в пределах рудных полей, скарново-рудные изменения всех указанных пород и образований. Основное внимание, естественно, уделялось изучению руды, ее геологической позиции и взаимоотношений с вмещающими породами.

Научное руководство по проблеме в целом и указанными тематическими работами ВИМСа осуществлялось Г. С. Момджи, он также принимал непосредственное участие в проведении научно-исследовательских работ.

Ответственный исполнитель исследовательских работ ВИМСа — А. Я. Архипенкова. В них участвовали В. Ф. Козлов, В. А. Павлов, В. И. Чердаков, Н. М. Чистякова. В исследованиях и в техническом оформлении рукописи принимали участие техники

Т. Ф. Домничева и Т. И. Долгополова. Анализы руд и пород проводились в лабораториях института.

Эффективность проведенных исследовательских работ во многом определялась тесным сотрудничеством с геологическими коллективами экспедиций и партий, а также с тематическими партиями Иркутского и Красноярского геологических управлений. Сотрудничество выражалось в периодическом совместном рассмотрении и критическом обсуждении результатов геологоразведочных, тематических и научно-исследовательских работ, в обмене рабочими гипотезами. Все это способствовало выяснению изучавшихся сложных вопросов.

Работам во многом содействовали главные геологи Иркутского и Красноярского геологических управлений Л. М. Тумольский и М. Л. Шерман, начальник геологического отдела В. А. Лисий, отраслевые специалисты В. И. Таборов и А. В. Капинос, главные геологи тематических экспедиций П. И. Шамес и А. С. Аладышкин, начальник геофизической партии Красноярского геологического управления Ю. М. Киселев и главный инженер Меgetской экспедиции ИГУ В. Б. Ковалевич, начальники геологоразведочных экспедиций Г. С. Кузнецов, И. П. Ермоленко и М. Л. Кавицкий.

Наиболее тесными были контакты и сотрудничество с тематическими партиями, подготавливающими основу для будущей карты геологического прогноза на железные руды, возглавляемыми А. И. Скрипиным и Э. Л. Варандом, а также В. В. Богацким, возглавляющим исследования по этой проблеме в КОСНИИГИМСе.

Всем перечисленным специалистам, а также главным геологам геологоразведочных экспедиций В. Д. Паровому и Г. В. Горшкову авторы выражают глубокую благодарность за помощь в проведении полевых исследований и сотрудничество.

Авторы считают своим долгом выразить свою признательность руководству Коршуновского горно-обогатительного комбината и геологам за помощь в ознакомлении с месторождениями.

После 1972 года в соответствии с упомянутой программой исследований для южной части Сибирской платформы были составлены карты геологического прогноза масштаба 1:200 000 и 1:500 000. Темпы геологоразведочных работ на железные руды возросли. Результаты этих работ не отражены в данной книге. Они полностью подтверждают высокую оценку перспектив магнетитовой железорудной формации.

## КРАТКИЙ ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

Месторождения своеобразной магномангнетитовой железорудной формации были открыты в 40-х годах прошлого столетия в бассейнах Ангары и Илима. Этим было положено начало **первому** этапу их изучения. Некоторые месторождения (Долоновское, Ермаковское, Кежемское, Красноярское) в незначительных масштабах эксплуатировались, поставляя руды Николаевскому и Лучинскому железодельным заводам. По данным изучения этих месторождений К. И. Богданович (1898 г.) дал первое геологическое описание формации.

В 20-е годы нашего столетия железорудные месторождения Ангаро-Илимского района изучал С. А. Докторович-Гребницкий, но описание их он опубликовал значительно позже (1931 г.), когда уже были открыты Коршуновское, Седановское, Шестаковское и Иреек-Касьяновское месторождения. Общие запасы района оценивались в 4—5 млн. т железной руды.

Первые крупные поисково-разведочные работы проведены в начале 30-х годов Восточносибирским геологоразведочным трестом. Было открыто и оценено как наиболее крупное и богатое в этом районе Рудногорское месторождение, а также обнаружены рудопроявления Тубинское и Горелая Сопка. Установлено, что среди ранее известных наиболее перспективно Коршуновское месторождение. Запасы железных руд в 10 упомянутых выше месторождениях оценивались в 418 млн. т (Аникеев, Зорин, 1934). Разведочные работы первого этапа завершились разведкой Рудногорского месторождения до глубины 200—250 м и утверждением выявленных запасов в 1942 г. ГКЗ.

Уже тогда были известны месторождения этой формации на р. Подкаменной Тунгуске (С. В. Обручев), на р. Илимпее (В. С. Соболев) и на р. Чуне (М. Ф. Зяблов). Эти месторождения были описаны лишь по естественным обнажениям, основное же представление о данном типе месторождений создавалось на основе изучения Ангаро-Илимского железорудного района, расположенного на юге Сибирской плиты.

Для этого платформенного региона характерна интенсивная тектоно-магматическая активизация в силуре — девоне и мезозое, с которой связаны обильный трапповый магматизм, подготовка

благоприятных для рудообразования структур и в завершение — рудообразование.

Вследствие довольно глубокого уровня денудации Ангаро-Илимского района (данные по сопредельным рудным районам тогда были неизвестны) было трудно выяснить в полной мере закономерности формирования и размещения месторождений железорудной формации, и все же на первом этапе изучения была установлена связь этих месторождений с тектоническими трещинами. Месторождения рассматривались как жильные, но одновременно отмечалось наличие сопровождающих их полей вкрапленных руд и руд брекчиевидной текстуры. Отмечалось, что простирание жил чаще всего приближается к широтному, а сами жилы имеют «некоторый наклон то на юг, то на север» (Аникеев, Зорин, 1934, стр. 12). Была намечена зависимость характера рудных залежей от состава вмещающих пород, а именно преобладание в песчаных горизонтах жильных образований, а в известково-мергелистых преимущественно вкрапленных руд. Н. П. Аникеев и Н. П. Зорин (1934) в связи с этим писали (стр. 13): «...напрашивается вывод, что более инертная в химическом отношении среда (кварцевые песчаники) способствует концентрации и локализации рудного материала, иными словами, процесс инфильтрации и затем метасоматоза в боковых породах газами и гидротермами, поступающими по центральному подводящему каналу, в песчаниках задерживался, и рудоотложение протекало главным образом в самой трещине, давая этим стимул к распиранию стенок трещин. Мергели и известняки, являясь более благоприятной средой для хода реакций метасоматоза, как бы вытгивали рудный материал из подводящего канала и рассеивали его в боковых породах».

С. А. Докторович-Гребницкий отмечал, что вмещающие породы первоначально подверглись пироксенизации, гранатизации, серпентинизации (то есть скарнированию) и лишь затем в них проникал магнетит.

В рудных жилах отмечались массивно-плотная, пористая, поясовая, крустификационная, шестоватая и другие текстуры руды, тогда как вкрапленные руды определялись как плотные скарнированные боковые породы с равномерно распределенной мелкой (до 1 мм) вкрапленностью магнетита. Были выделены и «матовые» руды, представленные мелкозернистым кальцитом, пигментированным в темные тона тонко рассеянным магнетитом. Указывалось, что в зависимости от его количества такие руды могут быть как бедными, так и богатыми. Брекчиевидные руды характеризовались как «агрегат, состоящий из отдельных то округлых, то угловатых блоков зеленой метаморфизованной породы (кальцит, гроссуляр, серпентин), окруженных и как бы сцементированных магнетитовой массой с примесью кальцита» (Аникеев, Зорин, 1934, стр. 14).

Наличие в магнетите данной рудной формации изоморфной примеси магнезиоферрита впервые обнаружил при изучении руд Илимпейских месторождений В. С. Соболев (1932). Содержание

в магнетите до 6—10% окиси магнезия было установлено для всех месторождений Ангаро-Илимского района. В жильном магнетите даже макроскопически наблюдались шестоватые выделения апатита, ориентированные перпендикулярно к зальбандам. В качестве второстепенного рудного минерала указывался гематит, рассеянный в магнетитовой руде или слагающий маломощные жилы. К пострудным отнесено образование жил кальцита с хлоритом, пиритом, железной слюдой и к самым поздним — образование прожилков кварца и выполнение полостей аметистом, иногда с опаловыми каемками.

Считая эти месторождения жильными, гидротермальными, исследователи того времени понимали, что для жильных образований они совершенно необычны. Протяженность рудных зон, достигающая 3 км (Рудногорское месторождение), мощность «жил» (до 70 м), скарнирование вмещающих пород, местами исключительно мощное, и, наконец, обширность сопровождающих жилы зон брекчиевидных руд, нехарактерны для процессов гидротермального рудообразования. Если к этому добавить отсутствие не только близ месторождений, но и на всей плите Сибирской платформы интрузий, с которыми можно было бы связывать необычайно мощный рудообразующий процесс, то можно понять следующие высказывания С. С. Смирнова (1933 г.): «Месторождения эти представляют подлинную «загадку платформы», далеко еще не понятую. Трудности при ее разгадке возникают прежде всего потому, что методика аналогий, столь могущественное средство при изучении и оценке минеральных месторождений, здесь применена быть не может. В литературе, насколько известно автору, нет описаний месторождений, достаточно близких к Ангаро-Илимским» (Смирнов, 1962, стр. 243).

На Сибирской плите не известны иные изверженные породы кроме траппов, и гидротермальный рудный процесс можно связать лишь с трапповой магмой, хотя масштабы рудного процесса не соответствуют общепринятым представлениям о скудости минерализаторами основных магм. С. С. Смирнов писал: «...ни в коем случае мы не стремимся связывать растворы, породившие наши месторождения, с местными интрузиями траппов. Кажется вероятным, что эти относительно небольшие интрузии траппов и интересующие нас растворы суть, так сказать, «одинаковые производные» глубинных магматических очагов. Затем важно отметить, что растворы, сформировавшие месторождения, являются более поздними производными, так как неизменно рудные жилы секут и метаморфизуют траппы» (Смирнов, 1962, стр. 264).

Одновременно отмечалось, что региональное распространение на Сибирской плите месторождений ангаро-илимской рудной формации полностью отвечает региональному развитию в ее пределах проявлений трапповой магмы. Однако оставалось непонятным, почему в многочисленных других трапповых провинциях планеты нет месторождений этой рудной формации и почему на Сибирской

плите рудные районы не совпадают с районами максимального проявления траппового магматизма.

Несмотря на то что представление о генетической связи рудообразования с трапповым магматизмом не опиралось на какие-либо убедительные доводы, оно стало общепринятым и господствует до настоящего времени.

Столь же неясным был вопрос и о характере тектонических структур, использованных рудоносными растворами. С. С. Смирнов (1933 г.) писал: «Структурная геология месторождений абсолютно не увязана с общей тектоникой всей провинции. Вернее было бы сказать, что пока не существует ни той, ни другой» (Смирнов, 1962, стр. 264).

Хотя представления о генезисе месторождений ангаро-илимской железорудной формации были намечены в самом общем виде и многие коренные вопросы оставались неясными, С. С. Смирнов (1933), учитывая исключительно крупные масштабы скарново-рудного процесса, не затухающего на глубину, и наличие месторождений на различных гипсометрических уровнях, счел возможным дать очень высокую оценку перспектив Ангаро-Илимского района.

**Второй этап** изучения месторождений ангаро-илимской железорудной формации относится к послевоенным годам, когда была начата доразведка на глубину и по флангам Рудногорского месторождения и осуществлена детальная разведка Коршуновского месторождения. Запасы этих крупных месторождений были утверждены в ГКЗ. Разведывались также Красноярское, Татьянинское и другие месторождения Ангаро-Илимского района. На Сибирской плите проводились геологическая съемка масштаба 1:200 000, аэромагнитная съемка и наземные геофизические работы, что привело к открытию новых рудопроявлений в Ангаро-Илимском районе, а главное новых рудных районов (Ангаро-Катского, Средне-Ангарского и других).

«Ахиллесовой пятой» геологического познания в это время оставалась слабая изученность тектоники Сибирской плиты и структур железорудных полей, а также отсутствие их сопоставлений.

Как показали геофизические и поисковые работы, Сибирская плита буквально «усеяна» железорудными объектами различных размеров (рис. 1). Их связь с трещинной тектоникой и глубинным магматизмом наряду с широким развитием траппов свидетельствует об особой интенсивности процессов тектоно-магматической активизации Сибирской плиты.

Между тем геологическая съемка осуществлялась исходя в основном из концепции «спокойного», простого тектонического строения региона. В условиях слабой обнаженности и при недостаточном использовании геофизических данных на геологических картах изображалось спокойное, преимущественно ненарушенное залегание пород осадочного чехла. Лишь изредка фиксировались фрагменты разрывных структур, многие из которых были известны со времен В. А. Обручева.



Сопоставление ненарушенного залегания осадочных комплексов платформенного чехла, показанного на картах масштаба 1 : 200 000, с интенсивной разрывной тектоникой железорудных месторождений, отображенной на картах масштаба 1 : 2000—1 : 5000, способствовало утверждению мнения о сугубо локальном характере тектонических процессов и о связи рудообразования с трубками взрыва (диатремами).

Существенную роль при этом сыграло следующее обстоятельство: разведочными работами было установлено небольшое значение в рудных месторождениях жильных образований и, наоборот, широкое развитие брекчиевидных руд. Богатые массивные руды, которые прежде относили к жильным образованиям, оказались мощными линзо- и пластобразными залежами среди брекчиевидных и вкрапленно-прожилковых руд: на Коршунском месторождении последние залегают полого и секутся крутопадающими жилами, а на Рудногорском месторождении имеют крутое, но переменное падение.

Блоковая тектоника рудных полей при этом представлении связывается с зоной компенсационного прогиба, развивающегося «... в радиусе 0,5—1 км вокруг трубки с постоянным возрастанием углов падения в сторону трубки от 2—5 до 50—60°, а иногда до 70—80° (около эруптивных контактов)» (Косыгин, Корабельникова, Страхов, 1960). Образование диатрем и связанных с ними железорудных месторождений эти исследователи представляют таким образом (с. 16): проникнув из глубины в соленосную толщу усольской свиты нижнего кембрия, трапповая «... магма переплавляла часть соленосных пород и обогатилась летучими соединениями. Давление этих газов преодолевало сопротивление кровли и они взрывами пробивали себе путь к дневной поверхности. Пройдя через узкие щели на глубине, газы проделали трубо- и воронкообразные проходы в верхних осадочных толщах кембрия, ордовика, силура и туфогенных породах нижнепермского возраста. Каналы, пробитые в осадочном чехле газами, заполнялись выброшенным с глубин трапповым материалом и обломками окружающих пород. Из магматического очага, с которым были связаны эти каналы, в последние устремлялись новые порции магмы и создавали в них трапповые некки, особенно в нижних частях трубок. Трапповая магма также заполняла возникшие около трубок трещины или проникала в ослабленные контактовые зоны и создавала трапповые дайки. По возникшим таким образом вулканическим трубкам и трещинам около них циркулировали горячие пневматолито-гидротермальные растворы с обильным выносом хлоридов железа, магния и других соединений, которые вначале преобразовывали туфы трубок и некоторую часть окружающих пород в скарны, а затем путем метасоматического замещения последних и отложения в открытых трещинах создали основную массу брекчиевидно-вкрапленных и жильных магнетитовых руд».

О достоверности этого представления, как и любой гипотезы, следует судить по соответствию вытекающих из нее выводов

наблюдаемым явлениям: в данном случае такого соответствия нет.

Так, если бы рудные поля принадлежали диатремам, образованным в результате взаимодействия трапповой магмы и кембрийских соленосных отложений, то, учитывая многоэтапность траппового магматизма, следовало бы ожидать, что рудные структуры должны были быть столь же разновозрастными, как и траппы. Между тем все рудные месторождения считаются послетриасовыми, мезозойскими.

Если бы рудные тела принадлежали трубкам взрыва, то в рудных полях следовало бы ожидать наличие минералов и пород, образующихся в условиях высокого давления, а их нет.

Если путь в верхние слои рудным растворам пролагала трапповая магма, а сами рудоносные растворы были ее дифференциатами, тогда наиболее крупные и богатые месторождения железных руд должны были бы сопутствовать наиболее крупным трапповым телам. В действительности же наблюдается обратная картина. В пределах рудных полей наиболее крупных и богатых месторождений (Рудногорского, Коршуновского) трапповые тела немногочисленны и невелики. Там же, где трапповые тела являются крупными, обширными (Красноярское, Тубинское месторождения), рудный процесс был явно ослабленным, запасы таких месторождений невелики, а качество руд пониженное. Таким образом, траппы не содействовали, а препятствовали проникновению рудоносных растворов, залечивая пути их проникновения, и лишь там, где траппы были брекчированы последующими тектоническими движениями, рудоносные растворы проникали сквозь трапповую брекчию, образуя бедные руды, поскольку трапповая брекчия практически не поддается замещению магнетитом и последний ее только цементирует.

Богатые руды образовались там, где траппы не полностью перекрывали пути проникновения рудоносных растворов из глубины. Развитие и качество этих руд оказывается тем более высоким, чем меньше траппов в пределах рудного поля. Это может быть проиллюстрировано на примере пяти детально разведанных рудных полей. По возрастанию в них количества траппов и по убыванию среднего содержания железа в разведанных запасах они образуют такой ряд: Рудногорское, Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское, Красноярское месторождения.

Итак, те логически вытекающие из диатремовой гипотезы выводы, которые определяют рудоконтролирующие факторы, не находят подтверждения. Отметим также, что те особенности рудных месторождений, которые она не может объяснить, этой гипотезой просто не рассматриваются: не объясняется наличие брекчиевидных руд с округлыми обломками различных пород, находки в руде обугленной древесины и другие факты, отмеченные предшествующими исследователями.

При всем этом диатремовая гипотеза стала идейной основой геологоразведочных работ на железные руды юга Сибирской пли-

ты. В результате все известные рудопроявления в Ангаро-Илимском районе были оценены как непромышленные.

**Третий этап** изучения ангаро-илимской железорудной формации начался в шестидесятые годы, когда приступили к проверке и разведке крупных геофизических аномалий в Средне-Ангарском и Ангаро-Катском железорудных районах. Впервые стала накапливаться информация о геологическом строении месторождений этой формации в разных районах Сибирской плиты, отличающихся по уровню денудации. Было установлено, что процессы рудообразования характеризуются большим многообразием и не укладываются в рамки гипотезы о связи их с диатремами.

С другой стороны, проблема условий образования и закономерностей размещения месторождений ангаро-илимской железорудной формации приобрела большое практическое значение, поскольку с завершением аэромагнитной съемки южной части Сибирской плиты была исчерпана возможность выявления здесь крупных магномангнетитовых месторождений непосредственно с поверхности. Дальнейшие поисково-разведочные работы нуждались в эффективном геологическом прогнозе.

Так возникла необходимость в обобщении накопившихся обширных геологических и геофизических данных по этой рудной провинции в целях создания для южной части Сибирской плиты карты геологического прогноза. Эта работа проводилась ВИМСом, Красноярским и Иркутским геологическими управлениями при участии КОСНИИГИМСа и ВостсибНИИГГИМСа.

Геологическими управлениями составлена сводная геологическая карта южной части Сибирской плиты, на которой обобщены результаты геологической съемки. Для этой территории также составлены сводные геофизические карты. На этой основе завершено составление сводной структурно-тектонической карты юга Сибирской плиты и тектонической схемы ее допалеозойского фундамента.

В целях разработки научной основы геологического прогноза, установления присущих железорудной формации основных черт и рудоконтролирующих факторов, ВИМС проведено сравнительное изучение ее в трех разведуемых рудных районах в южной части Сибирской плиты. В результате этих исследований разработана новая концепция об условиях и закономерностях формирования железорудных месторождений ангаро-илимской формации, излагаемая в данной книге.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### 1. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Сибирская платформа представляет собой область древнего геосинклинального развития, консолидировавшуюся в протерозое. Границы Сибирской платформы с момента ее становления как кратона непрерывно менялись вследствие заложения на ее периферии более молодых геосинклинальных зон, а также развития глыбовых движений, связанных с ее активизацией. Современные границы платформы определились в мезозое. За их пределами остается Прибайкалье, Байкало-Патомское нагорье, Енисейский кряж, каледониды и байкалиды Восточного Саяна, Верхоянье и Таймыр.

Вопросы стратиграфии покровных отложений Сибирской платформы освещены в многочисленных работах («Геология Сибирской платформы» под редакцией И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса, 1966 г.; «Геологическое строение СССР», т. I, под редакцией А. И. Жамойды; «Минералогия Сибирской платформы», под редакцией П. М. Татарина, Ю. Г. Старицкого, 1970 г.; «Ангаро-Илимские железорудные месторождения», 1960 г. и др.). Однако до сих пор в этих вопросах (отнесение отложений к тому или иному стратиграфическому подразделению, увязка и сопоставление отложений различных районов) имеются значительные расхождения.

В работе дано детальное стратиграфическое описание разрезов отдельных железорудных районов и месторождений, и приводится сводная стратиграфо-литологическая колонка. Последовательность отложений пород покрова Сибирской платформы и их литологическая характеристика в целом по региону здесь не рассматриваются.

Сводная стратиграфическая колонка (рис. 2, вкладка) отражает последние данные и отвечает стратиграфической схеме, принятой сотрудниками Иркутского и Красноярского геологических управлений при составлении геологической и тектонической карт.

Следует подчеркнуть, что для Сибирской платформы, как и для других платформ мира, характерно постоянство состава пород осадочного чехла на больших площадях.

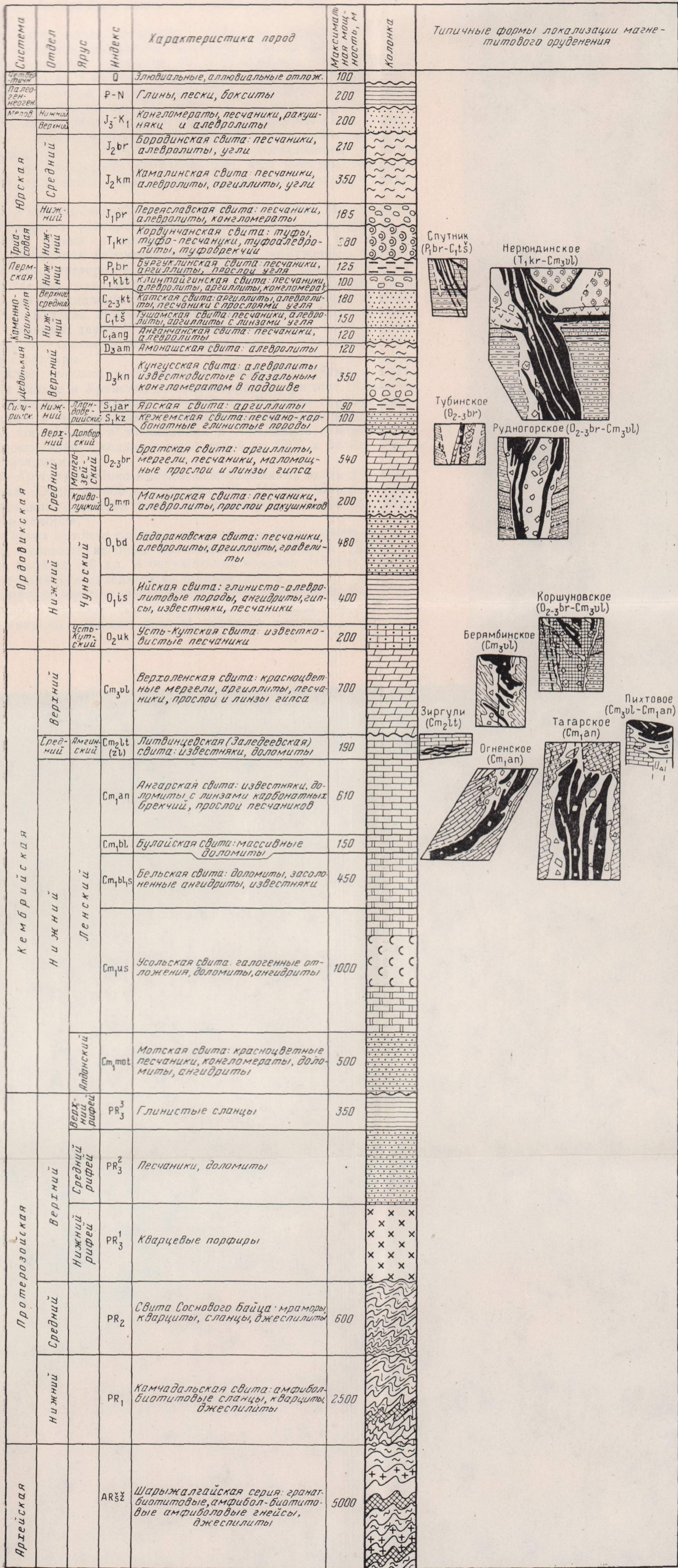


Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез южной части Сибирской платформы с элементами его рудоносности

Естественные границы южной части Сибирской платформы проходят на востоке по Ангаро-Ленскому краевому прогибу, на юге по Присаянскому краевому прогибу и на юго-западе по области байкальской складчатости и Приенисейскому разлому. От северной части платформы южная часть отделяется зонами складок «литвинцевского» типа, ангарских складок, Чадобецким поднятием и Ангаро-Вилуйским внутриплатформенным прогибом (рис. 3).

Чадобецкое поднятие является одним из древнейших структурных элементов платформы. Чадобецкий докембрийский массив вместе с выходами протерозоя на р. Иркинеевой и возможными выступами на рр. Северной Чуне и Средней Качеме намечает единую цепь поднятий северо-восточного простирания. Протерозойские образования массива обнажены на протяжении около 10 км и представлены тремя свитами: глинистой, карбонатной и сланцевой. Протерозойский комплекс на юго-восточном крыле поднятия без видимого несогласия перекрывается отложениями нижнего кембрия. В структурном отношении весь этот комплекс образует крупную антиклиналь, простирающуюся на северо-восток в пределах 45—70°.

Среди нижнепалеозойских структур выделяется Прибайкальская моноклиза (Ангаро-Ленский прогиб), протягивающаяся от Восточного Саяна и истоков Ангары на юге до р. Нюи на севере. Моноклиза характеризуется общим погружением слагающих ее пород протерозоя, кембрия и ордовика к западу и северо-западу, где она граничит по зоне разломов с Ангаро-Тасеевской и Тунгусской синеклизами. В пределах моноклизы выделяются: Нюйская, Усть-Кутская, Илимская, Илгинская и Ушаковская впадины, между первыми двумя — Пеледуйское поднятие, а между тремя последними — соответственно Литвинцевские и Жигаловские линейные структуры.

*Нюйская впадина* располагается между Пеледуйским поднятием на западе и Уринским антиклинорием на востоке. Длина ее около 250—300 км, ширина 100—150 км. Впадина сложена кембрийскими и ордовикскими отложениями общей мощностью до 3000 м, собранными в антиклинали и синклинали северо-восточного простирания. Складки с амплитудой до 2500 м сильно нарушены разломами.

*Усть-Кутская впадина* выполнена отложениями венда и кембро-ордовика. Длина ее 400 км, ширина 125—150 км. Юго-восточный борт впадины осложнен валом, свод которого сложен породами нижнего кембрия.

*Илимская впадина* сложена отложениями венда, кембрия и ордовика, мощность которых составляет 4000—5000 м. Длина ее 350 км, ширина 100 км. В окружающих впадину районах поверхность фундамента находится на глубине 2500 м.

*Илгинская впадина* имеет длину 250 км при ширине до 100 км. Поверхность фундамента залегает на глубине около 4000 м. В пределах впадины залегают породы верхнего кембрия. Структура

осложнена рядом мульд, разделенных валами, которые в свою очередь осложнены многочисленными брахиантиклиналями и куполами.

Ушаковская впадина выполнена отложениями нижнего кембрия. Северо-западный борт осложнен брахиантиклиналями и куполами,

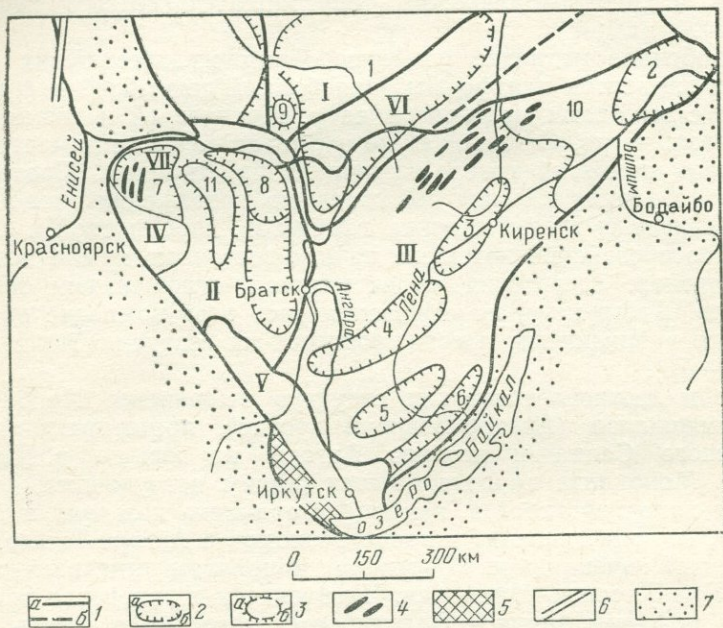


Рис. 3. Схема тектонического районирования южной части Сибирской платформы. По Е. А. Баскову, В. И. Драгунову, И. И. Краснову, Н. С. Маличу, В. Л. Масайтису (Минерагения Сибирской платформы..., 1970) с изменениями и дополнениями

1 — границы структур первого порядка (а — на поверхности, б — под более молодыми структурами); границы структур второго порядка: 2 — контуры впадин (а — на поверхности, б — под более молодыми структурами), 3 — контуры поднятий (а — на поверхности, б — под более молодыми структурами); 4 — складки «литвицевского» типа; 5 — выходы фундамента платформы; 6 — мезозойский глубинный разлом; 7 — области байкальской складчатости. Платформенные структуры первого порядка. Синеклизы: IV — Тунгусская, II — Тасеевская; антеклизы: III — Прибайкальская; красевые прогибы: VI — Канская впадина, V — Иркутская впадина, VII — Ангаро-Виллюйский внутриплатформенный прогиб, VII — зона ангарских складок. Платформенные структуры второго порядка. Впадины: 1 — Ванаварская, 2 — Нюй-Кутская, 3 — Усть-Кутская, 4 — Илимская, 5 — Илгинская, 6 — Ушаковская, 7 — Канско-Тасеевская, 8 — Мурская; поднятия: 9 — Чадобецкое, 10 — Пеледуйское, 11 — Чунское

а юго-восточный — сопряженными антиклиналями и синклиналями с крутыми углами падения крыльев, разрывами и опрокидыванием слоев.

Пеледуйское поднятие протягивается в северо-восточном направлении на 300 км при ширине до 250 км. Оно сложено кембрийскими породами, которые на его северо-западном склоне погружаются под юрские отложения, выполняющие Ангаро-Виллюйский прогиб. Поднятие осложнено рядом антиклинальных складок,

вытянутых в северо-восточном направлении; в их осевой части вскрыты нижнекембрийские породы.

Кембрийские отложения в пределах моноклизы, как и на всей территории южной части Сибирской платформы, налегают на подстилающие породы со стратиграфическим перерывом, в большинстве случаев с угловым несогласием. Отложения нижнего кембрия достигают общей мощности свыше 5000 м, из них на осадки соленосной формации приходится около 1000 м. Выше залегают отложения верхнего кембрия и ордовика. Моноклиза отделяется от Байкальской складчатой области разломами, к которым с западной стороны примыкает зона узких краевых складок, а далее в глубь моноклизы — зона широких и пологих складок. В центральной части складчатость выражена слабо. К Пеледуйскому поднятию с юго-запада подходят Марковско-Ичерская зона пологих структур и Непская зона складок.

*Непские («литвинцевские») складки* представляют собой узкие вытянутые антиклинали, протягивающиеся на десятки километров, обычно осложненные разрывами. Антиклинали не сопряжены с синклиналями. Для них характерны прямолинейность, асимметричное строение, резкое преобладание длины над шириной и постоянное наличие продольных разрывов. Породы, слагающие складки, обычно сложно смяты, в них наблюдаются сколы, надвиги, сбросы и взбросы. Ширина зоны складок 100—120, местами до 170 км. На северо-востоке она выклинивается за счет слияния с Приленской зоной, а на юге плавно переходит в область пологоволнистого залегания нижнепалеозойских пород. Протяженность зоны 450 км.

В южной и юго-западной частях региона располагается область пологоволнистого, почти горизонтального залегания нижнепалеозойских пород, в этой области отмечаются отдельные поднятия, углы падения крыльев которых иногда достигают 30—40°, но обычно не превышают 5—13°. Для таких структур характерны небольшая амплитуда поднятия (десятьки метров) и изолированное расположение среди поля практически горизонтально залегающих пород.

Здесь также широко развиты крупные и мелкие разрывные нарушения, сопровождающиеся значительными вертикальными перемещениями отдельных блоков пород, наиболее многочисленные в Ангаро-Илимском районе. Так, на р. Ангаре близ с. Седаново амплитуда смещения достигает нескольких десятков метров, а сброс у устья р. Вихоревой составляет 120 м; амплитуда смещения отдельных блоков нередко превышает 100 м.

*Тасеевская синеклиза*, расположенная на юго-западе платформы, выполнена отложениями палеозоя. Синеклиза осложнена поднятием и впадинами — верхнепалеозойско-раннемезозойской Мурской и мезозойской Канской; последняя наложена на Тасеевскую синеклизу и почти синхронна ей по времени образования. Тасеевская синеклиза выполнена терригенными, карбонатными и соленосными отложениями палеозоя общей мощностью более 5000 м.

Глубина залегания фундамента 4000—6000 м. Длина впадины около 250 км, ширина 100—150 км.

В Мурской впадине глубина поверхности фундамента более 4000 м. Впадина по существу является продолжением Илимской, от которой она отделена Окинско-Вихоревской флексурой. Вдоль юго-восточного края впадины в северо-западном направлении на протяжении 180—200 км прослеживается вал, достигающий ширины 60 км, при амплитуде поднятия 100—120 м. В своде вала вскрываются верхнекембрийские отложения, а на крыльях — ордовикские и силурийские.

*Чунское поднятие* оконтуривается по изогипсе поверхности фундамента 3500 м, а мощности слагающих его нижнекембрийских отложений, по сравнению с мощностями во впадине, сокращаются местами почти вдвое.

*Зона ангарских складок*, расположенная в нижнем течении Ангары, несколько отлична по строению от предыдущих структур и по существу представляет собой антиклинорий. В строении зоны складок участвуют кембрийские и ордовикские, а местами и верхнепалеозойские отложения, образующие несколько кулисообразно расположенных антиклиналей: Имбикскую, Агалеевскую, Кодинскую, Берябинскую и Ковинскую. Длина их изменяется от 30 до 40—50 км, ширина до 10—15 км, углы падения достигают 70—80° в осевых зонах, уменьшаясь на крыльях до 10—25° и менее. На востоке зона складок ограничивается зоной разломов, протягивающейся вдоль западной границы поля распространения траппов.

*Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб*, наложенный на Тунгусскую синеклизу, является по существу ответвлением Вилуйской синеклизы. Он протягивается в северо-восточном направлении примерно на 1000 км при ширине 150—250 км. Нижне- и среднеюрские континентальные морские отложения, слагающие эту структуру, имеют небольшую мощность (100—200 м) и в некоторых районах вследствие неравномерных поднятий в значительной степени уничтожены эрозией.

Среди структур платформы, наряду с пликативными нарушениями, широко распространены дизъюнктивные, часто сингенетичные с первыми и пространственно с ними совмещенные. Дизъюнктивные структуры очень разнообразны как по размерам, глубине заложения, морфологии, возрасту, времени развития, происхождению, так и по типам деформаций. Они подразделяются на разломы в фундаменте, возникшие в доплатформенный этап развития и разломы платформенного этапа, связанные с глыбовыми движениями и пликативными дислокациями в период тектоно-магматической активизации платформы. Основную группу составляют разломы, возникшие на платформенном этапе развития, в период образования осадочно-вулканогенного покрова платформы. Их образование совпало по времени с этапами тектоно-магматической активизации, перестройки структурного плана платформы. Выделяются региональные разломы, по которым происходило смещение блоков фундамента: возможно, они наследуют основные разломы

в фундаменте, но протяженность их невелика — единицы, десятки и реже первые сотни километров.

Система разломов в фундаменте и чехле платформы служила путями для проникновения магмы. С отдельными зонами разломов связано смятие и коробление слоев пород, образование флексур и складок; отмечаются мелкие и крупные вертикальные смещения с амплитудой до первых сотен метров.

Своеобразны нарушения в виде вулкано-тектонических кальдер и поднятий, ограниченные трещинами кольцевой и конической формы и сопровождающиеся радиальными разломами.

Многие тектонические нарушения в чехле платформы отчетливо выражены в рельефе, причем не только мезо-кайнозойские, но иногда и более древние разломы, что вызвано их обновлением, особенно интенсивным с начала миоцена.

*Основные данные о строении кристаллического фундамента южной части Сибирской платформы* получены в результате региональных геофизических работ, проводимых на этой площади, и глубокого структурного бурения (К. А. Савинский, Е. А. Каспарова, Н. Н. Дашкевич и др.). ВСЕГЕИ на этой основе составлена схема геологического строения (Схема геологического строения..., 1971 г.).

По данным геофизических исследований (Савинский, Савинская, 1965), в пределах фундамента южной части Сибирской платформы выделены жесткие блоки и мобильные зоны. Наиболее крупный структурный элемент фундамента — древняя Ангарская глыба, несколько приподнятая относительно окружающих ее структур. Внутренняя часть Ангарской глыбы разбита на блоки. В ее осевой части выделяется Ангаро-Илимский блок субмеридионального направления, ограниченный разломами. Вторая крупная структура — Долгомостовский погруженный блок, сложенный теми же архейскими породами, что и Ангарская глыба.

Краевые области Ангарской глыбы соответствуют Присяжно-Ленскому мобильному поясу, представляющему зону сильно раздробленного архейского фундамента. Шарыжалгайский и Байкальский архейские выступы кристаллического фундамента на поверхности являются наиболее крупными блоками в этой зоне дробления. Эта полукольцевая зона, обрамляющая Ангарскую глыбу кристаллического фундамента, насыщена магматическими породами.

В южной части Ангарской глыбы известны два грабена: Урийско-Ийский выполнен мощной толщей дислоцированных нижне- и верхнепротерозойских пород, представленных карбонатно-сланцевыми отложениями, вмещающими основные эффузивы и туфы мощностью 7—8 км. Онотский грабен расположен внутри Шарыжалгайского выступа, выполнен породами того же состава и кислыми эффузивами в верхних частях разреза.

В западных районах южной части Сибирской платформы (Средне-Ангарский район) кристаллический фундамент, по схеме Н. Н. Дашкевича и А. П. Четвергова, образует сложное гетеро-

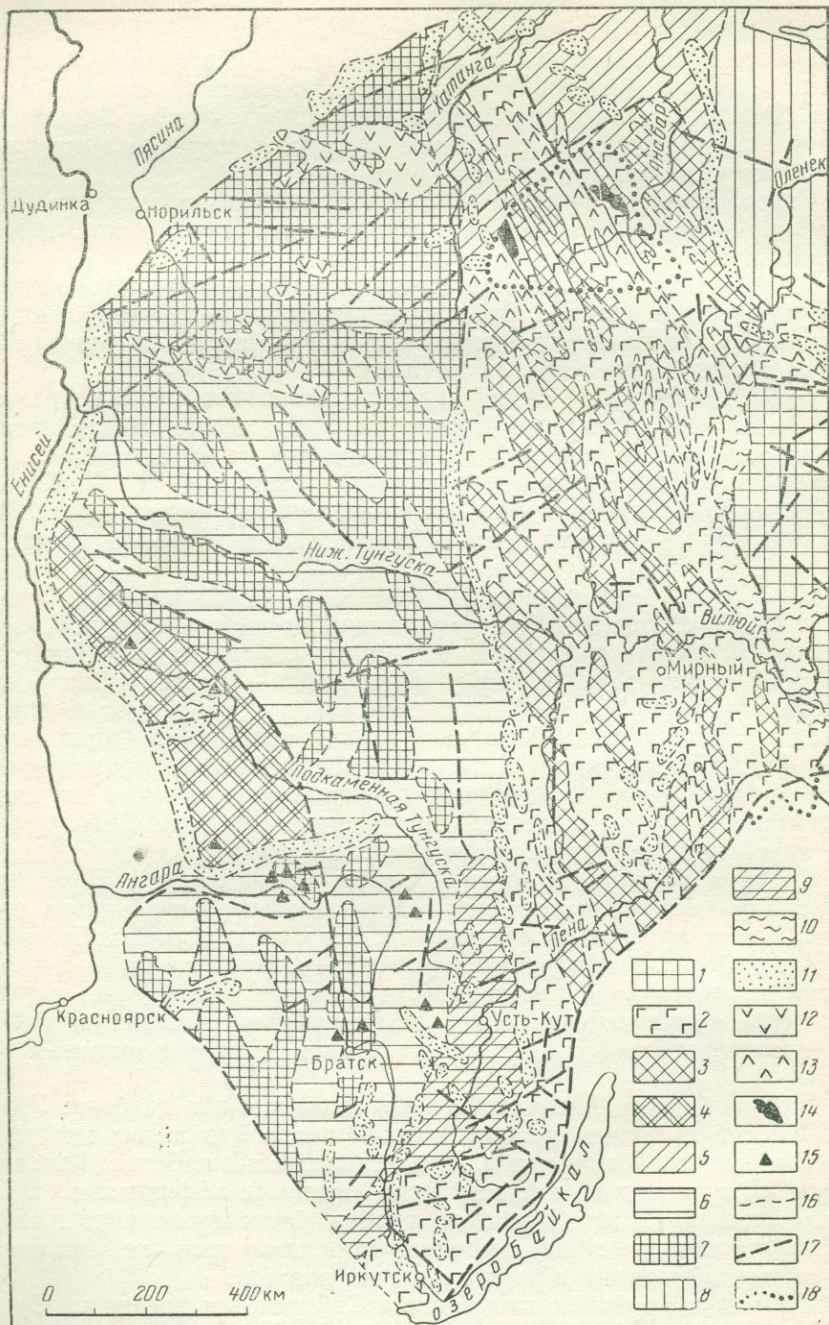


Рис. 4. Схема геологического строения фундамента Сибирской платформы. Составлена коллективом авторов ВСЕГЕИ (Схема геологического строения..., 1971)

генное сооружение, в котором, по данным гравитационных съемок, намечаются древние архейские блоки, разделенные относительно широкими мобильными зонами с разломами глубокого заложения в основном северо-западного и северо-восточного простираний.

На Сибирской платформе наблюдаются принадлежащие к кристаллическому фундаменту субмеридиональные магнитные аномалии. Они прослеживаются далеко на север, где устанавливается связь их со складчатыми комплексами архея Анабарского щита. В южном направлении устанавливается связь этих аномалий с комплексами архея Шарыжалгайского выступа и обнаруживается совпадение гравитационных и магнитных аномалий. Существуют различные мнения о природе субмеридиональных полосовых аномалий. Некоторые исследователи связывают их с наличием разломов в фундаменте, по которым внедрялись интрузии основной магмы (В. И. Блюменцвайг; К. Н. Ансимов, С. М. Замараев), а В. Ф. Давыдов и Е. А. Каспарова независимо друг от друга высказали предположение о их связи с древними метаморфическими комплексами типа железистых кварцитов, развитыми в фундаменте платформы.

Наземными проверочными геофизическими и горными работами, проведенными Л. М. Лаврентьевым в 1961 г. на Шарыжалгайском выступе, установлена приуроченность некоторых положительных аномалий к железистым породам архейского возраста.

На Шарыжалгайском выступе были открыты и разведаны относительно крупные месторождения кварцитов типа тараташских (Урал). Вероятно, подобные образования с обширными концентрациями железа имеются и в той части шарыжалгайской серии, которая скрыта осадочным чехлом. Исследования пород архея Сибирской платформы показали, что наибольшей плотностью обладают магнетитовые гнейсы и амфиболиты шарыжалгайской серии ( $3,01 \text{ г/см}^3$ ), а также магнетитовые кварциты Восточного Саяна ( $3,47 \text{ г/см}^3$ ). На Украинском и Балтийском щитах интенсивные полосовые магнитные аномалии связаны именно с железистыми кварцитами (Б. А. Андреев, 1960).

Кристаллический фундамент в южной части Сибирской платформы составляет комплекс пород нижнего архея и протерозоя.

---

Архей (1—6): 1 — иенгская серия; кварциты, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые и диопсидовые гнейсы; 2 — верхнеанабарская серия; гиперстеновые, двупироксеновые плагиогнейсы, биотит-гранатовые гнейсы и мраморы; 3 — хапчанская и верхнелапунская серии; гиперстен-гранатовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и мраморы; 4 — кузевская, атамановская и каланататская свиты; пироксеновые, кордиерит-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, гранулиты, чарнокиты, амфиболиты, железистые кварциты, джеспилиты; 5 — нерасчлененные архейские образования; 6 — шарыжалгайская серия; гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы, железистые кварциты; 7 — нерасчлененные архейско-раннепротерозойские образования; 8 — образования ранней стадии развития раннепротерозойского цикла; 9 — камчадальская свита раннего протерозоя и свита Соснового Байца среднего протерозоя; мраморы, доломиты, амфибол-биотитовые сланцы, железистые кварциты, джеспилиты; 10 — зоны развития милонитов, катаклизмов и диафторитов; 11 — основные и ультраосновные породы; 12 — основные породы пермо-триасового возраста; 13 — метаморфизованная офиолитовая формация; 14 — мигматит-плагиогранитовая формация; 15 — железорудные месторождения; 16 — геологические контуры (неустановленные); 17 — зоны разломов; 18 — контуры выходов метаморфических комплексов на дневную поверхность

Архейские образования представлены различными магматическими массивами, кристаллическими сланцами и гнейсами гранат-биотитового, амфибол-биотитового и амфиболового состава, объединенными в шарыжалгайскую серию нижнего архея (рис. 4).

М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис (Лурье и др., 1966 г.) предположительно считают, что шарыжалгайская серия первоначально была сложена осадочными породами, включающими мощные горизонты и линзы вулканитов основного и среднего состава, т. е. представляла собой архейские эвгеосинклинальные образования.

В юго-восточной части платформы архейские отложения граничат с мраморами, доломитами, амфибол-биотитовыми сланцами, кварцитами, джеспилитами камчадальской свиты раннего протерозоя и свитой Соснового Байца среднепротерозойского возраста (см. рис. 4). В юго-западной и центральной частях платформы выделяются поля нерасчлененных архейско-раннепротерозойских образований.

*Шарыжалгайская серия* простирается в субмеридиональном направлении и имеет мощность 5000—6300 м. Породы серии включают интрузии китойского комплекса с абсолютным возрастом 1880—1740 млн. лет (С. И. Тарасевич) и бельского комплекса. Они сильно метаморфизованы, огнейсованы и иногда участвуют в складчатости.

## 2. ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Наиболее ранний этап тектоно-магматической активизации рифейский. Об этом свидетельствует блоковая структура кристаллического фундамента платформы. Наличие вулканогенных нижне- и среднерифейских комплексов в краевых структурах платформы и постепенный переход первых снизу платформенных образований (верхнерифейские слои) в мощные комплексы платформенных отложений кембрия указывает на относительно спокойный в тектоническом отношении период опускания платформы, который начался в позднем рифее и продолжался до силурийского времени. Лишь в среднем кембрии, раннем ордовике и на границе раннего и среднего ордовика отмечаются сравнительно кратковременные поднятия и соответствующие им перерывы в отложении, отраженные на сводной стратиграфической колонке осадочного покрова южной части Сибирской платформы (см. рис. 2).

**С позднего силура, в течение девона платформа стала областью устойчивого поднятия**, в результате среднепалеозойского этапа тектоно-магматической активизации региона. Поднятие достигло максимума в девоне, когда им были охвачены и центральная часть, и окраинные прогибы платформы. В это же время проявился основной (трапповый) и щелочной вулканизм.

Как указывалось выше, в центральной части платформы девонские отложения отсутствуют (за исключением некоторых впадин). Сохранившиеся в таких структурах отложения девона характери-

зуют обстановку того времени. Отходящие от Рыбинской впадины структуры второго порядка, протягивающиеся в северо-западном и юго-восточном направлениях, выполнены мощными нижнедевонскими эффузивно-терригенными образованиями и вулканогенно-плутоническими комплексами кислых пород (Хренов и др., 1966). Верхнедевонскими (и более молодыми) отложениями выполнен Канский предгорный прогиб. Широко развиты породы верхнего девона у подножий Восточного Саяна и Енисейского кряжа, в Тунгусской и Вилюйской синеклизах.

Отложения девона в Канско-Тасеевской впадине представлены карбонатно-терригенной толщей, с флорой и фауной, трансгрессивно залегающей на кембрийских, ордовикских и силурийских осадочных породах и докембрийских гранитах. В основании разреза девонских отложений залегает кунгусская свита, сложенная известковистыми алевролитами с карбонатными стяжениями. В подошве свиты отмечается базальный конгломерат, состоящий из обломков осадочных, эффузивных и интрузивных докембрийских пород. Мощность свиты 100—348 м. На кунгусской свите согласно (с постепенным переходом) залегает амонашская свита мощностью 60—120 м, сложенная алевролитами с пластами известняка.

Разрез отложений в Кемпендяйской впадине начинается с отложений андылахской свиты средне-верхнедевонского возраста — мергели и алевролиты с прослоями известняков и гипсов общей мощностью около 150 м. Эти отложения перекрыты верхнедевонскими — нижнекарбовыми вулканогенно-осадочными породами наманинской свиты, представленными покровами плагиофировых базальтов и трахибазальтов, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. Мощность отдельных покровов лав 2—5 м, общая мощность свиты 120—150 м.

Венчают разрез девонских отложений кемпендяйская свита — глины, алевролиты, мергели с прослоями гипсов и каменной соли общей мощностью около 300 м — и курунгурыхская свита — карбонатно-глинистые породы и туфогенно-осадочные отложения мощностью 300—350 м.

О поднятии платформы свидетельствует и состав песчаников нижнего карбона на Нерюндинском железорудном месторождении, характеризующийся большим количеством относительно крупных угловатых обломков полевых шпатов и кварца и сравнительно хорошо окатанных обломков кварцитов.

Очевидно, эти обломки являются продуктами разрушения доволно древних пород, во всяком случае не палеозойских. Наличие этих пород в отложениях карбона свидетельствует о выходе их на поверхность в условиях резко расчлененного рельефа, образовавшегося при общем высоком стоянии платформы и блоковых движениях. Примером может служить Чадобецкое поднятие, денудация которого обнажила и размывла докембрийские породы. Нет оснований считать, что подобные образования не имели места и в других участках платформы.

В этот период в результате воздыманий района образовалась зона пологих антиклиналей — ангарских складок. Были заложены наиболее крупные сбросы на крыльях антиклиналей и в местах сопряжения складок. Дислоцированные и выведенные выше базиса эрозии толщи подвергались денудации вплоть до отложений ленского яруса нижнего кембрия.

Общее поднятие платформы, широкое развитие разломов и блоковые движения по ним сопровождались магматической деятельностью. В. Л. Масайтис (Геология Сибирской платформы, 1966) выделяет обширную область развития преимущественно дайковой фации среднепалеозойских траппов, обогащенных щелочами (особенно калием), титаном и фосфором. Абсолютный возраст этих пород подтверждает отнесение их к среднему или верхнему девону. Были распространены и эффузивные образования. Широкая система гигантских разломов способствовала поднятию базальтовой магмы. Эти образования сохранились лишь в пределах глубоких впадин. Несомненно они были распространены значительно шире, но впоследствии были уничтожены эрозией. К этому же этапу В. Л. Масайтис относит и проявления ультраосновного-щелочного магматизма и, в частности, кимберлитов ряда районов Якутии.

Обнаруженные в настоящее время участки проявления девонской магматической деятельности находятся на значительном расстоянии друг от друга. Несмотря на различные условия ее проявления, имеются следующие общие черты: магматизму сопутствуют интенсивные движения глыб, базальтовая магма обладает повышенной щелочностью, дифференциация ее приводит к образованию как кислых, так и щелочных пород.

Наличие в толще нижнепермской тунгусской свиты обломков докембрийских и даже архейских пород говорит о глубокой верхнепалеозойской денудации платформы в условиях ее значительного поднятия, а характер отложений — о стабильности тектонического режима в карбоне и перми.

*В конце пермского периода, после относительно стабильного состояния платформы в течение карбона и перми (с чем связано формирование угленосной формации в Тунгусской синеклизе), начался новый, мезозойский этап тектоно-магматической активизации.* Этот этап характеризовался образованием сводовых поднятий, наметившихся еще в предшествующую эпоху. Образование поднятий сопровождалось дроблением и интенсивной магматической деятельностью. В то же время в отрицательных структурах, унаследованных от карбона, вместо угленосных континентальных толщ накапливались вулканогенно-осадочные образования, сменившиеся в конце палеозоя покровами лав.

*В триасе важное значение имели тектонические движения, инверсионно унаследовавшие блоковую структуру предшествовавшей, среднепалеозойской тектоно-магматической эпохи активизации платформы.* Амплитуда поднятия блоков нижнепалеозойских пород достигала 500 м. Тектонические движения сопровождались

интенсивной магматической деятельностью. Обильный трапповый эффузивный и интрузивный магматизм, проявившийся в триасе, свидетельствует о вступлении платформы в активизированное геотектоническое состояние.

Интенсивному мезозойскому магматизму, проявившемуся во всех формах, несомненно способствовала значительная раздробленность фундамента и чехла платформы.

В этот раннемезозойский период активизации платформы на ее стабильную область была наложена Вилюйская синеклиза и дальнейшее развитие получила Тунгусская. Вся остальная часть платформы представляла собой поднятие с блоковой структурой, причем в отдельных блоках наблюдается различной формы складчатость. После кратковременной эпохи тектонического покоя, о которой свидетельствует каолиновая кора выветривания под осадками пород юрского возраста, следует *юрский период мезозойского этапа тектоно-магматической активизации*. Он ознаменовался новой тектонической перестройкой. Возник прогиб в Присаянье, возобновилось опускание Канско-Тасеевского прогиба и некоторых других структур в Прибайкалье и Присаянье. Расширилась Вилюйская синеклиза. Этому периоду отвечают вулканическая и интрузивная фазы траппового магматизма.

Тектоно-магматическая активизация этого периода охватила значительный по времени промежуток, который закончился только в палеогене, однако *активным периодом был только раннеюрский — среднеюрский*, поздняя же юра, мел и большая часть палеогена характеризуются затуханием тектонических движений.

В кайнозое, в конце палеогена, вся платформа вновь была высоко поднята и представляла собой стабильную область. Но в отдельных местах происходили относительно слабые, очевидно унаследованные, движения более ранних периодов. К ним относятся отчетливо выраженные в рельефе дизъюнктивные и пликативные структуры, образовавшиеся в неоген-четвертичное время. Особенно интенсивно проявились в это время глыбовые движения, приуроченные обычно к линиям древних разрывных нарушений и обновленных в этот этап. Наиболее отчетливые доказательства таких движений имеются вдоль окраинных частей платформы, причем характер структур свидетельствует о продолжении их формирования и в настоящее время.

Наряду с глыбовыми движениями, главным образом по окраинам платформы, известны пологие сводовые опускания и поднятия в центральной части региона, иногда охватывающие обширные территории. Наконец, широко распространены трещины, обусловленные пологими изгибами фундамента платформы. Магматические породы, возникшие в этот этап активизации платформы, неизвестны.

Рассматривая характер тектоно-магматических периодов активизации платформы, можно сделать вывод, что каждый из них состоял из двух частей. Для первой характерно развитие блоковой тектоники, проявление складчатости, развитие магматизма,

для второй — затухание тектоно-магматической деятельности и переход в стабильное состояние, развитие денудации, кор выветривания. В период относительно стабильного состояния происходила денудация поднятых блоков, материал дезинтеграции выносился за их пределы и накапливался в грабеноподобных структурах, обладавших большой амплитудой смещения, что приводило к крупным местным смещениям базиса эрозии.

### 3. ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО РОЛЬ В ЖЕЛЕЗОРУДНОМ ПРОЦЕССЕ

Трапповому магматизму Сибирской платформы посвящены работы многих исследователей. В них освещены вопросы о фазах внедрения трапповой магмы, об условиях и путях проникновения магмы в осадочный чехол, о возрасте внедрения траппов.

Существует несколько схем возрастного деления Тунгусского (верхнепалеозойско-нижнемезозойского) платформенного вулканизма. А. П. Лебедев (1951) по форме залегания трапповых тел выделил четыре фазы. М. М. Одинцов (1953), М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955) фазы траппового магматизма выделили в соответствии с развитием крупных тектонических структур. В. В. Ляхович (1955) выделил четыре этапа внедрения траппов по петрографическому составу. Последующие схемы более сложные. В них выделяются фазы внедрения щелочных и ультраосновных пород и фазы проявления трубчатого вулканизма. Это схемы М. К. Косыгина и Г. В. Рослякова (1956), В. И. Гоньшаковой (1961), М. М. Одинцова и В. А. Твердохлебова (1962), М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса и Л. А. Полуниной (1962).

Первая фаза траппового магматизма, проявившаяся в перми, и вторая, отвечающая верхней перми и низам нижнего триаса, установлены на северо-западе платформы, где выделены комплексы субщелочных интрузий. С третьей, наиболее мощной, фазой связывается внедрение недифференцированных и слабо дифференцированных интрузий нормальных траппов, среди которых выделяется четыре комплекса (катангский, ангарский, ногинский и амовский). Четвертая фаза представлена сильно дифференцированными интрузиями, богатыми летучими компонентами. В ней выделено четыре комплекса (норильский, курейский, кузьмовский и тычанский), с которыми связано образование рудопроявлений и промышленных месторождений медно-никелевых и железных руд, исландского шпата, графита. Пятой фазе отвечают маломощные интрузии недифференцированных и слабо дифференцированных нормальных траппов (агатский комплекс). К шестой фазе отнесены слабо дифференцированные, с повышенным количеством калия и титана многочисленные дайки северной и восточной части платформы, секущие лавы и интрузии предыдущих фаз. Возраст определен условно как нижний триас.

Магнетитовое оруденение связывается с кузьмовским комплексом четвертой интрузивной фазы. По петрографическому составу —

это долериты с биотитом, троктолит-долериты, габбро-долериты, феррогаббро, кварцевые габбро, гранофиры, альбититы; комплекс характеризуется повышенной железистостью.

Есть указания, что трапповый магматизм проявился еще раньше. В отложениях ливьяжинской свиты в среднем течении р. Ангары, близ устья р. Илим, по р. Илиму, по р. Берямбе имеются прослой конгломератов мощностью 0,5 м, в которых гальки траппов составляют 67% от всего обломочного материала (Ильяхина, 1960). Возраст свиты определяется как средне-верхнекаменноугольный: она соответствует катской свите. Этот исследователь в песчаниках нижележащей тушамской свиты нижнего карбона отмечает наличие мелких обломков основных эффузивов, а в тяжелой фракции характерные минералы базальтов — моноклинный пироксен, оливин, магнетит, ильменит.

В. Н. Гоньшаковой (1961) для юго-восточной части Сибирской платформы выделено пять фаз внедрения траппов, предположительно проявившихся между верхним кембрием и верхней юрой. Первая фаза, верхнекембрийская — ордовикская; вторая — девонская; третья — пермокарбоновая; четвертая — пермо-триасовая; пятая — посленижнеюрская.

Магнетитовые месторождения связаны с двумя комплексами траппов. Незначительные рудопроявления, известные на р. Большой Патом, в районе р. Борус, приурочены к пермо-триасовому борусскому комплексу, который характеризуется повышенным содержанием кремнекислоты и натрия, присутствием бериллия и свинца.

Промышленные месторождения Ангаро-Илимского района связаны с илимо-вилюйским пермо-триасовым комплексом, представленным дайками субщелочных долеритов повышенной основности. Эти долериты отличаются повышенным содержанием закисного и окисного железа и аксессуарных минералов — титаномагнетита, пирита, сфена, апатита. Микроэлементы, характерные для этого комплекса, — литий, свинец, цинк, молибден, бериллий, барий, стронций.

Схеме В. Н. Гоньшаковой близка схема М. М. Одинцова, В. А. Твердохлебова и др. (Структура, вулканизм..., 1962).

И. И. Краснов (Геология Сибирской платформы, 1966) считает возможным выделить в самостоятельную среднепалеозойскую трапповую формацию базальты и дайки траппов Кемпендйской впадины и интрузии вилюйского комплекса, относительно обогащенные калием и титаном.

В. В. Ревердатто (1968) считает, что сейчас критерии различия трапповых комплексов еще не совсем обоснованы, по его мнению, траппы, выделенные М. Л. Лурье и др. в кузьмовский комплекс, не всегда соответствуют возрасту 220—210 млн. лет. Гранофировые породы на р. Подкаменная Тунгуска более древние и имеют возраст 308 млн. лет, что соответствует пермо-карбону.

Рассмотренные концепции однозначно утверждают многофазность трапповой магматической деятельности, но дают противоре-

чивые схемы возрастного деления, что свидетельствует о недостаточности исходных данных по этому вопросу.

Условия внедрения магмы, закономерности распространения трапповых интрузий и структуры, контролирующие распределение интрузий в осадочном чехле, исследователи трактуют различно. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др. (1932) считали, что внедрение траппов связано с опусканием блоков по разломам. М. М. Одинцов (1953), Т. Н. Спичарский (1955) связывают их внедрение с растяжением и растрескиванием коры. С точки зрения М. К. Косыгина и Г. В. Рослякова (1956), И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса (Геология Сибирской платформы, 1966) и других внедрение трапповой магмы и образование диатрем связано с зонами крупных разломов в осадочном чехле. Структурный контроль магматических тел, как и диатрем ультраосновного и щелочно-ультраосновного состава, М. М. Одинцов, В. А. Твердохлебов и др. (1962) видят в подчинении их структурам фундамента. Структуры же осадочного чехла лишь частично оказывают контролирующее влияние на размещение интрузий, даек и диатрем.

В проблеме траппового магматизма особое место занимает вопрос о трубчатых формах проявления вулканической деятельности и о связи этих форм со структурами осадочного чехла. По мнению большинства исследователей трубки взрыва приурочены к крупным тектоническим нарушениям и возникли в процессе внедрения основной магмы в породы осадочного чехла.

М. К. Косыгин, Г. В. Росляков (1956), П. Е. Оффман (1957), М. А. Иващенко, В. В. Корабельникова и др. (Ангаро-Илимские..., 1960), связывая ангаро-илимские железорудные месторождения с трубками взрыва, считают, что они образуются на пересечении двух крупных тектонических разрывных нарушений.

По мнению Л. Г. Страхова (1958), для образования трубок взрыва необходимо наличие плотной газонепроницаемой крыши — экрана, а не трещиноватых зон; железорудные месторождения приурочены не к территории распространения траппов, а к зонам, прилегающим к этим территориям. При максимальном раскрытии глубинных разломов образуются кимберлитовые трубки, а базальтовые трубки взрыва образуются в процессе растяжения при метаморфизме фундамента платформы и сохранении целостности осадочного чехла (Страхов, 1971).

Как отмечают М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис (1958), раздробленность осадочных пород, повышающая их проницаемость, неблагоприятна для образования трубок взрыва.

В литературе есть упоминание, что трубки взрыва Шотландии, Шпицбергена и других районов не обнаруживают связи с какими-либо разломами и другими структурами верхней части земной коры. В трапповой магматической формации выделяются эффузивная и интрузивная фации.

Эффузивная фация. Связана с проявлением раннетриасовой фазы траппового магматизма и образованием туфогенной толщи. Здесь широко развиты туфобрекчи, а также туфы, туф-

фиты, для которых характерно линзообразное пологое залегание и взаимные переходы. Вулканогенные комплексы нижнего триаса развиты на севере Сибирской платформы, в пределах ее южной части они известны в Ангаро-Катском и других железорудных районах.

Южнее, в Ангаро-Илимском районе, породы нижнетриасового вулканогенно-осадочного комплекса обнаружены на небольшой площади в пределах Октябрьского железорудного месторождения, где они перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями юры и нижнего мела. На остальных железорудных полях в этом районе условно к пермо-триасу относятся обломочные породы, интенсивно подвергшиеся оруденению. В составе этих пород находятся обломки траппов, но количественно преобладают обычно скарнированные, иногда полуокатанные обломки осадочных пород нижнего палеозоя. Отмечены единичные находки обугленной древесины (Суслов) и галек кислых эффузивных пород. М. И. Иващенко и В. В. Корабельникова писали (Ангаро-Илимские. . ., 1960, с. 116): «По литологическому составу и главным образом по наличию угля описываемые породы можно отнести к продуктивной свите пермской системы (P<sub>1</sub>)». На основании того, что участки, блоки, линзы этих пород ориентированы под различными углами к горизонту, они их приняли за обломки продуктивной свиты, попавшие в «трубку» в результате взрыва, и отнесли к пермо-триасу. Среди них В. В. Корабельникова и др. по составу и размерам обломков выделяют туфобрекчии, кристаллокластические туфы, литокластические туфы, туфовые песчаники и трапповые агломераты. Но описание этих пород не свидетельствует о содержании в них туфогенного материала. Эти исследователи лишь предполагают, что обломки сильно хлоритизированных пород являются бывшим туфогенным (стекло) материалом. Упомянув о наличии в таких отложениях витрокластических туфов, они отмечают, что выделить их нельзя, поскольку они нацело хлоритизированы. Подлинно вулканогенные комплексы нижнего триаса имеют совершенно иной характер. В них мало обломков осадочных пород и преобладают траппы.

Интрузивная фация. Основной формой залегания пород интрузивной фации являются sill и различные дайки, в том числе кольцевые и конические, интрузии неправильной формы, штоки, лакколиты. Большая часть интрузий располагается в верхних частях осадочного чехла. В нижних горизонтах распространены исключительно трещинные интрузии и линейные дайки траппов. Рои даек (Ляхович, 1955) прослеживаются на расстоянии до 500—700 км, их мощность 10—60 м (реже до 100 м).

Образования, названные вулканическими трубками, морфологически представляют собой сплошные цилиндрические тела (некки) без «сердцевин». Поэтому трубками их называть нельзя. В поперечном сечении, в современном срезе, размеры их колеблются от 160×80 до 2400×800 м. Г. В. Росляков (1960) и др. считают, что «трубки» связаны с залегающими на глубинах от 0,6 до 1,6—

2,6 км трапповыми телами, а в целом глубина «трубок» не превышает 1,5—2 км. По мнению М. М. Одинцова и В. А. Твердохлебова (1962), это лишь предположение. Там, где удалось видеть кровлю силла, нигде не были найдены трубки взрыва.

Помимо достаточно крупных и отчетливо выраженных некковых форм на платформе среди отложений перми и нижнего триаса известно большое число мелких штокообразных тел.

Интрузивные породы в различной степени содержат осадочный материал в форме глыб и обломков.

Траппы Сибири существенно не отличаются от траппов других провинций мира. Преобладают недифференцированные представители траппов — долериты, габбро-долериты. В их составе: плагиоклаз, моноклинный пироксен — пижонит (20—25% железистости), оливин; в очень небольших количествах отмечаются магнетит, ильменит, апатит, кварц, микропегматит и измененное вулканическое стекло. Структура пород пойкилоофитовая, офитовая, интерсертально-офитовая, таксито-офитовая, габбро-офитовая. В составе дифференцированных интрузий могут присутствовать различные дифференциаты ее, залегающие в виде горизонтов и линз, а также в виде самостоятельных тел небольших размеров.

Химический состав дифференцированных интрузий отличается иногда значительно от недифференцированных. Так, дифференциаты ранних стадий обогащены основным плагиоклазом, магниезией и известью. Более поздние продукты дифференциации обогащены железом, кремнекислотой и щелочами. Субщелочные разновидности траппов содержат повышенное количество натрия. Некоторые разновидности траппов обогащены титаном, калием, глиноземом и т. д. В породах щелочной ветви обычно появляются минералы с повышенным содержанием щелочей (щелочные полевые шпаты, биотит, анальцит, эгирин-диопсид, а также цеолиты, пренит и др.).

Особую группу составляют автометаморфизованные и гидротермально измененные породы, отличающиеся широким развитием вторичных водных силикатов, высокой степенью окисления железа и т. д. Эти образования наиболее близки породам субщелочного ряда.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ РАЙОНОВ

##### Средне-Ангарский железорудный район

Интрузивные породы в районе Кодинской горст-антиклинали распространены значительно. Они размещаются на ее крыльях, образуя межпластовые тела, реже дайки и штоки. Мощность пластовых интрузий изменяется от 40—50 м (на севере) до 80—100 м (на юге). Мощность секущих тел колеблется от 15—20 до 70—80 м при длине по простираанию до 1 км.

Процессы дифференциации в траппах выражены слабо. Наиболее распространены нормальные траппы — долериты, троктолитовые долериты, оливиновые долериты и габбро-долериты. Для диф-

ференцированных интрузий характерна более разнообразная серия пород и появление среди них разностей типа феррогаббро.

В нижних горизонтах интрузии, расположенной на южном крыле горст-антиклинали, устанавливаются троктолитовые и оливинные долериты; в верхних — долериты и габбро-долериты. Интрузия, расположенная на северном крыле, сложена главным образом оливинными, реже троктолитовыми долеритами. В дайковых телах выделяются толеитовые долериты, порфиридные оливинные и троктолитовые долериты. В эндоконтактах интрузивных тел распространены микродолериты и афанитовые долериты.

Долериты состоят из лабрадора и андезина-лабрадора (48—55%), моноклинного пироксена — пижонита (18—30%) и оливина (2—10%), вторичные минералы — иддингсит и боулингит; рудный минерал — титаномагнетит. Структура преимущественно пойкилоофитовая.

Троктолитовые долериты состоят из лабрадора, реже лабрадор-битовнита (40—50%), пижонита (30—35%), оливина — хризолита (15—20%); рудные минералы — магнетит и титаномагнетит; вторичные — боулингит, серпентин, иддингсит, тальк. Структура в основном пойкилоофитовая, реже порфиридная и офитовая.

Оливинные долериты состоят из лабрадора (45%), пижонита (40%), оливина — хризолита (10—15%); рудные минералы — магнетит, титаномагнетит; в редких случаях отмечается кварц; вторичные — иддингсит. Встречаются оливинные долериты с микропегматитом (от 5 до 10%). Структура пород пойкилоофитовая.

Габбро-долериты — средне- и крупнозернистые породы с габбро-офитовой и таксито-офитовой структурой. Наблюдается ориентированное расположение таблитчатых и призматических кристаллов плагиоклаза. Состав: плагиоклаз — от андезина до лабрадора (35—45%), пижонит (до 30%), оливин (8—10%); рудные минералы — магнетит и титаномагнетит; вторичные минералы — иддингсит.

Долеритовые порфириты здесь редки, характеризуются порфириной, гломеропорфириной и долеритовой структурой. Порфириновые выделения представлены хорошо образованными кристаллами плагиоклаза, реже пироксеном и оливинном. Основная масса имеет микродолеритовую структуру и состоит из мелких зерен плагиоклаза и моноклинного пироксена.

На правом берегу р. Коды (по данным Л. Г. Савановича, 1964) в кровле траппового силла, сложенного долеритами и оливинными долеритами, имеется горизонт гранофигов и долерит-пегматитов мощностью 40 см. На гранофигах залегают известковые песчаники, которые на контакте изменены незначительно. Мощность зоны приконтактового изменения составляет 10 см. Трапповое тело на контакте с вмещающими породами имеет маломощную эндоконтактовую оторочку, представленную плотными микродолеритами. Вмещающие породы на контакте превращены в плотные плитчатые

Порода	Автор	Место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Оливиновый долерит	А. Я. Архипенкова	Район Тагарского м-ния	48,56	1,67	14,32	2,51	11,10
То же	То же	То же	49,10	1,25	14,68	2,95	9,12
" "	" "	" "	48,40	1,20	14,95	2,69	9,07
Троктолитовый долерит	Киселев Р. В.	" "	42,36	0,82	14,32	3,68	13,61
Габбро-долерит	То же	" "	51,28	2,06	15,71	7,90	6,36
Долеритовый порфирит	" "	" "	45,82	1,52	12,67	3,92	9,54
Долерит	В. В. КорABELЬНИКОВА	Коршуновское м-ние	46,62	0,95	14,90	9,97	5,45
То же	Г. В. РосЛЯКОВ	Рудногорское м-ние	46,88	0,60	16,09	10,01	2,26
Долерит среднезернистый	А. Я. Архипенкова	Нерюндинское м-ние	43,92	1,14	12,97	5,78	7,73
Долерит мелкозернистый	То же	То же	47,18	1,41	14,68	2,97	8,82
Долерит крупнозернистый	" "	" "	47,24	1,10	14,39	3,04	9,04
Средний состав нормальных траппов	Лурье М. Л.		49,00	1,08	15,60	4,50	9,40
Траппы Карру (Южная Африка)	Ф. Уокер (Уокер, Польдсварт, 1950)		52,50	1,00	15,40	1,20	9,30

роговики темно-серого цвета. Мощность зон экзоконтактных изменений 2—3 м, реже до 15 м.

Дайкообразные тела в районе весьма редки. Л. Г. Савановичем дайка траппов наблюдалась только в одном случае, в верховьях правого притока ручья Челепки. Залегает она в отложениях карбона. Видимая мощность дайки от 50 до 150 м (реже до 300 м). Простираение северо-западное. Протяженность по простираению несколько километров. Траппы, слагающие дайку, аналогичны траппам пластовых тел.

Химический состав траппов различных участков района приведен в табл. 1. Для сравнения приведены анализы траппов Нерюндинского и Коршуновского месторождений, а также средний состав нормального траппа Сибирской платформы и других областей земного шара.

Приведенные данные показывают сходство изверженных пород района между собой и с породами других месторождений платформы, а также соответствие их химического состава среднему составу нормальных траппов Сибирской платформы, траппов Карру

тав траппов, %

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S <sub>общ</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	a	c	b	s
0,20	10,08	6,78	2,22	0,02	0,05	0,16	1,20	98,87	4,79	7,19	31,16	56,85
0,20	11,40	7,60	2,08	0,47	0,19	0,14	0,94	100,1	5,20	7,00	32,15	55,65
0,19	11,76	7,38	2,08	0,53	0,05	0,12	1,26	99,68	5,24	7,26	32,32	55,18
0,17	10,82	8,98	1,66	0,31	—	—	3,27	100,0	4,16	7,62	38,60	49,62
0,18	2,05	8,23	3,20	0,95	—	0,32	+H <sub>2</sub> O 2,18	100,42	9,04	6,53	21,31	63,12
0,13	10,04	9,50	2,80	1,30	—	0,20	3,13	100,57	7,91	4,42	35,25	52,42
0,05	6,76	9,37	2,65	1,56	—	0,22	SO <sub>3</sub> 0,66	99,16	8,1	6,0	31,1	54,7
0,05	6,69	7,75	2,77	—	—	0,09	4,31	97,50	6,5	8,4	25,9	58,9
0,22	8,65	12,06	2,08	0,33	—	0,12	±H <sub>2</sub> O 4,94	199,94	5,16	6,28	36,57	51,99
0,16	7,75	11,22	2,25	0,53	—	0,14	±H <sub>2</sub> O 2,90	100,01	5,81	7,06	31,49	55,64
0,15	8,18	11,58	2,04	0,63	—	0,10	+H <sub>2</sub> O 2,15	99,64	5,23	7,09	32,58	55,10
0,20	6,50	10,40	2,00	0,80	—	0,10	—	100,0	6,06	8,28	23,95	61,71
0,20	7,10	10,30	2,10	0,80	—	0,10	—	100,0	5,81	7,30	26,91	59,98

(Южная Африка) и мировых платобазальтов. Основные показатели для траппов района Тагарского месторождения  $a=4,16-7,9$ ;  $c=4,4-7,62$ ;  $b=21,3-38,6$  иллюстрируют принадлежность их к нормальным траппам. Исключение составляют габбро-долериты, несколько обогащенные щелочами.

**Траппы Тагарского месторождения** представляют собой брекчию различных по минеральному составу и структурам трапповых пород. Все разновидности обломков траппов, встреченных на Тагарском месторождении, могут быть разделены на четыре группы: 1) оливиновые долериты с пойкилоофитовой структурой (49% всех обломков траппов); 2) долериты с офитовой структурой и нацело адуляризованным плагиоклазом — «щелочные долериты» (единичные обломки); 3) долеритовые порфириты (21%); 4) базальты (30%).

Оливиновые долериты с пойкилоофитовой структурой — серые и темно-серые мелко- и среднезернистые породы (рис. 5). Они состоят в основном из плагиоклаза (40—45%) и моноклинного пироксена (30—35%); второстепенные минералы —

оливин (8—10%), биотит (3—5%); вторичные — актинолит, эпидот, пренит, боулингит; рудные минералы — магнетит.

Долериты, измененные калиевым метасоматозом, с офикальной структурой и нацело адуляризованным плагиоклазом. Микроскопически это темно-серая, почти черная массивная порода с включениями красновато-коричневого цвета. Форма включений изометричная, размер 2—2,5 мм. Порода состоит из калиевого полевого шпата (40—45%), моноклинного пироксена — зеленого

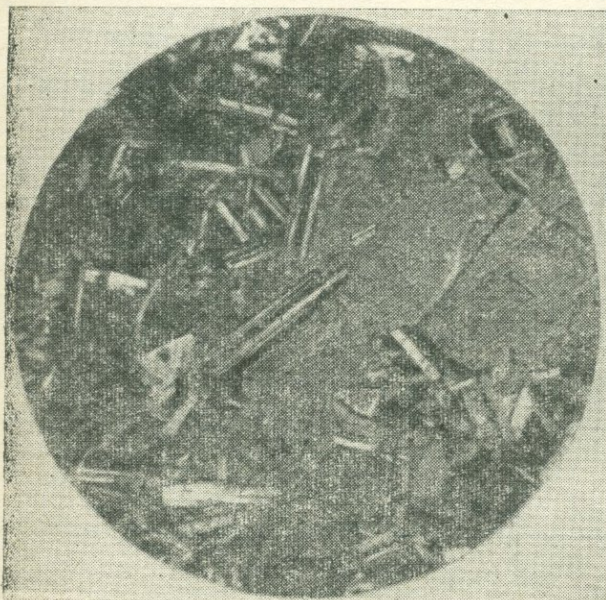


Рис. 5. Долерит с пойкилофитовой структурой. Ув. 30. Ник.+

(20—25%) и коричневатого-розового (15—20%), рудного минерала (5—8%). Присутствуют редкие зерна апатита и сфена, листочки хлорита и зерна зеленовато-желтого эпидота.

Долеритовые порфириды представляют собой плотные мелкозернистые породы темно-серого до черного цвета с раковистым изломом. На фоне основной (90—95%) микродолеритовой массы распределены вкрапленники плагиоклаза, реже моноклинного пироксена (5—8%). Под микроскопом установлено, что основная масса состоит из плагиоклаза (45—50%) и моноклинного пироксена (35—40%). Второстепенные минералы — хлорит, амфибол, серицит, биотит, боулингит, эпидот.

Базальты темно-серые до черных плотные афанитовые породы, иногда с миндалинами величиной до 1—1,5 мм, выполненными белым лучистым цеолитом. Под микроскопом видно, что породы состоят из вкрапленников (20—25%) и основной массы (75—80%); вкрапленники — плагиоклаз (80—85%), реже моноклинный

пироксен (15—20%). Основная масса обладает гиалопилитовой структурой. Микролиты плагиоклаза, между которыми иногда хорошо видны мелкие зернышки моноклинного пироксена, связаны темно-серым, иногда почти черным непрозрачным стеклом. Под микроскопом установлено, что характерные для этих пород гнезда округлой формы (до 1,5 мм) выполнены агрегатами эпидота, актинолита и биотита. Наблюдаются также тонкие (0,08—0,1 мм) жилки кальцита, нередко ветвящиеся, и серпентина (0,02—0,03 мм), причем кальцитовые жилки пересекают серпентиновые. Структура пород порфировая с гиалопилитовой структурой основной массы.

Цемент брекчии траппов неоднороден в различных частях разреза. Внешне — это обычно зеленовато- или желтовато-серая или серовато-зеленая различных оттенков масса, состоящая из серпентина, магнезиального хлорита, кальцита с вкрапленниками пирита, реже халькопирита и магнетита. При значительном содержании магнетита в цементе брекчия становится рудой.

Детальное изучение шлифов показало, что часть цементирующей массы представлена сильно измененным скарнированным долеритовым порфиритом, а часть — серпентин-хлорит-пироксеновым скарном. Среди серпентин-хлоритовой массы встречаются мелкие (до 2,5 мм) обломки траппов с ясно выраженной реликтовой долеритовой структурой. В шлифах из цемента наблюдались также скарны флогопит-хлорит-пироксенового состава, частично оруденные, и, наконец, пироксен-гранатовые скарны с монтмориллонитом (по серпентину), флогопитом и кальцитом.

*Моноклинный пироксен (пижонит)* в оливиновых долеритах присутствует в виде крупных зерен размером от 0,6 до 3 мм (в среднем 1,2—1,4 мм). Иногда отчетливо видны трещины спайности по призме (100). Форма зерен преимущественно неправильная. Замещается пижонит актинолитом и биотитом. Титан-авгит входит в состав щелочных долеритов и долеритовых порфиритов. Он образует короткостолбчатые, таблитчатые, но чаще неправильной формы зерна величиной от 0,5—0,6 до 2 мм с включениями зерен ильменита. Наблюдаются структуры песочных часов, характерные для титан-авгита. По периферии титан-авгит замещается бледно-зеленым диопсидом. Иногда замещение проходит полностью с образованием гомоосевых псевдоморфоз пироксена. Но чаще диопсид образует оторочку вокруг титан-авгита. Для него характерно присутствие большого количества мелких включений ильменита и сфена, а также удлиненных кристалликов апатита. Оптические константы пироксенов приведены в табл. 2.

*Плагиоклаз* в долеритовых порфиритах присутствует во вкрапленниках (битовнит) и в основной массе (лабрадор). Плагиоклаз вкрапленников образует хорошо оформленные кристаллы величиной 1,4—1,8 мм, резко идиоморфные по отношению ко всем другим минералам. Часто наблюдаютсяglomerопорфиновые выделения. Замещается кальцитом и сосюритом. Плагиоклаз основной массы (в оливиновых долеритах — андезин) образует удлиненно-призма-

Оптические константы пироксенов

Породы	Показатель преломления		$n_g - n_p$	$cNg$	$2V$	Цвет	Плеохроизм	Минералы
	$n_g$	$n_p$						
Оливиновые долериты	1,702	1,680	0,022	27—28°	45°	Слаборозоватый	Не заметен	Пижонит
Щелочные долериты	1,730	1,701	0,029	29°	50—55°	Коричневато-красный	Густой по $Ng$ , бледный по $Np$	Титанавгит
То же	1,694	1,665	0,027	47°	55—60°	Бледно-зеленый	Серо-зеленый по $Ng$ , почти бесцветный по $Np$	Диопсид
Долеритовые порфиры	1,700	1,677	0,023	33°	45—50°	Бледный красновато-коричневый	Слабый красновато-коричневый по $Ng$ , почти бесцветный по $Np$	Титанавгит
Базальты	1,704	1,681	0,023	22°	45°	Почти бесцветный со слабо розоватым оттенком	Не заметен	Пижонит

тические зерна в виде таблиц величиной от 0,3—0,5 до 1,2—1,4 мм. Часто видны трещины спайности по (001). Хорошо наблюдаются как простые, так и полисинтетические двойники по (010). Боковые грани зерен иногда неровные. Часто идиоморфные кристаллы плагиоклаза образуют пойкилитовые вроски в зернах моноклинного пироксена. Замещается плагиоклаз серицитом, реже прени-том.

Плагиоклаз базальтов присутствует в виде отдельных идиоморфных кристаллов длиннопризматического габитуса величиной 1,2—1,5 мм. Вкрапленники обычно сильно альбитизированы, замещаются агрегатом сосюрита, кальцитом, эпидотом. Плагиоклаз основной массы наблюдается в виде тонких, игольчатых лейст величиной от сотых долей до 0,1 мм. Оптические константы плагиоклазов приведены в табл. 3.

В щелочных долеритах главную массу породы составляет калиевый полевой шпат. Он представлен удлинненными кристаллами величиной от 0,7—0,8 до 2—3 мм.

Показатели преломления  $n_g = 1,530$ ;  $n_m = 1,529$ ;  $n_p = 1,524$ ;  $n_g - n_p = 0,006$ .

## Оптические константы плагиоклазов

Породы	$cNp$	Плагиоклаз
Оливиновый долерит	27°	Андезин (№ 47—48)
Долеритовый порфирит	45° (вкрапл.)	Битовнит (№ 70)
То же	29—32° (8 замеров основной массы)	Лабрадор (№ 50—56)
Базальт	Вкрапленники сильно измененные	Лабрадор-битовнит (№ 68)
То же	Основная масса (8 замеров)	Лабрадор (№ 52—60)

Примечание. Зона симметричного угасания (на століке Федорова) во всех замерах  $\perp$  (010)

*Оливин* в большинстве случаев образует зерна изометричной, реже неправильной формы величиной от 0,1 до 0,5—0,6 мм, обычно располагающиеся в интерстициях зерен плагиоклаза. Очень слабо окрашен в зеленоватый цвет, иногда желтоватый или оранжевый, вследствие выделения гидроокислов железа. Замещается боулингом. Знак минерала отрицательный.  $2V=80-86^\circ$ , что отвечает магнезиальным оливинам — хризолитам с содержанием фаялитовой молекулы ( $Fe_2SiO_4$ ) до 30% (Винчелл А. Н. и Винчелл Г., 1953).

*Эпидот* встречается редко и распределен в породах неравномерно. Представлен зернами неправильной, реже изометричной формы величиной от 0,1 до 0,8 мм; образует также агрегаты мельчайших зерен размером от 1 до 1,5 мм. Крупные зерна эпидота содержат включения пироксена и магнетита, а в эпидоте из калишпатовых пород отмечаются включения сростков ортита. Наблюдается развитее эпидота по плагиоклазам. Оптические константы: угол угасания со спайностью равен  $15^\circ$ ; плеохроизм:  $Ng$  — зеленовато-желтая;  $Np$ -бесцветная;  $n_g - n_p = 0,033$ . Замещается актинолитом.

*Актинолит* отмечается редко. Выделяется в виде удлиненных призматических зерен размером от 0,1—0,4 до 1,5—2 мм; чаще образует спутанно-волоконистые агрегаты величиной 1,5—2 мм. Окрашен в бледно-зеленый цвет; плеохроизм очень слабый:  $Ng$  — бледно-зеленая;  $Np$  — зеленовато-желтая;  $cNg = 20-22^\circ$ ;  $-2V = 70-75^\circ$ ;  $n_g = 1,654$ ;  $n_p = 1,637$ ;  $n_g - n_p = 0,017$ . Актинолит преимущественно развивается по пироксену, иногда нацело замещая его. Переходит в биотит.

*Биотит* наблюдается в виде листочков, чаще неправильной формы, величиной от 0,1 до 0,3 мм, а также развивается по амфиболу и пироксену. Плеохроизм резкий:  $Ng$  — соломенно-желтая,  $Np$  — коричневая.

*Ильменит* широко распространен во всех разновидностях обломков траппов, где он выделяется в виде свободных мелких пластинчатых зерен величиной от 0,02—0,06 до 0,8—1 мм или иголь-

## Химический состав обломков трап

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
120	Оливиновый долерит	46,32	1,89	13,62	5,15	9,16	0,20	7,05	10,30
152	То же	45,16	1,81	13,01	5,87	7,79	0,15	6,70	11,58
524а	Адуляризированный долерит	46,26	3,20	9,61	8,64	9,63	0,20	2,81	8,72
1085а	Базальт	47,80	2,02	14,12	5,45	9,78	0,21	5,96	8,00

чатых форм длиной более 2—3 мм. Содержание ильменита 1—2%. Кроме того, он входит в состав титаномагнетита. Наличие мелких включений калиевого полевого шпата, пироксена и амфибола в ильмените свидетельствует о позднем его выделении. Ильменит замещается лейкоксеном. Из микроэлементов группы железа в ильмените присутствуют: Mn 0,3%; Cr 0,1%; V 0,1%; Ni 0,005%, отмечаются кобальт, медь, галлий (тысячные доли).

*Титаномагнетит* характеризуется неправильной формой зерен (от 0,01 до 1—1,2 мм) и, как правило, решетчатой структурой распада, с преобладающим содержанием в нем магнетита над ильменитом. Содержание титаномагнетита в породах 3—5%, а в некоторых участках — до 10—12%.

*Апатит* распределяется в породах неравномерно. Встречается в основном в виде длиннопризматических бесцветных зерен (от 0,1 до 0,4—0,5 мм). Содержание элементов-примесей группы железа следующее: Fe 0,1%; Ti 0,01%; Mn 0,001%; Cr 0,001%; La 0,01%; Y 0,003%; Yb 0,0001%. Отмечаются также Sr 0,03%; Ba 0,01%.

*Сфен* наблюдается редко. Обычно присутствует в виде зерен неправильной, иногда копьевидной формы величиной от сотых долей до 0,2—0,3 мм. Наблюдается в виде оторочек вокруг зерен ильменита. Цвет бледный красновато-коричневый; плеохроизм слабый: *Ng* — бледная красновато-коричневая, *Np* — почти бесцветная. По данным спектрального анализа в сфене содержатся: Fe 0,1—0,3%; Y 0,01%; Zr 0,01—0,03%; Y 0,01%; Yb 0,005%.

*Натролит* выполняет миндалины в обломках базальтов и образует крупные радиально-лучистые или призматические кристаллы длиной от 1—1,6 до 7—8 мм. Минерал бесцветный, прозрачный, с прямым угасанием.  $2V=50-55^\circ$ .

Анализ распределения обломков долеритов с пойкилоофитовой структурой на геологических разрезах показал, что закономерности в расположении измененных и свежих пород не наблюдается, так что возможная принадлежность их к различным интрузивным телам (наличие которых можно было бы предположить) исключает

## пов Тагарского месторождения, %

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	S <sub>общ</sub>	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	FeO : MoO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	Коэф-фици-ент же-лезис-тости	Коэф-фици-ент щелоч-ности
2,40	1,15	1,56	0,34	0,36	0,20	0,73	100,43	0,73	0,25	47,90	39,09
2,52	1,00	0,28	0,06	1,78	0,19	2,11	100,01	0,65	0,34	46,79	40,16
0,93	6,71	0,82	0,32	0,10	0,79	1,47	100,21	2,00	0,40	73,13	91,49
2,41	2,64	—	0,06	—	0,25	1,86	100,56	0,90	0,25	53,29	48,55

ется. Скорее всего, различная степень изменения обломков связана с неравномерностью проникновения в брекчии изменявшихся ее постримагматических растворов.

Данные химического состава обломков траппов из рудной зоны Тагарского месторождения приведены в табл. 4. Анализ образца 524а свидетельствует о привносе калия и выносе натрия из породы, т. е. процессе, результаты которого наблюдаются под микроскопом и выражены в виде адуляризации плагиоклаза. В этой же породе содержится уменьшенное (по сравнению с нормальными траппами) количество магния и кальция, но возрастает содержание TiO<sub>2</sub> и образуется титан-авгит.

Для разновидностей траппов, не затронутых процессом калиевого метасоматоза (обр. 120 и 1085а), можно отметить ряд признаков, сближающих их с субщелочными траппами (Гоньшакова, 1961). Прежде всего обращает на себя внимание повышенная по сравнению с нормальными траппами щелочность этих пород. Отмечается также несколько пониженное количество SiO<sub>2</sub> и коэффициента железистости. Уже было отмечено, что для долеритов с пойкилоофитовой структурой (обр. 120) характерно наличие среднего плагиоклаза (№ 47—48) по сравнению с обычным для траппов лабрадором или лабрадор-битовнитом. Такое поокисление плагиоклаза характерно, как это отмечает В. И. Гоньшаков (1961), для субщелочных траппов. В то же время тенденция к окислению (выраженная отношением Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO) проявляется незначительно, что для субщелочных траппов не типично. Обращает на себя внимание также и отношение суммы щелочей к алюмоокислоте. Оно показывает, что для данных разновидностей траппов характерно отклонение в сторону нормальных магм. Таким образом, эти породы занимают промежуточное положение между нормальными и субщелочными траппами.

Спектральным полуколичественным анализом в неизмененных обломках долеритов и базальтов обнаружены следующие элементы-примеси: содержания выше кларковых — титан, медь, стронций, иттербий; содержания близкие кларковым — литий, скандий,

ванадий, марганец, кобальт, никель, цинк, галлий, иттрий; содержания ниже кларковых — хром, свинец; последние присутствуют спорадически.

### Ангаро-Илимский железорудный район

Описание траппов ангаро-илимских железорудных месторождений приводится по данным М. А. Иващенко, В. В. Корабельниковой и др. (Ангаро-Илимские железорудные..., 1960) и В. И. Гоньшаковой (1961).

Интрузивные породы в районе образуют пластовые (межформационные и внутриформационные), секущие и куполообразные тела. Большая часть пластообразных тел траппов расположена в зоне контакта между мамырской и братской свитами или внутри последней. Мощность их изменяется от нескольких до 200—300 м (в среднем 40—50 м). Секущие тела траппов имеют форму жил, крупных даек, штоков, некков и тел неправильной полукольцевой и кольцевой формы. Наиболее распространены дайки мощностью 1—2 км, простирающиеся на десятки километров в различных направлениях.

На **Коршуновском месторождении** траппы представлены серией крутопадающих маломощных (10—15 м) даек, выходящих на поверхность по периферии рудного поля, реже образуют пластовые тела. Траппы преимущественно развиты на глубине, где они залегают среди обломочных образований и образуют дайки, некки и штокообразные тела. Дайки простираются в северо-восточном, реже субширотном направлениях. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 30 м и более.

Интрузивные породы Коршуновского месторождения представлены габбро-долеритами с бластогипидиоморфнозернистой структурой, долеритами крупно-, средне- и мелкозернистыми с пойкилоофитовой структурой, долеритовыми порфиритами с порфировой и гломеропорфировой структурой; структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая, реже микродолеритовая.

В тектонических зонах среди осадочных пород вскрыты брекчированные траппы. Обломки траппов присутствуют среди грубообломочных образований, развитых в пределах скарно-рудной зоны. Среди обломков траппов выделены долериты с офитовой и пойкилоофитовой структурой, реже пегматоидные разности, долерит-порфириты и микропорфириты с гиалопилитовой и витрофировой структурой основной массы.

На **Рудногорском месторождении** встречаются единичные небольшой протяженности дайки траппов с крутым падением. Они вскрыты горными выработками на южном склоне горы Рудной, пересечены буровыми скважинами на различных глубинах. Дайки траппов южного склона залегают в контакте пород братской свиты и обломочных образований. Мощность их 8—10 м. Простираение близко к широтному, падение 60—70°. В скважинах мощность даек от 0,3 до 4—5 м. Все они представлены в основном оливино-

выми и безоливиновыми долеритовыми порфиритами. В краевых частях дайковых тел северного склона отмечаются трапповые брекчии, цемент которых представлен трапповым обломочным материалом, реже кальцитом. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород имеют мощность 8—10 м. По химическому составу траппы Рудногорского месторождения не отличаются от траппов Коршунковского (см. табл. 1) и других месторождений Ангаро-Илимского района.

На **Татьянинском месторождении** интрузии траппов не установлены. Отмечаются лишь грубообломочные брекчии траппов, сцементированные стекловатым (?) материалом основного состава. Среди обломочных образований встречаются гальки измененного фельзит-порфира, кварцевого порфира, мелкозернистого лейкократового порфиридовидного гранита. Размер галек от 2—3 до 5—10 см.

На **Красноярковском месторождении** траппы широко развиты и образуют пластовые интрузии и дайки, реже нежки и штокообразные тела. Крупная интрузия траппов в пределах месторождения имеет характер пластообразного пологопадающего тела, более или менее согласного с вмещающими породами. Дайки чаще приурочены к контакту скарново-рудной зоны с вмещающими породами. Они залегают в виде полукольцевых и сложноветвящихся тел и пространственно приурочены к полю обломочных пород; лишь некоторое количество их наблюдается за пределами поля, во вмещающих породах. Во всех случаях дайки маломощны (10—15 м), почти вертикальны, простираются в различных направлениях. Штоки залегают на глубине около 500 м. Ширина их изменяется от 140 до 300 м. Вмещающие породы на контакте с траппами окварцованы и ороговикованы. Мощность зон изменения пород 0,2—0,3 м, реже 1 м. В ряде участков месторождения вскрыты брекчированные зоны в осадочных породах, которые инъецированы траппами. Позднее эти траппы подверглись дроблению с образованием брекчированных разновидностей. На месторождении траппы представлены оливиновыми долеритами с пойкилоофитовой и массивной текстурой и габбро-долеритами. В краевых частях трапповых тел отмечаются долеритовые порфириты порфиридовидной и миндалекаменной структуры.

На других еще мало изученных железорудных месторождениях и рудопроявлениях Ангаро-Илимского района траппы имеют различное распространение и формы залегания. В основном это крупные пластовые тела за пределами рудных зон (Седановское и Октябрьское), сложенные долеритовыми порфиритами, или нежкообразные тела (Шестаковское), полукольцевые дайки долеритового порфирита с крупнобрекчированным строением или маломощные дайки долеритов (Горелая Сопка, Тубинское). На ряде месторождений траппы не установлены (Пасмурное и др.). Дифференциации в пределах трапповых интрузий не наблюдается. Оторочки эндоконтактовых изменений очень маломощны (0,3—0,5 м). Осадочные породы в некоторых участках на контакте с интрузивными слабо ожелезнены. Мощность зон изменения до 0,3 м.

Рассматривая *химизм траппов* ангаро-илимских и других магнетитовых месторождений Сибирской платформы, следует отметить, что по ряду химических характеристик (табл. 5) траппы

Таблица 5

Химические характеристики траппов

Месторождения	FeO : MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	Коэффициент железистости	Коэффициент щелочности
Тагарское	0,61	0,10	40,00	0,25
Коршуновское	0,45	0,83	45,00	0,40
Рудногорское	0,19	2,00	36,40	0,28
Красноярское	0,71	0,14	44,80	0,33
Нерюндинское	0,63	0,16	42,00	0,28
Нормальные траппы Сибирской платформы	1,44	0,13	60,00	0,26
Траппы Карру (Южная Африка)	0,73	0,05	43,60	0,28

месторождений близки между собой и сопоставляются с нормальными траппами и траппами провинции Карру (Южная Африка). Сопоставляя значения соотношений FeO : MgO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO траппов месторождений, можно констатировать, что, как и нормальные траппы, эти породы имеют основной, бедный железом и обогащенный магнием, состав. По этим характеристикам они близки к траппам Карру. Особенно бедны железистым компонентом траппы дайковых тел, как это видно на примере Рудногорского месторождения (FeO : MgO=0,19). Высокое значение отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO объясняется присутствием вторичного магнетита в этих траппах.

Коэффициент железистости рассматриваемых траппов колеблется незначительно (40,4—44,8), но резко отличается от коэффициента нормальных траппов (60). Несколько пониженным его значением (36,4) обладают траппы Рудногорского месторождения. Коэффициент щелочности находится в прямой зависимости от коэффициента железистости как для траппов из пластовых интрузий, так и из дайковых тел.

Особенности химического состава траппов отражены в их минеральном составе. Появление клиноэнстатит-диопсида на Красноярском месторождении, пижонита и оливина — хризолита на Коршуновском и в траппах района Тагарского месторождения отразилось на повышенном значении отношений FeO : MgO относительно отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : FeO (исключая Рудногорское месторождение, в котором пироксен — диопсид, а оливин очень редок). Щелочность траппов сказалась главным образом на составе полевых шпатов: появление на Коршуновском и Красноярском месторождениях андезина несколько увеличило щелочность траппов. Близ-

кий состав полевых шпатов Рудногорского и Нерюндинского, а также траппов района Тагарского месторождений выразился в незначительном колебании коэффициента щелочности траппов, величина которого отвечает нормальным траппам и траппам Карру.

### Ангаро-Катский железорудный район

В районе Нерюндинского месторождения, по классификации М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса, Л. А. Полуниной (Геология Сибирской платформы... , 1966), выделяются два комплекса интрузивных образований: недифференцированные интрузии агатского и слабо дифференцированные интрузии ангарского комплексов траппов. Наиболее распространены слабо дифференцированные интрузивные породы ангарского комплекса, образующие sill, дайки и штоки. Секущие интрузивные тела имеют преимущественно северо-восточное, субширотное, реже меридиональное направление. Протяженность даек колеблется от 40—60 м до 2 км. Падение крутое (60—80°). Мощность изменяется от 10—20 до 150—200 м. По минеральному составу и структурам могут быть выделены толеитовые, троктолитовые долериты и долериты с пойкилоофитовой и офитовой структурой, порфиновые микродолериты и афанитовые долериты. Эффузивные породы в районе представлены туфами, туфобрекчиями и реже базальтами.

В пределах **Нерюндинского месторождения** распространены долериты ангарского интрузивного комплекса.

Крупная пластообразная интрузия слабо дифференцированных траппов вскрыта на глубине 280—360 м от поверхности и имеет мощность до 80—100 м. По составу в силле выделяются оливиновые и безоливиновые долериты. В центральной и нижней частях силла распространены оливиновые и реже троктолитовые долериты (рис. 6), а в кровле его — безоливиновые долериты. По структурным признакам могут быть выделены порфировидные микродолериты, пойкилоофитовые мелкозернистые долериты (рис. 7). Секущие интрузивные тела (штокообразные и дайкообразные), распространенные в пределах месторождения, залегают в основном на глубине. Мощность их колеблется от 5 до 30 м, протяженность — от 10—20 до 100—200 м. Сложены они мелко- и среднезернистыми порфировидными долеритами с пойкилоофитовой, офитовой и порфировой структурой.

В непосредственном контакте с вмещающими породами долериты осветлены и приобретают афанитовую структуру. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражены в образовании тонкозернистых структур и цеолитизации. Мощность эндоконтактовых и экзоконтактовых оторочек изменяется от 0,5 до 0,8 м. Тела базальтов имеют мощность от 4 до 10 м и встречаются на глубине 50—60 м от поверхности среди пород корвунчанской свиты. Протяженность их 80—120 м. Базальты характеризуются порфировой и гломеропорфировой структурой основной массы.

Долериты состоят из моноклинного пироксена и плагиоклаза. Второстепенные минералы представлены эпидотом, биотитом, амфиболом, кварцем; из акцессорных присутствует апатит; рудный минерал представлен титаномагнетитом.

Плагиоклаз обычно свежий с хорошо выраженным двойниковым строением. Образует лейсты, в основном резко удлиненные, размером от 0,1 до 1—1,5 мм. В некоторых участках устанавли-



Рис. 6. Амфиболитизированный оливиновый долерит. Ув. 30. Без анализатора

вается облачное угасание плагиоклаза. По составу плагиоклаз относится к лабрадору № 51—60. Изредка отмечается андезин № 47. Изменения наблюдаются вблизи зон контакта с вмещающими породами и выражены в хлоритизации, цеолитизации и реже серпентинизации.

*Пироксен* по оптическим свойствам относится к диопсидизированному авгиту (по Трегеру).  $c N_g = 37-44^\circ$ ;  $n_g - n_p = 0,023-0,031$ ;  $2V = 58-60^\circ$ . Окраска слабо буроватая с чуть заметным плеохроизмом: по  $N_g$  — более густая, по  $N_p$  — светло-бурая. Это дает возможность высказать предположение о бедности пироксена титаном, что согласуется также с отсутствием в траппах свободного ильменита. Изменения пироксена наиболее интенсивно проявлены вблизи контакта траппов с вмещающими породами. Наблюдается сильная амфиболитизация пироксенов, иногда до полного замещения их и хлоритизация.

Химический состав траппов Нерюндинского месторождения приведен в табл. 1 и 5. Он не отличается существенно от составов траппов других магномангнетитовых месторождений южной части Сибирской платформы, нормальных траппов и траппов Карру. Повышенная железистость согласуется с присутствием в их составе титаномагнетита.

В траппах Нерюндинского месторождения в содержаниях выше кларка отмечаются следующие микроэлементы: марганец, титан,

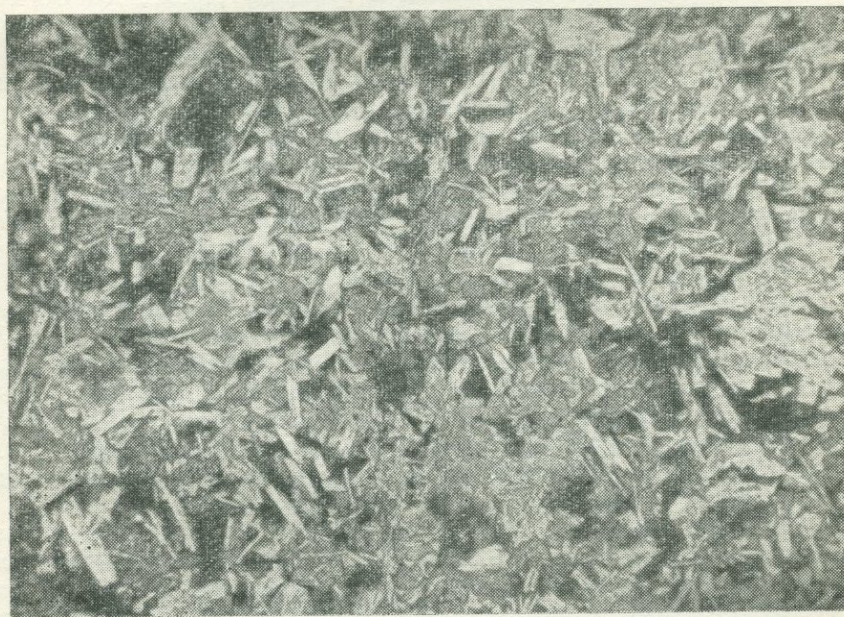


Рис. 7. Пойкилофитовый мелкозернистый долерит. Ув. 30. Без анализатора

ванадий, хром, медь; в количествах около кларка присутствуют никель, кобальт, цинк, галлий, скандий, стронций; содержание циркония и бария на порядок ниже кларка; следует отметить, что литий, стронций и особенно барий отмечаются спорадически.

**Петрохимические и минералого-геохимические особенности траппов изучавшихся магномангнетитовых месторождений юга Сибирской платформы** позволили сделать следующие выводы.

1. Ведущие минералы траппов — плагиоклаз (лабрадор и лабрадор-битовнит, в редких случаях андезин) и пироксен (пижонит, диопсид, иногда титан-авгит) характеризуют нормальный состав трапповой магмы, что соответствует и коэффициентам щелочности этих пород (0,25—0,33 против 0,26—0,28 в нормальных траппах и траппах Карру соответственно).

2. Коэффициент железистости имеет пониженное значение относительно нормальных траппов (40—44,8 против 60,0), что

согласуется с представлениями В. И. Гоньшаковой (1960), но не соответствует представлениям М. Л. Лурье и др. (1966), по мнению которых для дифференцированных траппов характерно повышенное значение этой величины.

3. Характерными микроэлементами траппов Тагарского месторождения являются следующие (ср. по 28 анализам): выше кларка — титан, ванадий, медь, цинк, стронций, иттербий, галлий; кларковые содержания — марганец, скандий, кобальт, никель, олово; ниже кларка — хром, цирконий. В траппах Нерюндинского месторождения содержания выше кларка отмечаются для марганца, титана, ванадия, хрома, меди, никеля, галлия, стронция; близки к кларковым содержания цинка, иттрия, иттербия; содержание лития, циркония и бария на порядок ниже кларкового.

В траппах Рудногорского и Седановского месторождений содержания выше кларка отмечаются лишь для ванадия, а количества ниже и близко кларку для марганца, титана, хрома, меди, цинка, галлия и скандия; цирконий отмечен только в ряде проб из траппов Седановского месторождения. Таким образом, в траппах Тагарского и Нерюндинского месторождений присутствуют в вышекларковых и кларковых количествах марганец, никель и скандий, которые, как отмечает В. И. Гоньшакова, не характерны для субщелочных траппов. Траппы Рудногорского и Седановского месторождений также содержат марганец и скандий. Нигде не отмечается бериллий, молибден, практически отсутствует свинец, литий спорадически присутствует лишь на Нерюндинском и Тагарском месторождениях — элементы, характеризующие субщелочной комплекс траппов.

Комплексы траппов Сибирской платформы существенно различаются и по магнитным свойствам. Эти различия устанавливаются как между нормальными и дифференцированными траппами, так и между их дифференцированными разностями. Траппы Кузьмовского комплекса в восточной части Средне-Ангарского района в отличие от траппов западной части имеют повышенное значение  $I_H$  и обратную намагниченность. Траппы этого комплекса, как и катангского, в западной части района создают положительные магнитные поля приблизительно одинаковой интенсивности, хотя более интенсивные из них отвечают дифференцированным интрузиям. В восточной части района отрицательные поля обусловлены интрузиями траппов как ангарского, так и кузьмовского комплексов, что затрудняет их разделение по магнитным свойствам.

Изложенные фактические данные о траппах на железорудных месторождениях южной части Сибирской платформы (см. табл. 1 и 5) подтверждают вывод М. А. Иващенко и В. В. Корабельниковой о том, что траппы по своим петрохимическим характеристикам существенно не отличаются от нормальных траппов, широко распространенных на Сибирской платформе и близки к траппам плато-базальтового комплекса. Выявленный В. И. Гоньшаковой (1961) предположительно нижеюрский подкомплекс субщелочных долеритов, как видно из петрохимических характеристик, хотя и яв-

ляется наиболее щелочным среди траппов железорудных полей, но принадлежит к слабо дифференцированным разностям. Дифференцированный кузьмовский комплекс, с которым М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. И. Полунина (Геология Сибирской платформы, 1966) связывают образование магномagnetитовых руд на Сибирской платформе, в пределах железорудных полей не обнаружен. На различных участках платформы интрузии этого комплекса дифференцированы различно. На северо-западе платформы магма была магнезиальной, на юге и в центральной части она носила более железистый характер.

Наличие даек траппов в пределах рудных полей не является благоприятным признаком для развития рудного процесса. При широком развитии этих пород мы не наблюдаем образования крупных месторождений богатых магномagnetитовых руд. *Рудному процессу предшествует раскрытие трещинных зон и дробление даек траппов. Рудоносные растворы* проникали по трещинам, отлагая рудное вещество в цементе трапповых брекчий. Обломки траппов замещаются слабо и снижают качество руды.

Наблюдаемая пространственная связь железорудных месторождений с дайками трапповой формации объясняется тем, что и те, и другие использовали тектонические магмо- и рудоподводящие нарушения. Но если траппы залечивали тектонические нарушения различных направлений, то рудоподводящими и рудолокализирующими структурами были нарушения преимущественно субширотного направления. Силлы траппов могли выполнять роль экрана для рудоносных растворов, содействуя образованию подсилловых рудных залежей, как на Нерюндинском месторождении.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АНГАРСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

---

Выявление закономерностей размещения железорудных месторождений в южной части Сибирской плиты имеет важное научное и практическое значение, поскольку от этого в основном зависит правильное решение вопросов генезиса железных руд и создание научных основ геологического прогноза месторождений. Они определяются связью пространственного распределения месторождений со структурами и составом кристаллического фундамента, положением месторождений в литолого-стратиграфическом разрезе осадочного покрова платформы и влиянием на размещение месторождений тектонических структур этого покрова, образовавшихся в процессе неоднократной тектоно-магматической активизации платформы.

### 1. СВЯЗЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМЫ

Размещение месторождений железных руд, показанное на схеме геологического строения кристаллического фундамента Сибирской платформы (см. рис. 4), свидетельствует о том, что *железорудные районы ее южной части располагаются над площадями развития в кристаллическом фундаменте архейской шарыжалгайской сери и грабенообразных структур с ниже- и среднепротерозойскими комплексами*, относимыми соответственно к свитам камчадальской и Соснового Байца. Из-за невозможности расчленения породы шарыжалгайского комплекса и камчадальской свиты чаще всего объединяются в архейско-раннепротерозойский комплекс.

Средне-Ангарский железорудный район в основном располагается на приподнятом Иркинеево-Катангском мегавале докембрийского фундамента, имеющем субширотное простирание, и тяготеет к границе шарыжалгайского комплекса с нерасчлененными архейско-протерозойскими образованиями.

Маньзинская группа месторождений расположена в граничной зоне Иркинеево-Катангского мегавала и Тасеевской синеклизы — крупной отрицательной структуры фундамента. Обе структуры разделены Богучанским разломом широтного направления.

Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский железорудные районы приурочены к полосе шарыжалгайских пород субмеридионального простираения, непосредственно связанной с Шарыжалгайским выступом кристаллического фундамента на поверхность. При этом архейские породы образуют приподнятые блоки среди протерозойских пород, которые прослеживаются в фундаменте в виде широкой меридиональной полосы восточнее железорудных районов. Здесь вдоль контакта архейских и протерозойских образований по геофизическим данным предполагается наличие пород основного и ультраосновного состава.

Месторождения Непско-Гаженской группы располагаются на площади развития верхнеанабарской серии архея, включающей интрузии базит-ультрабазитового состава. Менее ясно расположение месторождений Вельминской группы и Подкаменной Тунгуски в поле развития архейско-протерозойских образований, имеющих связь со структурами Енисейского кряжа.

В пределах площадей развития в фундаменте пород шарыжалгайской серии часто наблюдаются региональные магнитные и гравимагнитные аномалии субмеридионального направления. Железорудные месторождения иногда приурочены к положительным или к границе положительных и отрицательных аномалий. Хотя природа региональных гравимагнитных аномалий в настоящее время окончательно не установлена, можно предполагать, что аномалии чаще всего отражают складчато-блоковые структуры фундамента, в строении которых участвуют плотные высокомагнитные породы. Ими могут быть и железоносные породы докембрия, как это установлено на Шарыжалгайском выступе, где магнитным аномалиям соответствуют выходы железистых кварцитов.

*Следовательно, пространственная связь железорудных месторождений с шарыжалгайским комплексом фундамента не случайна и может свидетельствовать, что железоносные породы докембрийского фундамента платформы могли служить источником вещества для образования железорудных месторождений, локализованных в чехле платформы. Наблюдаемая иногда приуроченность месторождений к зонам перехода от положительных региональных магнитных аномалий к отрицательным, как и к границам крупных блоков фундамента, объясняется тем, что эти зоны, как правило, являются тектоническими, долгоживущими, наиболее нарушенными, а следовательно, и более проницаемыми для гидротермальных растворов, сформировавших месторождения.*

## **2. ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОСАДОЧНОМ ПОКРОВЕ СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ**

### **ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ**

Сибирская платформа имела длительную историю формирования, на протяжении которой периоды относительно спокойного тектонического режима сменялись этапами интенсивной активизации,

сопровождавшимися магматической деятельностью. Формирование основных структур осадочного чехла Сибирской платформы также было длительным по времени, многоэтапным, чем и обусловлен сложный характер их строения.

Большинство исследователей железорудных месторождений южной части Сибирской платформы отмечают большую роль тектоники фундамента в формировании структур чехла. Последние отражают блоковые дифференцированные движения в фундаменте и в зависимости от масштаба (порядка) являются рудоконтролирующими или рудолокализирующими, т. е. непосредственно вмещающими магнетитовое оруденение.

К складчатым структурам первого порядка в платформенном чехле могут быть отнесены такие структуры, как Тунгусская, Тасеевская и Вилюйская синеклизы, зона ангарских складок. Они дополнительно осложнены структурами второго порядка — валами и прогибами. В расположении железорудных месторождений по отношению к структурам первого и второго порядка в большинстве случаев проявляется определенная закономерность.

Так, Средне-Ангарский железорудный район почти целиком располагается в зоне ангарских складок — субширотной структуре, разделяющей Тунгусскую и Тасеевскую синеклизы. Непосредственно с зоной ангарских складок граничат Мурский прогиб Тасеевской синеклизы и Чадобецко-Кодинский прогиб Тунгусской синеклизы. Маньзинский железорудный район расположен в пограничной зоне Иркинеевского выступа и северного борта Тасеевской синеклизы. Вельминский железорудный район приурочен к одноименной синклинальной структуре второго порядка, которая располагается между Иркинеевским выступом и зоной ангарских складок (на юге), структурами Енисейского кряжа (на западе) и Тунгусской синеклизой (на востоке). Ангаро-Катский железорудный район располагается на юго-восточном крыле Тунгусской синеклизы, в зоне нижнемезозойского Ангаро-Вилюйского внутриплатформенного прогиба.

Ангаро-Илимский железорудный район находится в юго-восточной части Сибирской плиты. Эта область в свою очередь имеет гетерогенное строение. На фоне пологонаклонного (до горизонтального) залегания нижнепалеозойского структурного яруса (Прибайкальская моноклиза) выделяются структурные зоны второго порядка — зона Непских складок, зона изолированных линейных складок и зона куполовидных брахискладок.

Прежними исследователями отмечалось, что известные железорудные районы южной части Сибирской плиты тяготеют к окраинам наиболее крупных складчатых структур или их сочленениям, поскольку границы и стыки крупных структур чехла, отражающих блоковые движения кристаллического фундамента, соответствуют наиболее мобильным зонам, окружающим стабильные глыбы. Как правило, по этим зонам проходят глубинные региональные разломы, порядок которых соответствует порядку крупнейших структур платформенного чехла, вследствие чего они являлись путями подъ-

ема рудоносных растворов и предшествующего внедрения трапповой магмы.

Следует уточнить, что рудоконтролирующими, определяющими (в сочетании с другими благоприятными факторами) положение железорудных районов или групп месторождений, являются субширотные границы крупных структур. В этом отношении наиболее характерным примером является зона Ангарских складок — мобильная и долгоживущая субширотная тектоническая зона, в пределах которой пересекаются целый ряд глубинных и региональных разломов. Наиболее важные из них Ангаро-Катангский и Чадобецкий разломы северо-восточного простирания; Богучанский — субширотного, Ковино-Вихоревский — северо-западного простирания и ряд других.

Структуры первого и второго порядков в свою очередь имеют гетерогенное строение. В их пределах при крупномасштабном геологическом картировании выделяются складчатые структуры третьего порядка, сопровождаемые многочисленными разломами различных направлений. Например, в пределах зоны Ангарских складок выделяется свыше двух десятков антиклиналей и синклиналей протяженностью в десятки километров при размахе крыльев до 8—10 км. Антиклинальные структуры обычно характеризуются крутыми, гребневидными формами. Углы падения пород на их крыльях нередко достигают 60—80°, а иногда породы имеют даже опрокинутое залегание. В разделяющих же их широких синклиналиях наблюдается обычно пологое (10—15°) залегание пород, вплоть до горизонтального. Такие структуры трудно назвать синклиналиями, скорее их следует считать межантиклинальными субгоризонтальными структурами. Иногда структуры разграничиваются разломами и в этом случае приобретают горст-антиклинальный и грабен-синклинальный характер.

При рассмотрении в Средне-Ангарском районе структурной позиции рудных полей, включающих небольшие группы месторождений, характеризующихся общими чертами геологического строения и пространственной близостью, четко устанавливается структурная приуроченность рудных полей к локальным антиклинальным складкам. Так, Кодинское рудное поле, включающее Тагарское, Пихтовое, Огненское и другие месторождения, структурно совпадает с выходом ниже-среднекембрийских карбонатных пород, слагающих ядерную часть Кодинской горст-антиклинали. То же можно сказать и в отношении Агалеевской и Беряμβинской групп месторождений, приуроченных к ядрам и крыльям одноименных антиклиналей.

Пространственная связь железооруденения с антиклинальными и реже синклинальными структурами третьего порядка наблюдается и в Маньзинском железорудном районе. Только, в отличие от Средне-Ангарского железорудного района, морфология складок здесь более простая. Крылья складок характеризуются пологими и средними углами падения, но разрывные нарушения также

широко проявлены и обуславливают блоковую структуру рудных полей (например, Понептинское месторождение).

Нерюндинское рудное поле в Ангаро-Катском железорудном районе приурочено к брахисинклинальной структуре, ядро которой сложено отложениями триаса, а крылья — пермскими образованиями. Залегание пород пологое — от горизонтального в центральной части до 10—20° на крыльях складки. На участке месторождения Спутник брахисинклиналь осложнена пологой куполовидной антиклинальной структурой, ядро которой слагают пермские, а крылья нижнетриасовые туфогенные отложения.

В Ангаро-Илимском районе Рудногорская группа месторождений пространственно тяготеет к Литвинцевской антиклинали третьего порядка, имеющей северо-восточное простирание оси. Складчатая структура дополнительно нарушена субширотными продольными разломами. Рудногорское месторождение структурно располагается в древней эрозионно-тектонической впадине (грабене) докарбонического возраста. Коршуновская группа месторождений приурочена к крупному антиклинальному поднятию, осложненному брахискладками четвертого порядка и тектоническими нарушениями различных направлений.

Таким образом, применительно к вышеназванным железорудным районам, структурами, контролирующими положение рудных полей и групп месторождений, являются антиклинальные и реже синклинальные складки, дополнительно нарушенные многочисленными разломами различных порядков и направлений. При этом субширотные разломы второго порядка, являющиеся сквозными, т. е. проявленными как в фундаменте, так и в чехле платформы, относятся к рудоконтролирующим. Они вместе с блоковой структурой фундамента определяют положение и морфологию складчатых структур третьего порядка, к которым приурочены рудные поля месторождений. Субширотные разломы третьего и четвертого порядков, сопровождающие региональные и усложняющие складчатые структуры чехла, являются рудолокализирующими. В пределах рудных полей они определяют положение и морфологию как месторождений, так и отдельных крупных рудных залежей. Оруденение локализуется или непосредственно в пределах этих разломов, или в оперяющих их еще более мелких зонах дробления и трещиноватости.

#### ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

Магнетитовое оруденение в южной части Сибирской платформы локализовалось в различных литолого-стратиграфических комплексах ее чехла. Наиболее древними отложениями, в которых известны железорудные месторождения, являются ниже-среднекембрийские, имеющие существенно карбонатный состав.

В Средне-Ангарском и Маньзинском железорудных районах они обнажаются на дневной поверхности в ядрах антиклинальных

структур. В этих отложениях располагаются многочисленные месторождения и рудопроявления магнетитовых руд, среди которых следует отметить Кодинскую, Агалеевскую и Маньзинскую группы. Эти месторождения приурочены к одному литолого-стратиграфическому комплексу, но значительно отличаются друг от друга по структурам и морфологическим типам рудных залежей, а нередко и по минеральному и химическому составу руд, что зависит от количественного соотношения среди рудовмещающих траппов и карбонатных пород.

Вторым стратиграфическим уровнем локализации магнетитовых руд являются верхнекембрийские и ордовикские отложения смешанного терригенно-карбонатного и терригенного состава. К этому уровню приурочена основная часть промышленного оруденения Коршуновского, Рудного и других месторождений Ангаро-Илимского района. В низах стратиграфического разреза Нерюдинского месторождения в отложениях верхнего кембрия и нижнего ордовика также присутствуют рудные залежи.

Беряμβинское месторождение в Среднем Приангарье почти целиком располагается в породах верхнего кембрия.

Силурийские отложения развиты незначительно, а девонские отложения в пределах железорудных полей вообще неизвестны. Выпадение этих отложений из стратиграфического разреза чехла платформы объясняется проявлением среднепалеозойского этапа ее тектоно-магматической активизации. В этот период центральные части платформы были разбиты на блоки различной величины и претерпели дифференцированные движения с опусканием одних блоков и поднятием других. Последние становились участками более интенсивной денудации, сносимый же рыхлый материал накапливался в грабенообразных участках. *Эрозионно-тектонические впадины, приуроченные к древней поверхности выравнивания докарбонического возраста и выполненные обломочным материалом, впоследствии, на мезозойском этапе тектоно-магматической активизации платформы, служили наиболее благоприятными структурами для формирования железорудных месторождений.* Такие неоруденелые континентальные образования встречены на Нерюдинском месторождении, а их оруденелые эквиваленты характерны для месторождений Ангаро-Илимского района, где палеозойские комплексы выведены на поверхность.

Следующий стратиграфический уровень магнетитового оруденения приурочен к пермокарбонным отложениям преимущественно терригенного состава. Наиболее интенсивно среди пермских отложений оруденение проявлено на Капаевском месторождении. В Средне-Ангарском районе среди карбонатных пород располагаются такие железорудные месторождения, как Юрохтинское и Ильбокичское. В целом масштабы оруденения среди отложений карбона значительно уступают таковым в более благоприятных для скарно-рудного замещения карбонатно-терригенных породах кембрия и ордовика. Нередко породы карбона выступают в роли

«экрана» для рудоотложения (Нижне-Тагарское и Пихтовое месторождения).

Венчают рудоносный разрез осадочного чехла в южной части платформы нижнетриасовые туфогенные образования корвунчанской свиты. Слагая верхние горизонты Нерюндинского месторождения, эти отложения вмещают значительные количества магнетитовых руд, образовавшихся после дробления и скарнирования туфогенных пород в зоне субширотного разлома. Для них же характерны пластообразные залежи в мульдах (Нерюндинское и другие месторождения).

Таким образом, магнетитовое оруденение в южной части Сибирской платформы локализовалось в широком стратиграфическом диапазоне отложений — от нижнего кембрия до нижнего триаса включительно. Не исключается наличие оруденения и среди верхнерифейских платформенных отложений. Имеются сведения о наличии магнетитовых руд и в юрских образованиях (например, в Непской зоне).

Стратиграфический контроль оруденения как таковой отсутствует. Но стратиграфия отложений оказывает косвенное влияние на расположение, масштабы и морфологические особенности оруденения. Известно, что для платформенного осадконакопления характерна устойчивая фациальная выдержанность отложений. Так, ниже-среднекембрийские осадки в пределах Сибирской плиты имеют существенно карбонатный состав. Для отложений верхнего кембрия характерны карбонатно-терригенный состав и пестроцветная окраска, свидетельствующие о накоплении осадков в мелководных условиях. Выдержанный литологический состав имеют и образования ордовика, пермокарбона и триаса. Таким образом, оруденение тесно связано со стратиграфией и литологией платформенных отложений, поэтому можно говорить о литолого-стратиграфическом контроле магномагнетитового оруденения Сибирской плиты.

Современное положение уровня эрозионного среза определяется блоковыми движениями фундамента платформы. Поэтому по стратиграфической принадлежности развитых на поверхности отложений, с учетом их гипсометрии возможна приближенная реконструкция блокового строения и относительное вертикальное положение блоков. Наиболее приподнята в южной части плиты зона Ангарских складок, вследствие чего здесь современной эрозией вскрываются горизонты нижнего кембрия в ядрах горст-антиклинальных структур. Грабен-синклинальные структуры сложены образованиями ордовика и карбона, в их пределах известны магнитные аномалии, возможно, свидетельствующие о наличии здесь по аналогии с Ангаро-Илимским районом рудных образований в породах ордовика.

Менее приподнят относительно Средне-Ангарского Ангаро-Илимский железорудный район. Здесь на поверхности в основном развиты отложения ордовика, а породы силура сохранились лишь в эрозионных останцах на водоразделах. Тектонический блок, в ко-

тором располагается Коршуновское месторождение, более приподнят по отношению к району Рудногорского месторождения. В первом случае эрозией частично вскрыты верхнекембрийские отложения, водораздельные пространства сложены образованиями ордовика. В районе же Рудногорского месторождения верхнекембрийские отложения не обнажаются на современной дневной поверхности, и здесь доминируют образования верхнего ордовика и силура.

Наиболее опущены по сравнению с другими тектонические блоки Ангаро-Катского железорудного района. На поверхности здесь широко развиты пермские и триасовые отложения, отсутствующие в других железорудных районах.

О дифференцированных блоковых движениях в процессах тектоно-магматических активизаций платформы может свидетельствовать выпадение из разреза Нерюдинского месторождения отложений среднего и верхнего ордовика, силура и девона. Следовательно, в посленижнеордовикское (вплоть до карбонового) время Ангаро-Катский блок был приподнят и являлся областью денудации. В это же время в сравнительно опущенном Ангаро-Илимском блоке происходило накопление отложений ордовика и силура. На мезозойском же этапе тектонической активизации, наоборот, Ангаро-Катский блок оказался опущенным, а Ангаро-Илимский приподнятым, и в нем, по-видимому, пермо-триасовое осадконакопление не имело регионального характера.

ГЛАВА IV  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЛОКАЛИЗОВАННЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ  
НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ

В Средне-Ангарском районе в карбонатных отложениях нижнего и среднего кембрия известны рудные поля Кодинское, Агалеевское и другие; в Маньзинском районе Понептинское, Зиргулинское, Лучикское и ряд рудопоявлений, а также магнитные аномалии Водораздельная, Юбилейная и другие. По сравнению с месторождениями Кодинского рудного поля другие железорудные месторождения разведаны и изучены еще недостаточно.

Геологическая характеристика месторождений Средне-Ангарского железорудного района в основном приводится по данным авторов. При составлении графических приложений частично использовались материалы по опробованию и документации скважин Средне-Ангарской ГРЭ Красноярского геологического управления (главный геолог экспедиции Г. В. Горшков). При описании геологического строения района использованы данные Л. Г. Савановича и материалы поисково-разведочных работ Г. В. Горшкова.

Геологический разрез и структуры  
рудного поля

Агалеевское рудное поле включает известные месторождения — Левобережное, Климинское и Правобережное, приуроченные к крыльям Агалеевской антиклинали. Рудовмещающими породами являются известняки и доломиты нижнего и среднего кембрия, в контакте с рудными телами превращенные в метасоматические породы хлорит-серпентин-кальцитового состава. Рудные тела характеризуются пластово-линзообразной формой и наклонным залеганием ( $30-60^\circ$ ), согласным с направлением падения осадочных кембрийских пород. Размеры рудных тел невелики, длина — первые сотни метров при мощности до 20—30 м. Только на Южной аномалии Левобережного месторождения прослеженная длина рудной залежи составляет около 700 м при максимальной мощности 70 м. Руды залегают в карбонатных породах кембрия согласно. Близ рудных зон породы трещиноваты и брекчированы. Руды характеризуются вкрапленно-брекчиевидной текстурой и имеют хлорит-серпентин-кальцит-магнетитовый состав.

Крупнейшее в Средне-Ангарском железорудном районе Тагарское месторождение вместе с месторождениями «спутниками»

(Пихтовое, Восток, Огненное, Горелое, Таловское 1 и Таловское 2) входит в состав Кодинского рудного поля. Эта группа месторождений является наиболее изученной в Приангарье, и на ее примере будут показаны морфологические особенности и вещественный состав метасоматического оруденения среди карбонатных отложений нижнего — среднего кембрия Сибирской плиты.

Кодинское рудное поле приурочено к осевой части Кодинской горст-антиклинали, сложенной карбонатными породами нижнего и частично среднего кембрия (рис. 8). Крылья структуры сложены отложениями верхнего кембрия, ордовика и карбона, содержащими силлы траппов.

В пределах Кодинского рудного поля нижнекембрийские отложения расчленяются на климинскую и агалеевскую свиты, стратиграфически сопоставимые с ленским ярусом. Климинская свита сложена переслаивающимися известняками, доломитами и мергелями, в составе агалеевской свиты преобладают известняки над доломитами, довольно часто среди них встречаются битуминозные разности темного до черного цвета. Нижние горизонты кембрия на поверхности Кодинской горст-антиклинали не встречены, но на глубине они несомненно развиты значительно. Так, на глубоких горизонтах Тагарского месторождения в керне скв. 74 и других установлены характерные соле-гипсоносные породы, состоящие из доломита, кальцита, ангидрита с единичными кристаллами галита.

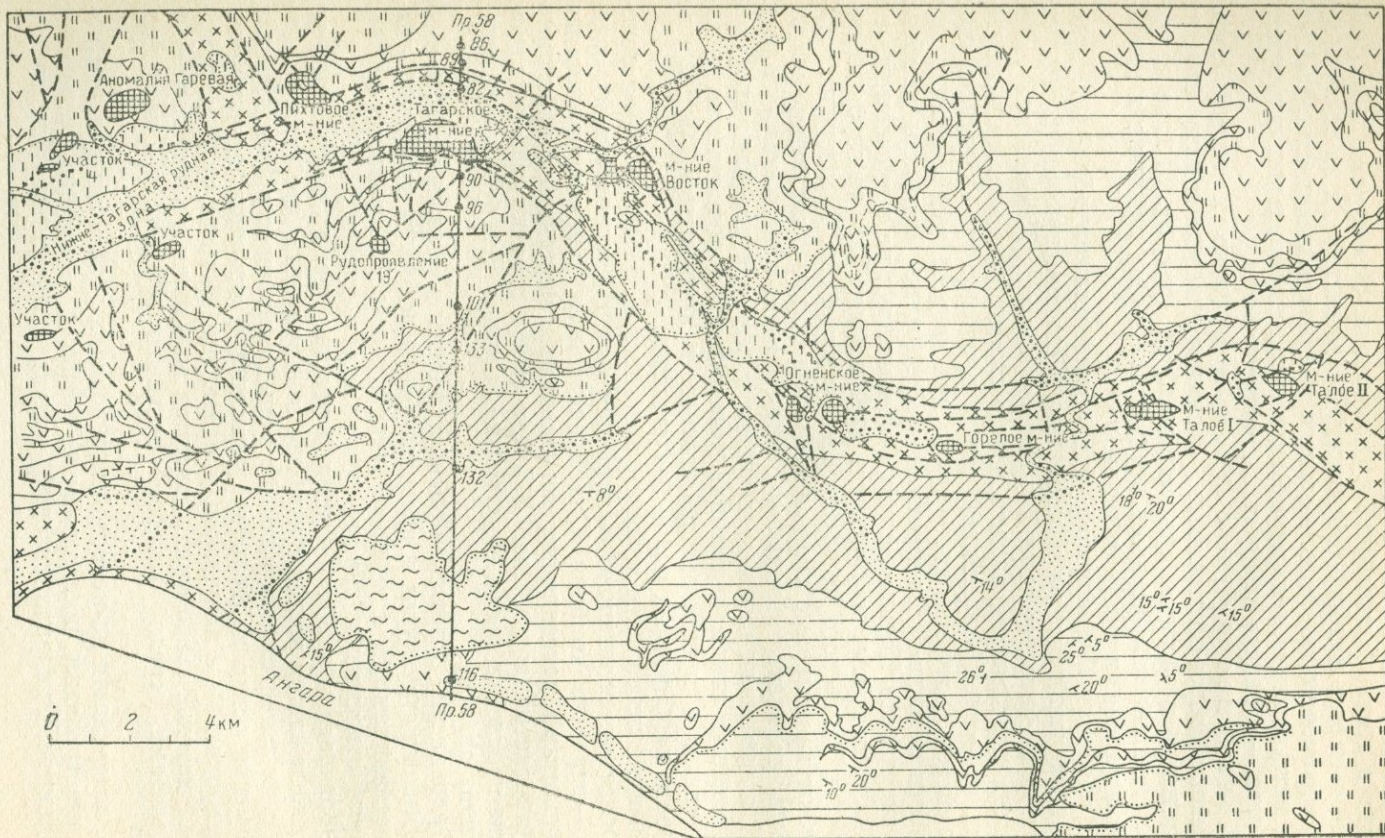
К отложениям нижнего и среднего кембрия условно относится заледеевская свита, сложенная доломитами и доломитистыми известняками с прослоями песчаников и алевролитов. Отдельные разности карбонатных пород битуминозны.

Выше с небольшим угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения эвенкийской свиты (верхоленской) среднего — верхнего кембрия. Она представлена переслаивающимися алевролитами, песчаниками, аргиллитами и мергелями с прослоями известковистых доломитов. В низах свиты нередко наблюдаются тонкие прослойки гипса. Породы свиты имеют пеструю (до красноватой) окраску.

Ордовикские отложения распространены в смежных грабен-синклинальных структурах и представлены в основном известковистыми песчаниками, и в меньшей степени мергелями и известняками, которые относятся к нижней подсвите усть-кутской свиты.

Образования карбона с резким угловым несогласием залегают на нижележащих породах кембрия или ордовика, что свидетельствует о их значительном размыве в предкарбонное время. Нижняя тушамская свита карбона представлена в основном песчаниками и алевролитами с подчиненным развитием аргиллитов. В вышележащей катской свите переслаиваются песчаники с алевролитами и аргиллитами, среди которых встречаются пласты каменных углей.

С поверхности на палеозойских породах участками развиты коры выветривания послемелового возраста, имеющие глинистый (каолинит-монтмориллонитовый) состав с примесью обломочного



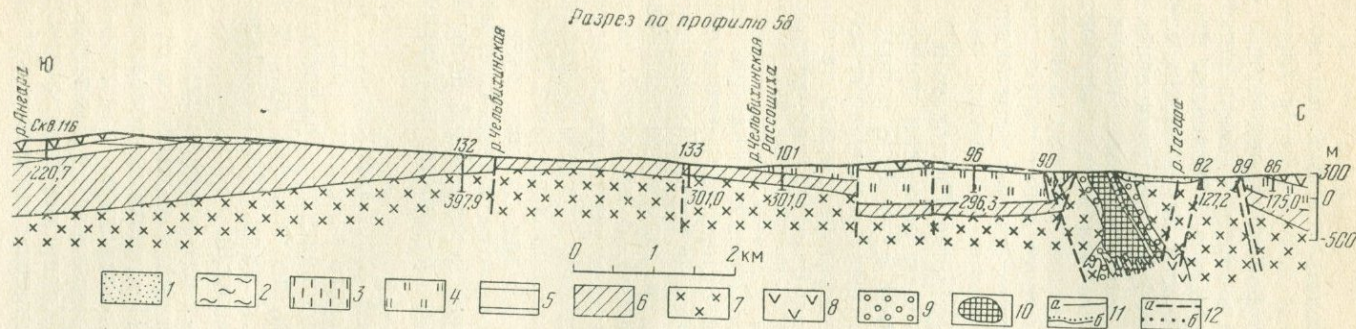


Рис. 8. Схема геологического строения района Кодинской антиклинали и разрез по профилю 58. Составила Горшкова Т. И. (Средне-Ангарская ГРП) по материалам Л. Г. Савановича, А. Б. Хисамудинова, Ю. М. Киселева

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — неоген — нижнечетвертичные отложения (аллювий высоких террас, пески, галечники, суглинки); 3 — меловые и палеогеновые отложения: нерасчлененные коры выветривания; 4 — каменноугольные отложения: катская свита (песчаники, аргиллиты, алевролиты, углистые аргиллиты, угли); тушамская свита (песчаники, алевролиты, известковистые гравелиты); 5 — ордовикские отложения: мамырская свита (песчаники, алевролиты), усть-кутская свита (алевролиты, песчаники, известняки, мергели, оолитовые и водорослевые известняки, конгломераты); кембрийские отложения: 6 — эвенкийская свита (алевролиты, аргиллиты, мергели, красноцветные песчаники, доломитизированные известняки); 7 — заледовская свита (доломиты, иногда битуминозные, доломитизированные известняки с прослоями песчаников и алевролитов), агалеевская свита (известняки битуминозные, доломиты, глинистые известняки), климинская свита (переслаивание известняков с доломитами и мергелями, известняки иногда битуминозные с горизонтами седиментационной брекчии); иркинеевская свита (доломиты); 8 — траппы: ангарский комплекс (долериты, габбро-долериты, пегматоидные долериты), кузьмовский комплекс (трактолитовые долериты, долериты, габбро-долериты, пегматоидные долериты); 9 — зоны метасоматических пород; 10 — железорудные месторождения и рудопроявления; 11 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 12 — тектонические нарушения: а — выходящие на поверхность, б — скрытые под рыхлыми отложениями

материала коренных пород, стяжений лимонита и обломков мартиновой руды с лимонитом и гётитом.

Четвертичные рыхлые отложения развиты повсеместно, мощность их в среднем 3—4 м.

Кодинское рудное поле в плане имеет форму полосы шириной 4—5 км и длиной около 30 км, вытянутой в запад — северо-западном направлении. Горстовый характер структуры обусловлен приподнятостью по разломам узкой ядерной части антиклинали, сложенной породами нижнего и среднего кембрия, по отношению к ее крыльям, на которых в различной последовательности обнажаются отложения верхнего кембрия, нижнего ордовика и карбона. Оба основных ограничивающих ядра складки разлома в плане имеют изогнутый характер, что свидетельствует об их нарушенности поперечными разломами северо-западного и северо-восточного (до субмеридионального) направлений.

В западной части горст-антиклинали (участки Пихтового и Тагарского месторождений) по ограничивающим разломам приведены в контакт отложения тушамской свиты карбона с породами заледеевской свиты, т. е. «выпадают» из разреза образования верхнего кембрия и нижнего ордовика. Это может указывать на значительную амплитуду перемещений по разломам, которая, возможно, достигает первых сотен метров.

Между месторождениями Восток и Огненским на крыльях структуры широкой полосой обнажаются отложения эвенкийской свиты верхнего кембрия, имеющие в основном тектонический контакт с ядерной частью горст-антиклинали, но амплитуда движений по разломам в этом случае была небольшой. В восточной части Кодинской горст-антиклинали на ее крыльях верхнекембрийские породы согласно перекрываются отложениями нижнего ордовика, на которые уже несогласно налегают образования карбона. Таким образом, здесь восстанавливается обычная для данного рудного поля стратиграфическая последовательность отложений. Следовательно, в восточном направлении амплитуда перемещений по ограничивающим ядерную часть антиклинали разломам постепенно уменьшается.

При расшифровке строения Кодинской горст-антиклинали необходимо учитывать факт резко несогласного залегания отложений карбона на нижележащих кембро-ордовикских образованиях. Значительный размыв последних (вплоть до полного) при часто тектоническом характере контактов между ними может создавать видимость крупных тектонических перемещений.

Складчатая структура Кодинской горст-антиклинали также является сложной. Простираение оси антиклинали изменяется от северо-западного до широтного. Западнее Пихтового месторождения антиклиналь делится на две ветви — юго-западную и северо-западную, ее сочленение с расположенной юго-западнее Агалеевской антиклиналью кулисообразное. Шарнир Кодинской горст-антиклинали ундулирует. На западе в бассейне нижнего течения р. Тагары

и на востоке вблизи р. Коды шарнир погружается, и антиклиналь замыкается в плане.

Основная структура асимметрична и осложнена складчатостью высших порядков. Так, в южном крыле на участке Тагарского месторождения углы падения нижнекембрийских пород достигают  $60-70^\circ$ , далее по простирацию на юго-восток падение уменьшается и на Огненском месторождении составляет  $30-50^\circ$ . На Пихтовом же месторождении, расположенном на северном крыле структуры, углы падения вмещающих пород колеблются от  $10-15^\circ$  до  $30-40^\circ$ , т. е. в западной части Кодинской горст-антиклинали ее северное крыло положе южного. Вблизи месторождения Восток падение северного крыла увеличивается до  $60-70^\circ$ , затем по простирацию на юго-восток оно вновь выполаживается до  $20-40^\circ$ .

На северном крыле структуры часто наблюдается обратное падение пород, что объясняется сильной нарушенностью крыла и заворотом (до опрокидывания) слоев вблизи многочисленных тектонических нарушений. Обычны также флексурные перегибы слоев. В частности, Огненское месторождение структурно приурочено к крупной флектуре.

Отложения верхнего кембрия, нижнего ордовика и карбона, примыкающие по разломам к ядерной части структуры, с удалением от нее быстро выполаживаются. Так, на Пихтовом месторождении в приразломной зоне отложения тушамской и катской свит карбона, как и кембрийские, сильно деформированы. Углы их падения севернее Пихтового месторождения составляют  $30-45^\circ$ . На участках месторождений Огонь и Таловское, близ ограничивающих разломов, углы падения верхнекембрийских пород достигают  $75^\circ$ . Но на расстоянии  $1-1,5$  км от разломов наклон пород на крыльях Кодинской горст-антиклинали резко уменьшается до  $10-12^\circ$  с переходом на горизонтальное залегание. В связи с этим можно полагать, что формирование Кодинской антиклинали происходило в основном в докарбонное время, а на конечном этапе, в послекарбонное время, имели место блоковые движения по разломам, с выдвиганием в виде горста ядра складки и превращением ее в горст-антиклиналь. В результате рудное поле в целом и отдельные железорудные месторождения приобрели мелкоблоковое строение. Основные широтные разломы сопровождаются оперяющими диагональными нарушениями, менее развиты субмеридиональные дизъюнктивы. Все нарушения фиксируются зонами интенсивной трещиноватости пород, вплоть до образования тектонических брекчий. На отдельных горизонтах климинской и агалевской свит среди известняков встречаются и седиментационные брекчии.

Для локализации магнетитового оруденения в пределах рудных полей большое значение имеют блоковая тектоника и строение тектонических блоков. Наблюдается ярко выраженная приуроченность месторождений к наиболее нарушенной ядерной части горст-антиклинали. В пределах же самого ядра месторождения локализируются в участках резкого изменения простираения горст-антиклинали, отражающего ее разделение на пять крупных блоков. Между ними проходят диагональные и поперечные разломы, сопровождающиеся осложнением основной складчатой структуры флексурами и мелкой складчатостью, интенсивным дроблением кембрийских пород с образованием зон трещиноватости и тектонических брекчий. Высокая проницаемость для гидротермальных растворов этих зон и обусловила наблюдаемую приуроченность к ним известных железорудных месторождений. Масштабы рудных

залежей в пределах месторождений определяются другими факторами, в особенности наличием пород, благоприятных для метасоматического замещения рудным веществом.

Крайнее западное в Кодинской группе Пихтовое месторождение располагается на северном крыле горст-антиклинали, где пересекаются дизъюнктивные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений с основным субширотным разломом.

Тагарское месторождение приурочено к участку резкого перегиба в южном крыле складки, где юго-западное простирание пород сменяется на юго-восточное и где пересекаются два основных рудолокализирующих разлома — северо-западный и юго-западный, а кроме того, установлены многочисленные сопровождающие их нарушения самых различных направлений.

Месторождение Восток располагается на северном крыле горст-антиклинали, где субширотное простирание изменяется на юго-восточное, вблизи месторождения Огонь оно вновь переходит в широтное. Месторождение Таловское (1 и 2) приурочено к участку крайнего на востоке изменения простирания оси Кодинской горст-антиклинали, восточнее которого она замыкается в плане. На участках месторождений Восток, Огненное и Таловское также закартированы многочисленные разломы небольшой амплитуды, сопровождающие основные субширотные тектонические нарушения.

Таким образом, решающую рудоконтролирующую роль играли движения на дорудном среднепалеозойском этапе тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Последующие тектонические движения лишь усложняли и дробили ранее созданные основные рудоконтролирующие структуры, обусловили их мелкоблоковую тектонику и сформировали структуры высших порядков, непосредственно в которых и локализовалось магнетитовое оруденение.

#### Структурно-литологический контроль оруденения

Тагарское железорудное месторождение располагается среди ниже-среднекембрийских карбонатных отложений, которые в соответствии с резким изменением на данном участке простирания оси Кодинской горст-антиклинали (в частности ее южного крыла) в западной части месторождения имеют юго-западное простирание с падением на юго-восток, а в восточной — северо-западное простирание с падением на юго-запад. Углы падения колеблются в пределах  $30-70^\circ$  (в основном около  $50-60^\circ$ ). В плане месторождение имеет форму пережатого в центре овала, для западной части которого характерна юго-западная ориентировка, а для восточной — юго-восточная.

Месторождение имеет сложную мелкоблоковую структуру, обусловленную интенсивной тектонической нарушенностью на дорудном этапе. Проявившиеся позднее процессы скарно-рудного замещения в значительной степени «уничтожили» непосредственные признаки существования разломов, но следы реликтовой бло-

ковой структуры месторождения сохранились отчетливо. В формировании рудолокализирующих структур месторождения Тагарского могут быть выделены следующие этапы.

1. Образование юго-западного и северо-западного разломов на заключительном этапе формирования Кодинской горст-антиклинали.

2. Внедрение трапповой магмы вдоль зон разломов.

3. Подновление основных разломов и образование новых нарушений на участках перегибов в простирании оси Кодинской горст-антиклинали, что привело к интенсивному дроблению пород, в том числе и интрузивных траппов, вплоть до образования известняковых и трапповых брекчий. Эти брекчии и явились наиболее благоприятными породами для проникновения рудоносных растворов и скарново-рудного замещения, которое также происходило в несколько стадий.

Следует отметить, что для Тагарского месторождения в структурном отношении наиболее благоприятны для рудолокализации зоны дробления, соответствующие основным субширотным тектоническим нарушениям. Эти зоны были наиболее мощными и протяженными, вследствие чего и явились основными путями для движения рудоносных растворов.

На месторождении можно выделить три основных тектонических блока — Западный, Центральный и Восточный, разделенных на более мелкие блоки. Граница между западным и центральным блоком проходит по нарушению северо-западного направления, ограничивающему с запада область распространения дорудных брекчий траппового состава. Ограничивающее блок нарушение, по видимому, подновлялось в пострудное время и в настоящее время морфологически выражено в рельефе узким глубоким логом. Вмещающие карбонатные породы в пределах западного блока интенсивно поддроблены и местами брекчированы, но степень их нарушения постепенно ослабевает по простиранию на юго-запад.

Центральный блок является наиболее крупным на месторождении. От восточного блока он также отделен нарушением, проходящим в северо-северо-восточном направлении между профилями 60 и 62. Нарушение дорудное и местами фиксируется цепочкой слабых линейно ориентированных магнитных аномалий. В центральном блоке трапповые брекчии и их метасоматические производные слагают основную часть объема рудовмещающих пород и непосредственно выходят на дневную поверхность. Это наблюдается на всем протяжении блока, включая и район профиля 60. На профиле 62 (восточный блок) (рис. 9) над мощным телом брекчированных траппов, имеющим в целом субвертикальное падение, залегают мраморизованные известняки, кальцифиры и апокарбонатные хлорит-серпентин-кальцитовые метасоматические породы суммарной вертикальной мощностью 200—250 м. Далее на восток (профиль 64) мощность карбонатной покрывки над трапповыми брекчиями еще более увеличивается. Это свидетельствует о ступенеобразном опускании по разлому Восточного блока

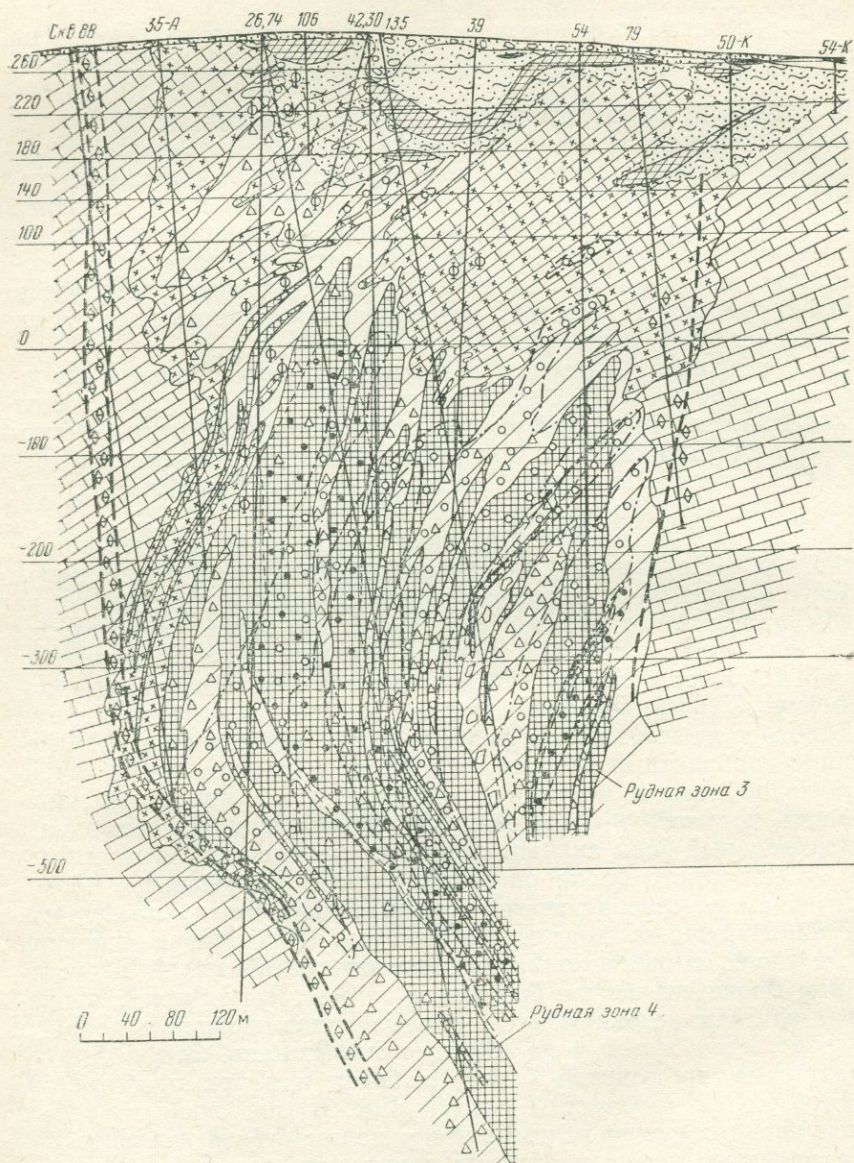


Рис. 9. Геологический разрез по профилю 62. Тагарское м-ние. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 10

относительно Центрального блока, причем возраст нарушения ограничивается периодом становления трапповой интрузии и началом метасоматических процессов.

Центральный блок имеет гетерогенное строение, в основном определяемое морфологией тела трапповых брекчий. В плане тело трапповых брекчий характеризуется удлинено-овальной формой. Между профилями 55 и 62 оно имеет юго-восточное простирание, а на запад от профиля 55 — юго-западное. В восточной части Центрального блока брекчий траппов образуют единое крупное тело. Вблизи профиля 54 к западу происходит его раздваивание на две ветви, промежуток между которыми выполнен карбонатными породами и их метасоматическими производными. Максимальная ширина выхода на поверхность трапповых брекчий составляет 550—600 м при длине в пределах Центрального блока 1600 м и прослеженной бурением протяженности по падению 1000 м без признаков выклинивания.

Границы трапповых брекчий с вмещающими их кембрийскими карбонатными породами довольно резкие, зоны контактов обычно имеют крутые падения, направленные чаще всего к центру месторождения. Интрузия траппов, по-видимому, имела приблизительно такую же, как и тело трапповых брекчий, форму — штокообразную в восточной части с отходящими на запад двумя жилообразными крутопадающими телами.

Среди непосредственно вмещающих месторождение кембрийских пород траппы или их брекчий не встречены, что указывает на отсутствие здесь пологозалегающих тел и силлов траппов. Лишь южнее месторождения среди терригенных отложений карбона силлы траппов весьма широко распространены.

Крутое залегание и жило-штокообразная форма трапповых интрузий на месторождении обусловлены их приуроченностью к тем же двум основным тектоническим разломам, очевидно, имеющим дотрапповый возраст. Образование трапповых брекчий произошло тектоническим путем при последующем и значительном по интенсивности подновлении ранее заложенных нарушений с образованием новых более мелких разломов и трещиноватых зон. При дроблении апофиз и ответвлений от основного траппового тела имел место значительный «разнос» обломков траппов. Последние иногда встречаются в виде разобщенных пятнистых скоплений на значительном удалении от основного их тела. В центральной части тела трапповых брекчий изредка сохранились относительно крупные по величине (от 10—20 до 60—70 м по скважине) блоки трещиноватых траппов, нередко превращенных в дресву из остроугольных обломков.

В районе профилей 54—56 среди скарированных и частично оруденелых трапповых брекчий сохранился довольно крупный блок карбонатных пород размером 300×400×250 м. по-видимому, взброшенный из южной части месторождения и имеющий в плане клиновидную форму, сужающуюся к северу. Примыкающий с юга к центральной части месторождения блок звенкийских карбонатно-терригенных пород, вероятно, структурно составляет одно целое с вышеназванным блоком, но дополнительно разбит на серию мелких блоков. Об этом свидетельствуют многочисленные замеры в картировочных шурфах элементов залегания звенкийских пород. Такая раздробленность блока объясняется его положением в наиболее напряженной тектонической зоне, соответствующей участку перегиба в южном крыле Кодинской горст-антиклинали.

На интенсивную тектоническую нарушенность северного обрамления Центрального блока указывает наличие крупной карстовой депрессии, заложенной на мощной зоне дробления, которая связана с Северо-Тагарским разломом. Последний проходит по долине р. Тагары и на данном участке имеет широтную ориентировку. Его существование подтверждается тектоническим характером долины р. Тагары. На всем протяжении долины (в промежутке между месторождениями Восток и Пихтовое) в ее прирусловой части развиты многочисленные карстовые воронки и депрессии. Р. Та-

гара ниже пос. Боровой не имеет свободного поверхностного стока воды, который сменяется на подземный по системе сообщающихся между собой карстовых полостей. Северо-Тагарский разлом, как и большинство других, несомненно являлся долгоживущей структурой, заложеной еще в дорудное время и неоднократно подновлявшейся в последующие этапы тектонического развития региона.

Восточный блок месторождения на западе ограничен нарушением между профилем 60 и 62, восточная же граница не оконтурена разведочным бурением. Относительно Центрального блока он опущен на величину порядка 250 м по вертикали и имеет как бы двухъярусное строение. Верхняя часть блока сложена мраморизованными известняками и их метасоматическими производными. Нижние горизонты восточного блока на профиле 62 сложены сильно трещиноватыми, брекчированными и неравномерно скарнированными и оруденелыми траппами, образующими здесь штокообразное тело. По простирацию на восток уже на профиле 64 траппы практически исчезают из разреза. Лишь на глубоких горизонтах (глуб. 500 м) они встречаются в виде обломков среди метасоматических серпентин-хлорит-кальцитовых пород и магнетитовых руд. В пределах месторождения известно несколько десятков рудных тел, которые группируются в четыре основные рудные залежи (зоны).

*Рудная залежь 1* (рис. 10) начинается на юго-западном фланге месторождения и непрерывно прослеживается до профиля 54. Залежь имеет линейный характер и в структурном отношении приурочена к нарушению северо-восточного направления, входящего в систему юго-западного разлома — одного из двух основных разломов месторождения. Простираение ее — северо-восточное, падение устойчивое на северо-запад под углами 65—70°. Длина залежи 850—900 м, по падению она прослежена буровыми скважинами на 850 м.

Залежь представляет собой группу сближенных рудных тел жилообразной формы. Максимальная мощность рудной залежи, включая и прослой безрудных пород, составляет 180 м, минимальная 20 м (горизонт +100 м на профиле 54). Мощность отдельных рудных тел колеблется от первых метров до 70 м, количество рудных тел 8—10 (профиль 54). Включения безрудных и слабооруденелых пород, разделяющих рудные тела, имеют мощность от 12 до 60—65 м. Переходы от магнетитовых руд к вмещающим их метасоматическим серпентин-хлорит-кальцитовым породам, как правило, постепенные. Контуров рудных тел определяются опробованием по величине установленного кондициями бортового содержания железа, равного 16%.

*Рудная залежь 2* располагается северо-западнее залежи 1, со встречным падением (см. рис. 10) протягивается почти параллельно ей до профиля 54, где обе залежи выклиниваются. Юго-западнее профиля 46 залежь не оконтурена скважинами. Прослеженная длина ее составляет около 900 м при максимальной мощ-

ности, включая и безрудные прослои, 60—70 м. Залежь состоит из ряда сближенных рудных тел, максимальная мощность которых не превышает 30 м. На профиле 52, где залежь достигает максималь-

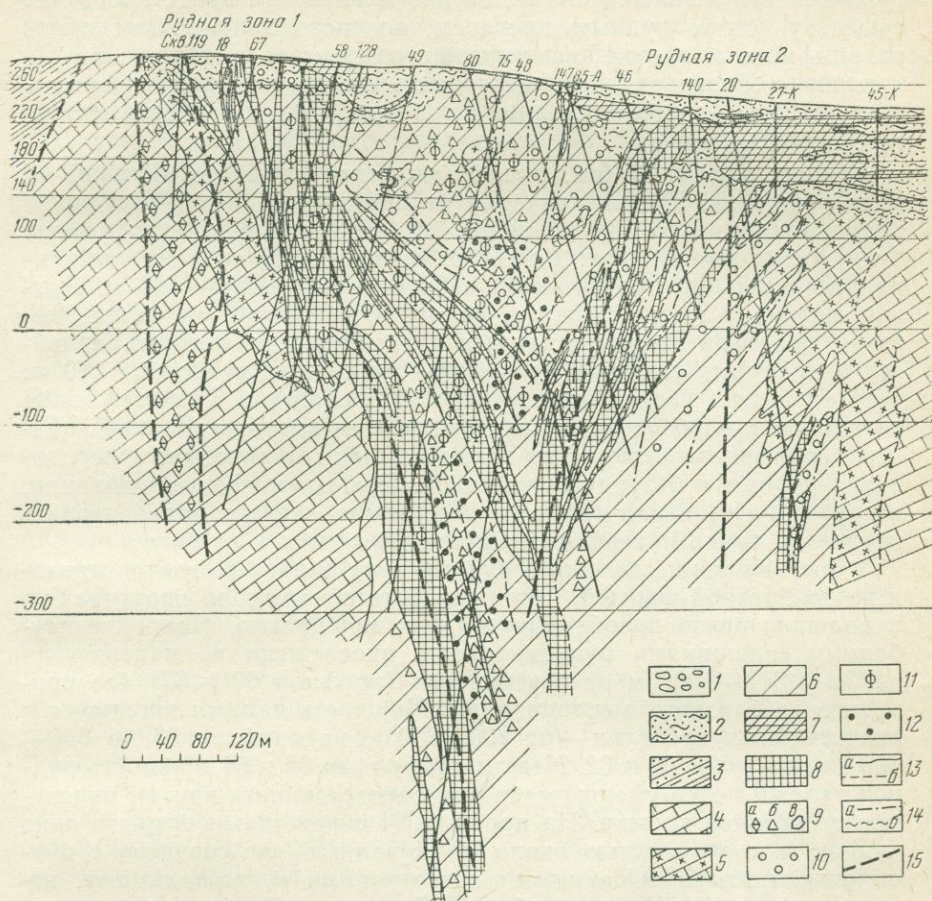


Рис. 10. Геологический разрез по профилю 52. Тагарское м-ние. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ.

1 — делювиально-элювиальные отложения; 2 — кора выветривания (остаточная и переотложженная); 3 — нерасчлененные отложения среднего — верхнего кембрия; эвенкийская свита: известковистые алевролиты, аргиллиты, мергели; 4 — нижний и средний кембрий; заледевская, агалеевская и климинская свиты: известняки, доломиты; 5 — кальцифиры и мраморы; 6 — серпентин-хлорит-кальцитовые породы; 7 — мартитизированные магнетитовые и перестроженные руды коры выветривания мартит-гётит-гидрогётитового состава; 8 — магнетитовые руды с хлоритом, серпентином, кальцитом; 9 — а — брекчированные известняки, б — обломки траппов, в — брекчиевидные хлорит-серпентин-кальцитовые породы; 10 — гранатизация и пироксенитизация; 11 — флогопитизация; 12 — калишпатизация; 13 — геологические границы; а — устоявленные, б — предполагаемые; 14 — а — границы гранатовых скарнов, б — нижняя граница зоны окисления; 15 — дорудные тектонические нарушения

ной мощности, на глубине около 500 м от поверхности обе рудные залежи (1 и 2) соединяются и продолжают на глубокие горизонты как единое рудное тело.

В структурном отношении залежь 2 приурочена к северной ветви трапповых брекчий. К западу от профиля 50 количество трапповых брекчий резко сокращается, одновременно падает и степень рудоносности в залежи 2. Так, на профиле 48 она представлена по существу одним рудным прослоем, согласно залегающим среди кальцифиров и апокарбонатных метасоматитов. Наоборот, в апотрапповых брекчиевидных метасоматических породах залежь 2 обычно имеет круто наклонное залегание, явно секущее вмещающие породы.

*Рудная залежь 3* (см. рис. 9) является наиболее крупной на месторождении. Прослежена она от профиля 57 в юго-восточном направлении вплоть до профиля 64, за пределами которого не оконтурена скважинами. Длина ее не менее 750 м, а максимальная мощность на профилях 60 и 62 составляет 350—400 м. Рудная залежь 3 имеет сложную форму. Она состоит из свыше десятка довольно крупных рудных тел, мощности которых колеблются в весьма широких пределах — от первых метров до 180 м. Рудные тела в свою очередь часто расщепляются с постепенным переходом к слабооруденелым вмещающим породам. В самих рудных телах, независимо от их размеров, часто наблюдается чередование рудных и безрудных участков. При сплошном опробовании, в случае превышения среднего содержания железа над бортовым пределом, такие интервалы целиком относятся к рудным.

Составляющие залежь 3 рудные тела характеризуются линзо- и жиллообразной формой, протяженность которых по простиранию и падению резко преобладает над их мощностью. Наиболее глубокими скважинами рудная залежь прослежена по падению на глубину 800—1000 м от поверхности (профили 60 и 62) без признаков ее близкого выклинивания. Мощность залежи варьирует в значительных пределах — от 200—230 м на профиле 57 до 350—400 м на профилях 60 и 62. Между профилями 62 и 64 мощность рудной залежи резко уменьшается при одновременном крутом склоне ее верхней кромки. На профиле 64 скважинами вскрыто одно рудное тело мощностью около 30 м, залегающее согласно с вмещающими мраморизованными известняками и, по-видимому, являющееся апофизой основной рудной залежи. Глубокие горизонты на профиле 64 не разведаны, однако можно предполагать продолжение рудной залежи 3 от профиля 62 на восток. В целом рудная залежь 3 имеет круто наклонное (до вертикального) залегание, направление же падения на отдельных профилях меняется от южного через вертикальное до северного.

*Рудная залежь 4* по существу является апофизой рудной залежи 3. Начинается она между профилями 54 и 55, а в районе профилей 58 и 59 соединяется с основной на месторождении залежью 3. Длина ее в интервале профилей 54—59 составляет около 400 м, мощности колеблются в пределах 20—80 м. По падению рудная залежь 4 прослежена максимально на глубину 520 м (профиль 56). Состоит она из 4—5 рудных тел крутого залегания и жиллообразной формы. Структурное положение рудных залежей 3 и 4 определяет-

ся двумя зонами дорудного дробления, фиксируемых брекчиями траппов и относящихся к системе северо-западного разлома.

Помимо четырех основных рудных залежей на месторождении часто встречаются небольшие рудные тела линзо-жилообразной формы, располагающиеся вблизи основных залежей или на флангах месторождения. Указанные рудные тела в большинстве случаев характеризуются крутыми углами падения, реже наблюдается пологонаклонное их залегание, согласное со слоистостью вмещающих известняков. Это более характерно для апокарбонатных кальцит-магнетитовых руд.

*Устанавливается важная роль литологического фактора в определении морфологии рудных залежей и вещественного состава руд.* Его влияние прежде всего выражается в избирательном рудозамещении определенных типов пород, характеризующихся повышенной трещиноватостью и пористостью.

Проведенными в лаборатории физических методов ЦНИГРИ под руководством Н. И. Любимова исследованиями физико-механических свойств пород месторождения установлено, что наименьшую пористость имеют мраморизованные известняки и доломиты кембрия (1,43—2,43%) и траппы (0,98—2,29%). В брекчированных и частично скарнированных траппах пористость увеличивается до 6,3—8,0%. С нарастанием степени метасоматического изменения трапповых брекчий их пористость возрастает до 12,06—17,70%, а в метасоматических породах конечного ряда, имеющих в основном хлорит-серпентин-кальцитовый состав и брекчиевидную текстуру, пористость достигает максимальных значений в 27,27—28,89%.

Сходный характер увеличения пористости наблюдается и при метасоматическом преобразовании осадочных карбонатных пород. Так, с превращением известняков и доломитов в кальцифиры, в составе которых наряду с кальцитом существенную роль играют и силикатные минералы (пироксен, форстерит, хлорит и флогопит), пористость пород увеличивается до 2,42—5,49%. При интенсивном развитии процессов скарнирования и последующего замещения экзоскарнов более низкотемпературными ассоциациями минералов также образуются хлорит-серпентин-кальцитовые породы. Являясь конечными продуктами метасоматического преобразования как траппов, так и известняков — доломитов, серпентин-хлорит-кальцитовые породы, обладающие наивысшей на месторождении пористостью, были наиболее благоприятны для метасоматического рудоотложения.

Из сравнения данных по пористости следует, что трапповые брекчии, по сравнению с мраморизованными известняками, более благоприятны для скарново-рудного замещения.

Карбонатные породы, имеющие невысокую твердость, при тектонических подвижках нередко испытывают тонкое дробление — вплоть до образования мелко-тонкозернистого материала. Последний цементирует обломки более крепких пород или закупоривает трещины в участках дробления, что значительно снижает их

проницаемость. Часто наблюдаемая «предскарновая» перекристаллизация тонкозернистого карбонатного материала, как и широко проявленный процесс мраморизации известняков, еще более снижают пористость и проницаемость этих пород. Вследствие этого, известняки при «залеченном» характере трещин становятся менее благоприятной средой для инфильтрации растворов. Относительно высокая их пористость в сильно нарушенных участках способствовала проявлению лишь диффузионного метасоматоза, но масштабы его проявления при общем незначительном поступлении растворов путем инфильтрации также были ограниченными.

По сравнению с известняками, траппы, как более твердые и жесткие породы, при дроблении превращались в тектонические брекчии, где их обломки различной формы и величины в меньшей степени были связаны мелкозернистым материалом. Полости трещин в зонах дробления траппов первоначально также были приоткрыты и в основном свободны от тонкозернистого материала, что делало их более проницаемыми для растворов. Инфильтрация же растворов через мраморизованные карбонатные породы была затруднена из-за их меньшей по сравнению с брекчиями проницаемости. Поэтому вмещающие месторождение известняки оказались менее благоприятными для скарнового замещения, чем трапповые брекчии. В «блоках-ксенолитах» известняков, встречающихся внутри месторождения, при значительно большей их нарушенности, чем по периферии, они часто скарнировались и замещались магнетитом. Наиболее же крупные блоки мраморизованных известняков даже внутри месторождения сохранились в виде реликтов среди скарново-рудных образований.

Так, на участке между профилями 54 и 56 среди скарнированных брекчий траппов располагается крупный реликтовый блок мраморов и кальцифиров, имеющий, как отмечено выше, тектоническое происхождение. Магнетитовое оруденение проявляет четкую пространственную приуроченность к участкам развития скарнированных брекчий, при этом хорошо наблюдается экранирующая роль по отношению к оруденению блока карбонатных пород. Это выражается в том, что рудные тела, вскрытые на профиле 56 скв. 97, 10 и 76, как бы «обтекают» блок мраморов с северной стороны, а на профиле 54 по дорудной зоне дробления произошло скарново-рудное замещение карбонатных пород в узкой полосе мощностью около 40 м в центральной части блока. Эта зона послужила своего рода «проводником» для гидротермальных растворов, и в верхних горизонтах разреза 54, где широко развиты апобрекчиевые метасоматические породы, мощность рудной залежи 1 резко увеличивается. Аналогичная картина наблюдается и ниже блока карбонатных пород, что позволяет обоснованно предполагать наличие рудной залежи 1 и на глубоких горизонтах профиля 56. Для подтверждения этого необходимо добурить скв. 31 и 127 до выхода в известняки лежащего бока рудной залежи 1. Очевидно, рудные залежи 1 и 3 на глубоких (минус 400—500 м) горизонтах месторождения в районе профилей 55—57 соединяются между собой. В результате этого при доразведке участка следует ожидать значительный прирост запасов на глубинах порядка 800—1000 м от поверхности.

К западу от профиля 52 роль трапповых брекчий постепенно снижается, соответственно уменьшаются и масштабы промышленного оруденения. Последнее преимущественно локализовалось в брекчиевидных апокарбонатных хлорит-серпентин-кальцитовых породах с рассеянными обломками скарнированных траппов. На

юго-западном фланге месторождения при отсутствии близ поверхности брекчий траппов, несмотря на значительную дорудную нарушенность известняков, магнетитовое оруденение в верхних горизонтах отсутствует. Глубокие горизонты западного фланга не проверены бурением, но с учетом структурных факторов и возможного наличия на глубине скарированных брекчий траппов не исключено обнаружение здесь промышленного оруденения.

Наиболее отчетливо литологический контроль оруденения (с подчинением структурных факторов) проявлен в восточной части месторождения. Так, на профилях 60 и 62 промышленный контур оруденения почти полностью совпадает с границей распространения брекчий траппов. Вмещающие их мраморизованные известняки скарированы и замещены магнетитовыми рудами лишь вблизи контакта с брекчией траппов. Апокарбонатные метасоматические породы и магнетитовые руды образуют как бы оторочку мощностью в первые десятки метров вокруг тела брекчированных траппов. Вследствие избирательного характера скарно-рудного процесса, в восточном тектоническом блоке месторождения (профили 62—64) над рудной залежью 3 сохранились от замещения известняки, мраморы и кальцифиры вертикальной мощностью более 200 м. Метасоматическое изменение и оруденение проявились лишь локально и слабой интенсивности, причем непромышленная вкрапленность магнетита нередко ориентирована по слоистости пород. Литологический контроль оказал в данном случае непосредственно решающее влияние на морфологию рудной залежи 3 при вспомогательной роли структурного фактора — локализации оруденения в единой мощной зоне дробления.

Месторождение Огненное располагается в южном крыле Кодинской горст-антиклинали, которое помимо основного перегиба в простирании дополнительно осложнено поперечными флексурными нарушениями (рис. 11). Месторождение пространственно и структурно разделяется на два участка — Западный и Восточный, между которыми проходит нарушение северо-восточного направления, фиксируемое цепочкой линейно ориентированных магнитных аномалий и морфологически выраженное в рельефе. Это свидетельствует о дорудном возрасте этого нарушения. Второе нарушение проходит в северо-западном направлении южнее Западного участка. Оно также проявлено в рельефе в виде пологой удлинённой депрессии, в которой впоследствии отложились рыхлые мартитовые руды, образовавшиеся путем окисления и переотложения первичных магнетитовых руд Западного участка.

Осадочные породы, вмещающие месторождение, представлены известняками и доломитами, относимыми к климинской и агалеевской свитам нижнего кембрия. Разрезы осадочных пород на Огненском и Тагарском месторождениях сопоставимы, но на первом из них, по-видимому, развиты более нижние части разреза нижнего кембрия, о чем можно судить по более широкому распространению битуминозных разностей известняков темно-серого цвета. В верхних горизонтах месторождения преобладают серые и светло-серые

разности известняков и доломитов, среди которых изредка встречаются мергелистые прослои.

Наиболее перспективен и разведан Восточный участок месторождения, где и сконцентрирована основная часть разведанных запасов железных руд. Рудовмещающими на участке являются

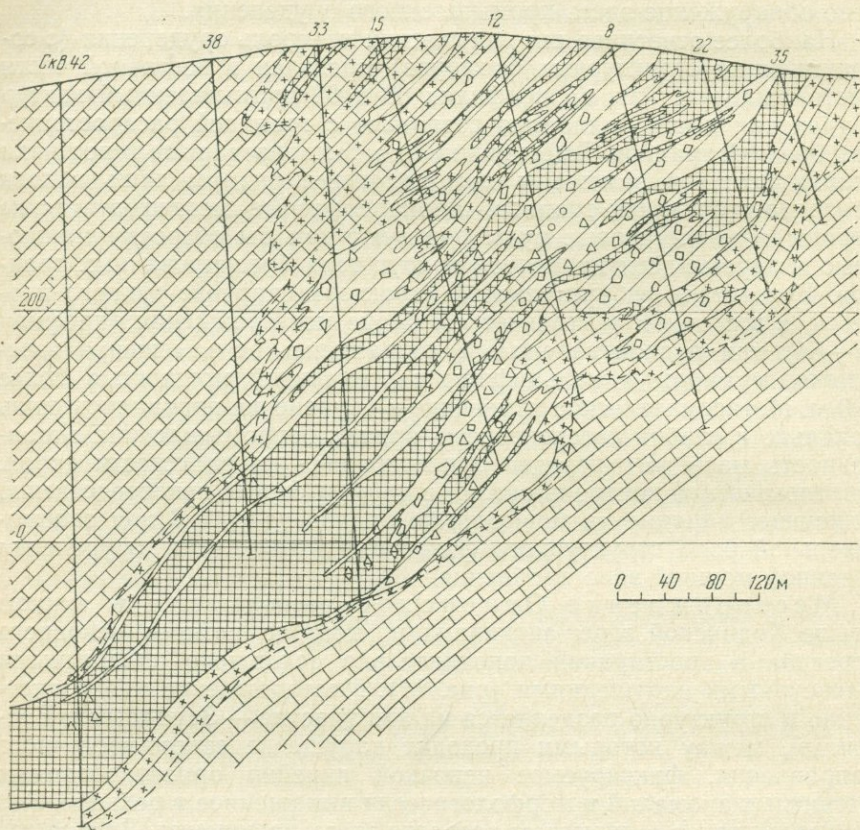


Рис. 11. Геологический разрез по профилю 24 Восточного участка. Огненское м-ие. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 10.

апокарбонатные метасоматические породы хлорит-серпентин-кальцитового состава. Среди них встречаются скарнированные трапповые брекчи, но, по сравнению с Тагарским месторождением, роль траппов на месторождении невелика. Обломки их неравномерно рассеяны в центральной части участка, изредка трапповые брекчи образуют небольшие самостоятельные тела.

На Восточном участке рудные тела имеют линзовидную форму в плане и пластообразно-линзовидную по падению. Рудные тела имеют общее южное падение под углами  $40-50^\circ$ , совпадающее

с залеганием вмещающих осадочных пород. Рудоносная зона в верхних горизонтах состоит из ряда сближенных рудных тел, на глубине (профиль 24) степень рудоносности постепенно увеличивается и рудная залежь становится компактной. Длина рудоносной зоны на поверхности около 600 м, а по падению, прослеженная буровыми скважинами на профиле 24, не менее 800 м.

Структурное положение и морфология рудоносной зоны определяются ее приуроченностью к участку перегиба, образовавшегося на заключительном этапе формирования Кодинской структуры. В результате этого произошло интенсивное дробление и брекчирование нижнекембрийских осадочных пород, которое усиливалось влиянием сопровождающих дизъюнктивных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. В ослабленной зоне, наиболее проницаемой для гидротермальных растворов, произошло скарнирование вмещающих пород и последующее рудоотложение. В локализации отдельных рудных тел структурный контроль проявлен нечетко. Рудные тела сформировались в участках брекчий и трещин отслоения, характерных для складчато-разрывных деформаций слоистых осадочных пород. Вследствие этого наблюдается ярко выраженное на Восточном участке месторождения согласное залегание скарново-рудных образований с вмещающими известняками нижнего кембрия.

Литологический контроль оруденения на месторождении проявился в избирательном рудозамещении серпентин-хлорит-кальцитовых пород, которые, в отличие от Тагарского месторождения, образовались преимущественно по карбонатным (а не по трапповым) брекчированным и трещиноватым породам. Руды имеют кальцит-серпентин-хлорит-магнетитовый состав и брекчиевидные текстуры. В отличие от других месторождений, *кальцит-магнетитовые руды широко распространены на месторождении Огненском и являются одним из промышленных типов руд.* Они образовались путем непосредственного рудного замещения дробленых известняков и в меньшей мере — за счет мобилизации и переотложения в форме магнетита первичноосадочного железа, содержащегося в карбонатных породах. В результате этого образовалась рассеянная вкрапленность магнетита среди кальцифиров и мраморизованных известняков, что наблюдается и на других месторождениях Кодинской группы.

Структура Западного участка Огненского месторождения, из-за его слабой разведанности, не выяснена. Вскрытые на поверхности участка, частично окисленные рыхлые и обломочные мартит-магнетитовые руды имеют пластообразную форму и залегают почти горизонтально. Мощность залежи в среднем около 30 м. В руде обломки и валуны мартита и мартитизированного магнетита различной крупности и угловатой формы цементируются более мелкими их обломками и лимонитизированным супесчано-глинистым материалом. Среди рыхлых разностей встречаются участки плотных слаботрещиноватых руд. Представляется, что ныне наблюдаемая форма и залегание рудной залежи не отражают морфологию

тел первичных магнетитовых руд. Вероятно, на Западном участке месторождения в настоящее время сохранилась лишь часть первоначально существовавших магнетитовых рудных тел пологого залегания, а основная масса их уничтожена процессами денудации. Южная часть рудной залежи Западного участка полностью сложена окисленными и переотложенными рудами, выполняющими в рельефе неглубокую ложбину северо-западного направления.

Вертикальный разрез ниже рудной залежи Западного участка почти безруден. Скважинами на профиле 14 вскрыты чередую-

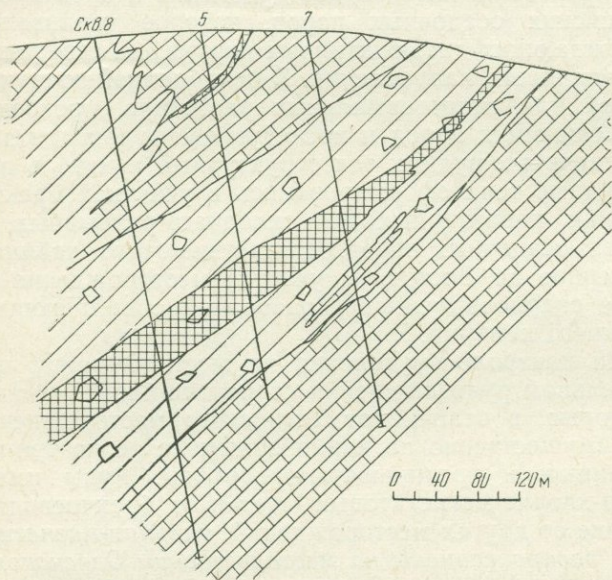


Рис. 12. Геологический разрез по профилю 5.2. М-ние Таловское I. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 10

щиеся мраморизованные известняки и кальцифиры с прослоями хлорит-серпентин-кальцитовых пород. На глубине 200 м вскрыта пачка хлорит-гранатовых пород, образовавшихся по карбонатным породам. Гранат образует вкрапленность отдельных зерен или полосчатые агрегаты, которые часто имеют параллельную ориентировку, согласную со слоистостью осадочных пород.

В кальцифирах и серпентин-хлорит-кальцитовых породах нередко наблюдается рассеянная вкрапленность магнетита и пирита. Следует ожидать наличие на глубине южнее участка согласной рудной залежи, являющейся продолжением рудной зоны Восточного участка.

Месторождение Талое I, расположенное в юго-восточной части Кодинской горст-антиклинали, является аналогом Огненского месторождения (рис. 12). Оно контролируется ослабленной зоной, образовавшейся на участке четвертого перегиба оси Кодинской горст-антиклинали, ядерная часть которой дополнительно осложнена широтными нарушениями и складчатостью высших порядков.

Вмещающими месторождение породами являются нижнекембрийские известняки и доломиты, имеющие здесь преимущественно крутое южное падение. В участках вторичной складчатости наблюдаются обратные (северные) падения под углами до  $50^\circ$ . В ослабленной зоне в дорудный этап произошло интенсивное дробление и брекчирование карбонатных пород кембрия. Трапповые породы на месторождении практически отсутствуют. Метасоматические процессы наложившись на дробленые карбонатные породы и привели к образованию хлорит-серпентин-кальцитовых пород, в контакте с которыми известняки были мраморизованы или превращены в кальцифиры. Магнетитовое оруденение локализовалось в апокарбонатных метасоматических породах, и пластово-линзообразные залежи магнетитовых руд залегают согласно с вмещающими породами. Это указывает на преимущественное рудоотложение в зонах брекчий межслоевого дробления и в трещинах отслоения.

Месторождение Восток слабо разведано. Контролируется оно пересечением субширотного (Северо-Тагарского) разлома с северным крылом Кодинской горст-антиклинали на участке резкого изменения его простираия. Столбообразная форма тела метасоматических пород с наложенным на них магнетитовым оруденением отражает морфологию зоны дробления. Рудная залежь невыясненной морфологии располагается на контакте трапповых брекчий и нижнекембрийских карбонатных пород. Мелкие рудные тела встречаются и внутри метасоматических пород. Падение рудных тел не выяснено, но следует предполагать их крутонаклонное залегание, на что указывает сходство структур и геологической позиции оруденения на месторождении Восток и в восточной части Тагарского месторождения (профиль 60). Сопоставляя разрезы этих месторождений, увидим, что широкое развитие траппов и их брекчий характерно как для месторождения Восток, так и для восточной части Тагарского. В обоих случаях траппы, по-видимому, образуют штокообразное тело, «карбонатная кровля» которого в приподнятых блоках полностью эродирована, а в пониженных — частично сохранилась (профиль 62, Тагарское месторождение).

Структурное сходство этих месторождений при расположении месторождения Восток во втором приподнятом блоке Кодинской горст-антиклинали позволяет считать, что последнее относительно Тагарского месторождения также приподнято и в значительной части эродировано, чем и объясняется его меньшая рудоносность. Однако заслуживают большого внимания продолжающиеся в обе стороны от известной рудной залежи участки дорудного дробления и брекчирования в зоне Северо-Тагарского разлома. Последний фиксируется магнитными аномалиями различной интенсивности, что подтверждает его дорудный возраст и важное рудоконтролирующее значение.

Пихтовое месторождение имеет незначительные размеры и располагается вблизи субширотного Северо-Тагарского разлома, проходящего по долине р. Тагары севернее одноименного

месторождения. Основная часть рудных залежей и вмещающих их метасоматических образований залегает среди карбонатных пород заледеевской свиты нижнего — среднего кембрия. На поверхности месторождения встречаются во впадинах залежи элювиально-делювиальных обломочных руд, уцелевшие от денудации участки терригенно-карбонатных пород эвенкийской свиты верхнего кембрия и песчаников тушамской свиты нижнего карбона; последние наиболее распространены по периферии месторождения. Севернее они перекрываются терригенными породами катской свиты карбона.

Среди ниже-среднекембрийских пород преобладают известняки, в меньшей мере развиты доломиты и доломитовые известняки. В самых верхних частях наблюдаются прослои мергелистых и песчаных известняков мощностью в первые метры. В единичных случаях в нижних частях разреза месторождения отмечаются прослои темно-серых битуминозных известняков мощностью до 2—3 м.

Эвенкийские отложения представлены мергелями с прослоями алевролитов и песчаников. По-видимому, основная часть эвенкийских пород была эродирована на площади месторождения еще в докарбоновое время.

На поверхности месторождения развита площадная кора выветривания, мощность которой иногда достигает 60—70 м.

В юго-западной части месторождения тушамские породы смяты в пологие мелкие складки преимущественно субмеридионального простирания. На северном фланге месторождения отложения карбона имеют крутое северное падение под углами 40—45°. Известняки заледеевской свиты в целом имеют субширотное простирание и северное падение, от крутого (60—70°) до пологого (15—20°), преобладают углы падения в 20—30°.

Коренные рудные залежи и вмещающие их метасоматические породы в целом залегают согласно с кембрийскими терригенно-карбонатными отложениями, имея общее северное падение под углами 15—35°. Иногда падение выполаживается до горизонтального, а на профилях 2 и 4 (рис. 13) даже становится пологим южным. Таким образом, структура месторождения в целом представляется как моноклиналь, усложненная на отдельных участках флексуорообразными перегибами.

Рудные тела месторождения имеют преимущественно линзообразную форму. Размеры их сильно варьируют, длина по падению колеблется от первых десятков метров до 500—600 м, мощность от первых метров до 50—60 м, преобладают в основном малые размеры (150—200×5—10 м). По простиранию рудные тела имеют меньшую протяженность, не выдержаны по мощности, пережимы и выклинивания чередуются с раздувами, часто наблюдается расщепление единых залежей на прослои. Слабооруденелые и безрудные прослои встречаются и внутри рудных тел. Нередко наблюдаются неправильные по форме скопления и участки рудной вкрапленности среди вмещающих пород. Четкой группировки рудных тел в залежи не наблюдается. Устанавливается постепенное снижение рудоносности по вертикали — от поверхности на глубину и по простиранию — от профиля 4 на восток.

Тела траппов здесь были подроблены под влиянием тектонических подвижек и в основном превращены в брекчии. Судя по распространению обломков, трапповые тела имели форму силлов, отходящих от жило- или штокообразного тела, которое уходит на глубину в районе профиля 4. На флангах рудоносной

зоны роль траппов быстро снижается. Ослабленная зона при наличии рудоподводящих разрывных нарушений являлась благоприятной средой для просачивания гидротермальных растворов, что привело к скарнированию пород и рудоот-

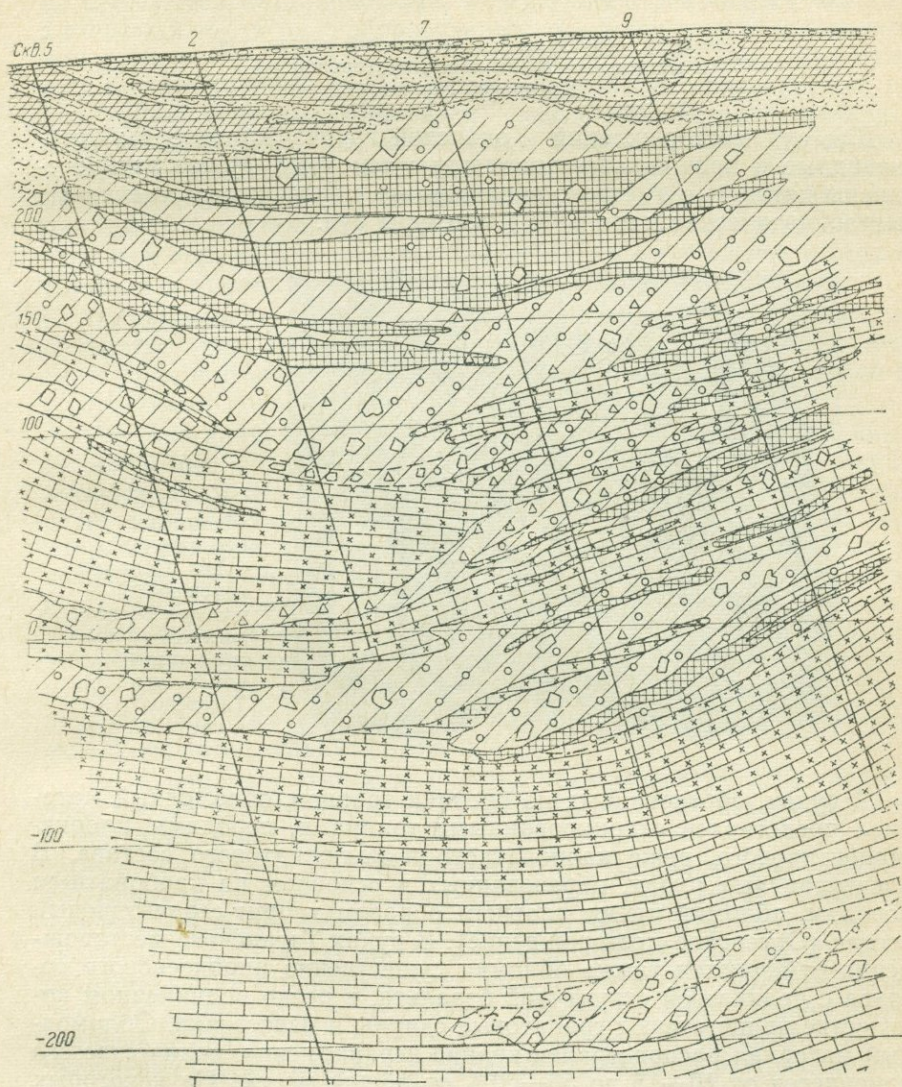


Рис. 13. Геологический разрез по профилю 2—2. М-ние Пихтовое. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 10

ложению. Инфильтрация растворов происходила как по вертикали (в зоне разлома), так и по горизонтали (по трещинам и полостям отслоения). Терригенные отложения карбона выполняли роль «экрана» в процессе рудоотложения.

Перспективы Пихтового месторождения нельзя считать окончательно выясненными. В частности, необходима проверка западного и северного флангов месторождения для выявления слепого магнетитового оруденения в подошве отложений карбона.

**Текстуры, структуры и минеральный состав руд  
и метасоматических пород месторождений  
Кодинской группы**

Для руд месторождений Кодинской группы характерны брекчиевидные и прожилково-вкрапленные текстуры. Менее распространены пятнистые, гнездово-вкрапленные, полосчатые и массивные (метасоматические и жильные) текстуры руд.

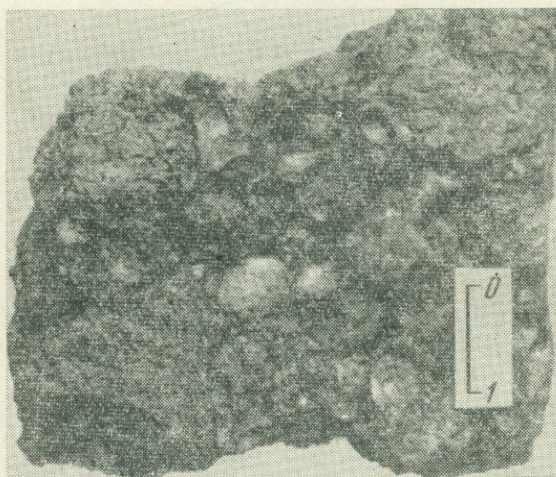


Рис. 14. Мелко-обломочная брекчиевидная руда. Обломки измененных траппов (светлое) в серпентин-магнетитовом цементе. Тагарское м-ние. Нат. вел.

В рудах, образованных по брекчии траппов, обломочный материал представлен скарнированными траппами, породами хлорит-серпентинового, реже карбонатного и калишпатового состава. В брекчиевидных рудах, образованных в основном по карбонатным породам, обломки имеют главным образом хлорит-серпентиновый состав (Огненное месторождение). В рудах Тагарского месторождения отмечаются также обломки существенно пироксенового состава с реликтовой структурой базальта, в резко подчиненном количестве присутствуют гранатовые скарны и известняки. Обломочный материал распространен крайне неравномерно, количество его изменяется от 10—15 до 50—60% от общей массы. На некоторых рудных интервалах обломки очень редки и руды приобретают вкрапленную текстуру.

Выделяется крупнообломочная брекчия с размером обломков 3—4 см (максимум 5—6 см) и мелкообломочная с размером обломков от 1—5 мм до 1—2 см (иногда до 2,5—3 см). Форма обломков неправильная, остроугольная, но чаще изометричная (рис. 14).

По минеральному составу цемента можно выделить три основных типа брекчиевидных руд: хлорит-магнетитовый (для руд, образованных по брекчии траппов), которые далее сокращенно именуется апотрапповыми, серпентин-кальцит-магнетитовый (для руд, образованных по терригенно-карбонатным породам) и кальцит-магнетитовый (для руд, образованных по существенно карбонатным породам). В апотрапповых рудах, кроме основных минералов — магнетита, хлорита, кальцита, серпентина, в различных количествах в цементе могут присутствовать пироксен, гранат, флогопит, сфен, апатит, т. е. тот же комплекс минералов, что и в составе обломков. В апокарбонатных рудах такого сходства не наблюдается. В основной массе цемента этих руд нерудные минералы представлены карбонатом и серпентином, а в обломках — хлоритом, серпентином, пироксеном.

Прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные (рис. 15, а), пятнистые (рис. 15, б) и вкрапленно-полосчатые (рис. 15, в) текстуры распространены в рудах, образованных преимущественно по карбонатным породам.

По сочетанию магнетита с нерудными минералами выделяют цементные, гипидиоморфнозернистые, интерстициальные, вкрапленно-сгустковые и кольцевые структуры руд. Незначительное развитие имеют пойкилитовые и концентрически-зональные (рис. 16). Широко распространены цементные структуры, обусловленные отложением магнетита в массе, цементирующей обломки измененных пород (рис. 16, а). В апокарбонатных рудах преобладает вкрапленно-гипидиоморфнозернистая структура, обусловленная вкрапленностью разобщенных изометричных зерен или небольших агрегатов магнетита в серпентин-кальцитовой массе (рис. 16, б), и интерстициальная структура, в которой магнетит размещается между зернами кальцита (рис. 17).

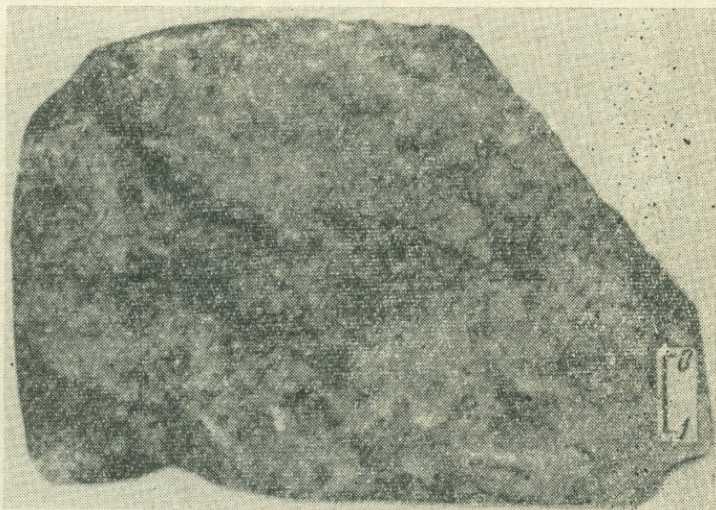
Во вкрапленно-сгустковых структурах магнетит выделяется в виде густой вкрапленности в отдельных участках нерудной массы (рис. 16, в).

В результате отложения магнетита в виде каймы вокруг обломков пород возникают кольцевые структуры (рис. 16, г). В концентрически-зональных структурах агрегаты магнетита состоят из нескольких зон, разделяющихся нерудной массой (рис. 16, д). В образовании этих структур играет роль и структура нерудного вещества, по которому идет отложение магнетита. Образование пойкилитовых структур, в которых зерна магнетита содержат мелкие включения серпентинового состава, происходило в результате замещения рудным веществом минерала, содержащего другой минерал, впоследствии заместившийся серпентином. Отмечаются оолитовые унаследованные микротекстуры, в которых магнетит избирательно замещает карбонат оолитового строения (рис. 16, е). Широко распространены эти микротекстуры в рудах Маньзинского железорудного района, где агрегат гематит-магнетитового состава замещает оолиты доломитов (рис. 18).

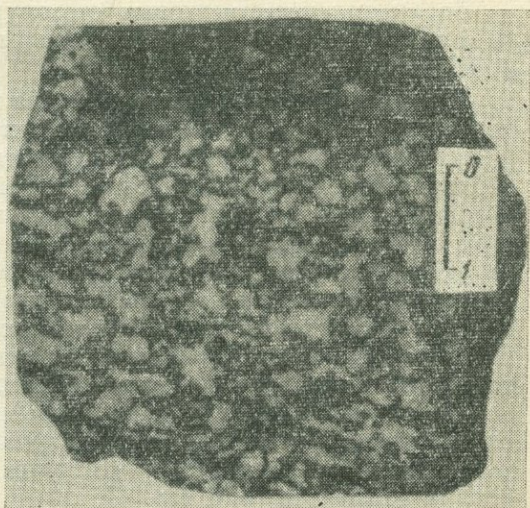
Отмечаются структуры, образовавшиеся в результате механических деформаций, магнетит превращен в агрегат обломков неправильной формы и размеров (рис. 16, ж).

Хлорит-магнетитовые руды преимущественно развиты в восточной части Тагарского месторождения и на месторождении Восток. Они образовались по брекчии траппов, которая в предрудную стадию подверглась скарнированию. В первоначальном состоянии брекчия представляла породу, состоящую из трапповых

а



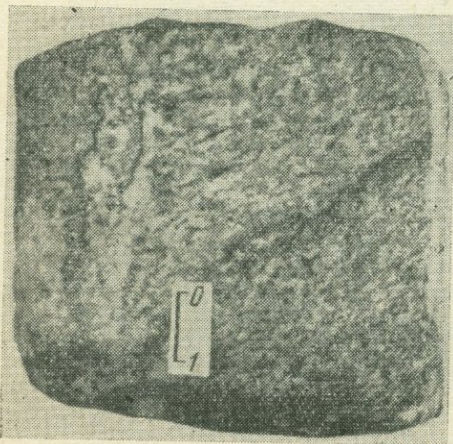
б



обломков, сцементированных преимущественно карбонатным материалом. В процессе скарнирования обломки заместились пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, иногда в ассоциации с гранатом андрадит-гроссулярового ряда. В некоторых участках образовался везувиан и эпидот. Более интенсивно скарнируются мелкие обломки траппов, полностью заместившиеся мелкозернистым пироксеновым или гранат-пироксеновым агрегатом. Крупные обломки, как правило, замещаются лишь по периферии хлорит-серпентиновым агрегатом без предварительного скарнирования.

В свою очередь скарновые минералы заместились более низкотемпературными — флогопитом, хлоритом, серпентином и кальцитом, что привело к образованию пород существенно хлоритового состава с примесью скарновых минералов. Цемент брекчий, первоначально имевший существенно карбонатный состав с примесью мелких обломков траппов, также подвергся значительным метасоматическим преобразованиям. Он заместился пироксеном, хлоритом, флогопитом, серпентином и кальцитом, т. е. теми же минералами, что и обломки траппов. Существенно хлоритовый состав метасоматитов наблюдается в трещиноватых и относительно слабо брекчированных блоках траппов.

Начальная ступень рудоотложения следует за процессом скарнирования. При этом магнетит выделяется в незначительных количествах вокруг скарнированных обломков. Основной же рудный процесс, развивавшийся по цементу брекчий начался близкосоотно- временно с образованием хлорита, но главная масса магнетита выделилась позднее хлорита, который он замещал. Длительный во времени процесс рудоотложения отразился и на структурных особенностях руд (образование кольцевых структур, концентрически-зональных агрегатов и зональных зерен магнетита). Избирательный характер метасоматического отложения магнетита привел к образованию вкрапленно-сгустковых структур. Отложение



8

Рис. 15. Текстуры магномагнетитовых апокарбонатных руд. Нат. вел.

*a* — гнездово-вкрапленная и *б* — пятнистая, Пихтовое м-ние; *в* — вкрапленно-полосчатая текстура (магнетит выделяется вдоль первичной слоистости апокарбонатных пород), Тагарское м-ние

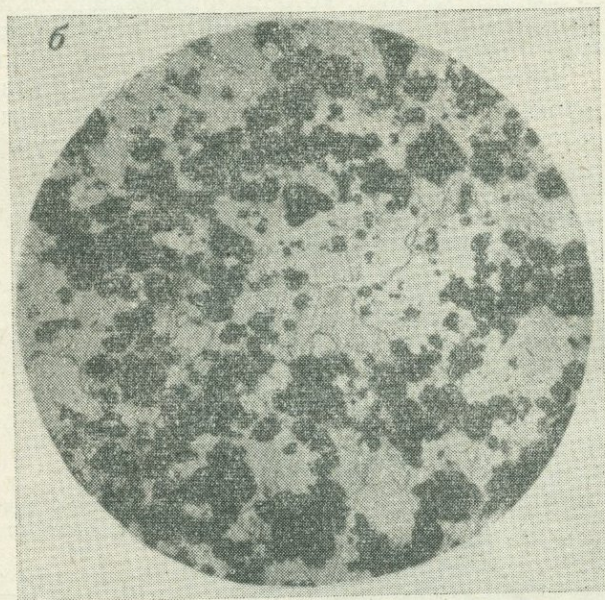
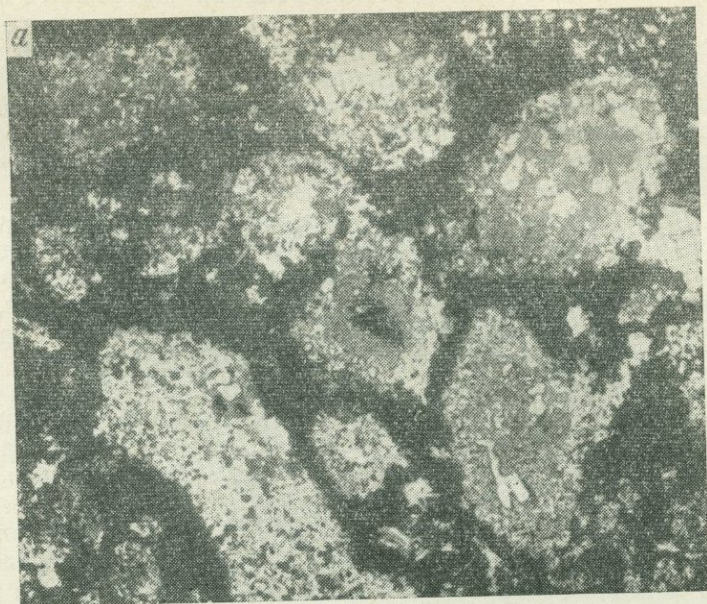


Рис. 16 а, б.

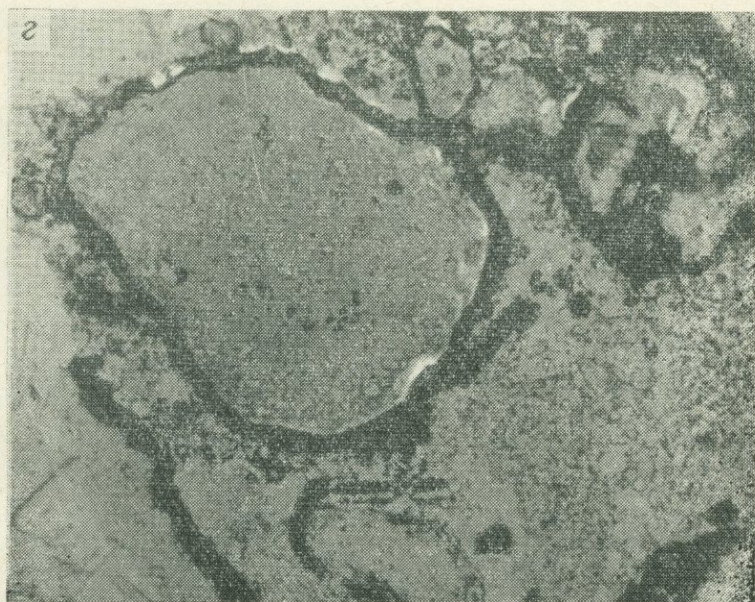
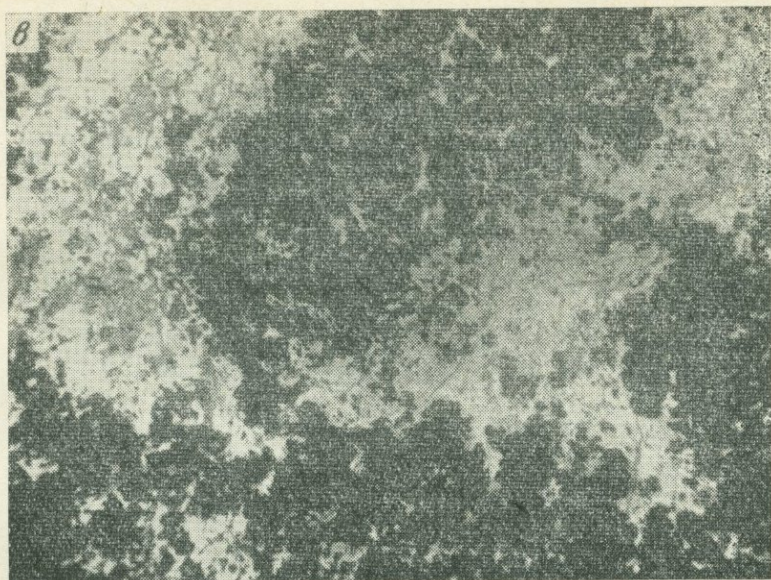


Рис. 16 в, з.

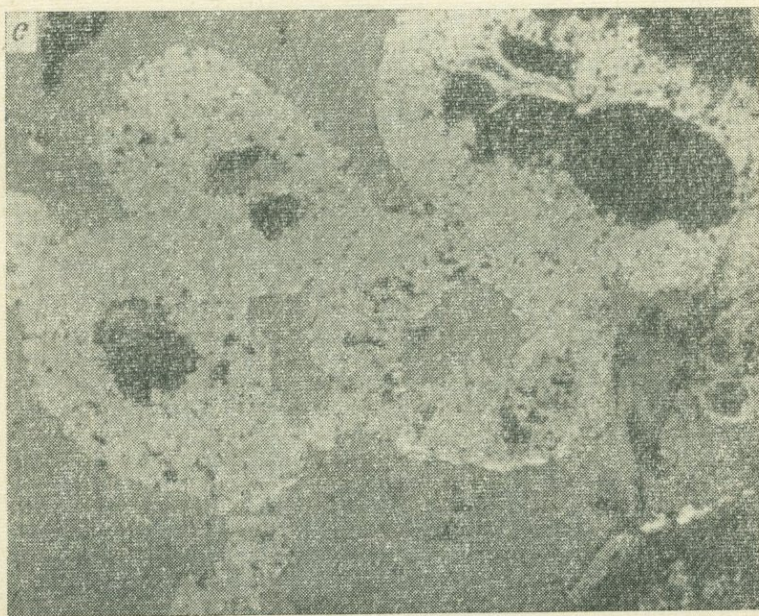
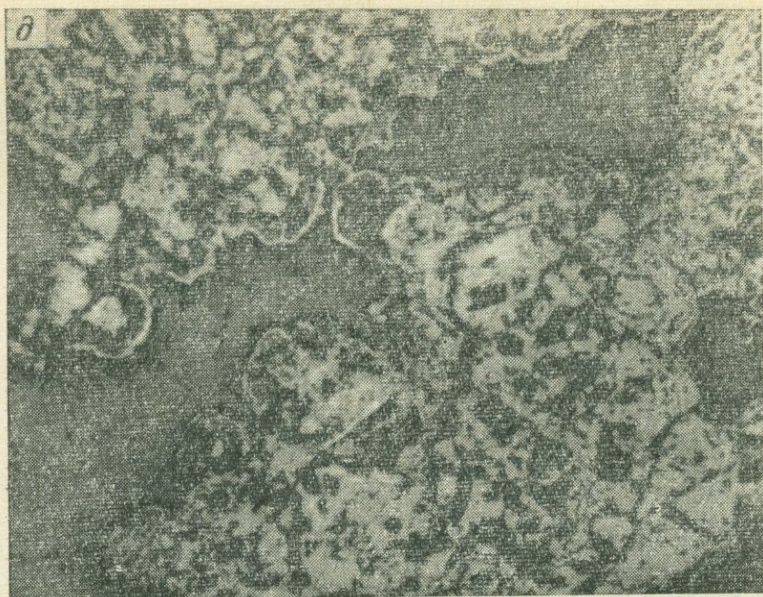


Рис. 16 д, ж.



Рис. 16. Структуры магномангнетитовых руд, Тагарское м-ние. Аншлифы. Без анализатора

*а* — цементная; магнетит цементирует мелкие обломки измененных траппов, ув. 6; *б* — вкрапленно-гипидиоморфнозернистая, ув. 30; *в* — вкрапленно-сгустковая, ув. 30; *г* — кольцевая, ув. 45; *д* — концентрически-зональная, ув. 120; *е* — оолитовая (унаследованная), ув. 70; *ж* — структура дробления, ув. 70

магнетита в цементе брекчий характеризует цементные структуры руд.

Трапповый обломочный материал рудному замещению подвергается частично, лишь в случае предварительного скарнирования. Поэтому крупные обломки сохраняются в руде, разубоживая ее. Вследствие этого массивные (сплошные) и богатые вкрапленные апотрапповые руды отсутствуют. Это объясняет сравнительно низкое (по содержанию железа) качество апотрапповых магномангнетитовых руд.

Серпентин-кальцит-магнетитовые руды широко развиты в западной части Тагарского месторождения. Они образовались главным образом по скарнированным карбонатным породам и значительно реже по скарнированной брекчии траппов. В стадию скарнирования за счет доломитов и доломитизированных известняков образовались магнезиальные скарны, состоящие из форстерита, диопсида, шпинели и флогопита. В результате поздних гидротермально-метасоматических процессов скарны преобразовались в хлорит-серпентин-кальцитовые породы с сохранением небольших реликтов скарновых минералов.

Рудоотложение происходило по апоскарновым хлорит-серпентин-кальцитовым породам. Магнетит в этих рудах обычно образу-

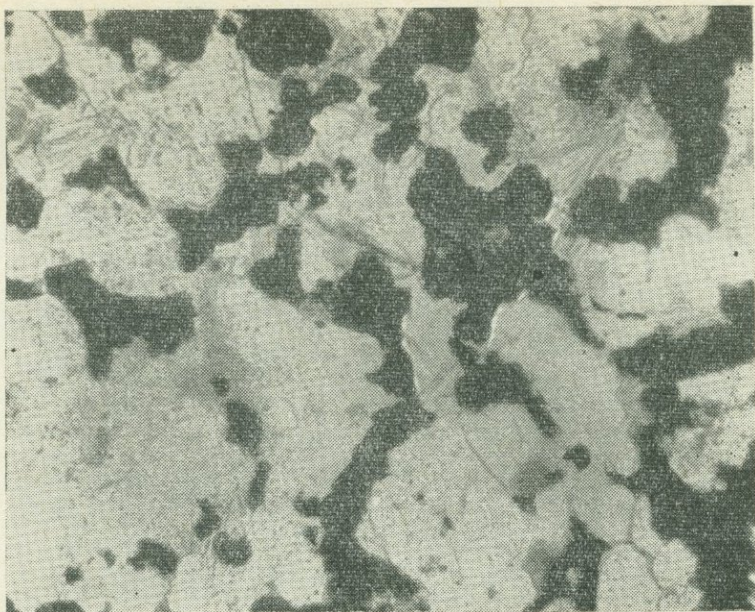


Рис. 17. Интерсертальная структура магнетитовой руды. М-ние Восток. Аншлиф.  
Ув. 30. Без анализатора



Рис. 18. Оолитовая структура. Оолиты доломита замещены гематит-магнетитовым агрегатом. Маньзинское м-ние. Аншлиф. Ув. 9. Без анализатора

ет неравномерную вкрапленность, реже прожилки и полоски. Для брекчиевидных руд характерно крайне неравномерное распределение обломков. Отложение магнетита происходило в одну стадию близко одновременно с хлоритом и серпентином, но несколько позднее этих минералов.

Гистерогенный магнетит, образовавшийся при разложении железосодержащих силикатов, и жильный магнетит в общем балансе оруденения практической роли не играют. Избирательный характер рудного замещения в данном типе руд проявлен наиболее отчетливо.

Кальцит-магнетитовые руды образовались преимущественно по измененным карбонатным породам — кальцифирам. Они состоят из кальцита, доломита, серпентина, хлорита, флогопита, реже отмечаются пироксен, форстерит, шпинель, брусит и эпидот. Магнетит присутствует в виде редкой неравномерной вкрапленности, иногда образующей пятнистую или гнездообразную структуру, изредка наблюдается полосчато-вкрапленное распределение магнетита, грубо совпадающее с реликтовой слоистостью мраморов или кальцифиров. Отмечаются участки, где вкрапленность магнетита не сопровождается силикатными минералами. Наличие в известняках железистых карбонатов (в основном железистого доломита), а также характер распределения магнетита позволяют предположить, что он образовался в результате перекристаллизации известняков с высвобождением из них железа и последующей кристаллизации его в форме магнетита. Частично магнетит мог образоваться и за счет железа, привнесенного инфильтрующимися растворами, путем непосредственного замещения карбонатных пород. Такая минерализация наблюдается вблизи контактов с оруденелыми брекчиями и имеет локальное проявление.

*Средний химический состав* магномагнетитовых руд приведен в табл. 6. Наиболее низко содержание кремнезема в богатых рудах Тагарского месторождения ( $Fe_{общ}$  более 45%) и в рудах Огненского месторождения. Содержание окиси магния от бедных руд к богатым (Тагарское месторождение) изменяется незначительно (14,5—16,5%), лишь наиболее богатые руды, а также руды Огненского месторождения содержат окись магния в меньших количествах. Апотрапповые руды являются высокомагнезиальными. Значительное количество в них незамещенных трапповых обломков и силикатных минералов обуславливает и кислый состав руд. Модуль основности их составляет 0,71—0,74, т. е. практически не меняется с увеличением содержания железа.

В апокарбонатных рудах основность высокая (до 1,37). С увеличением содержания железа основность значительно снижается, что объясняется преимущественным замещением рудным веществом карбонатного материала при почти полном сохранении магнезиальных силикатов.

При более интенсивном рудоотложении происходит замещение магнезиальных силикатов (в первую очередь хлорита), вследствие чего в рудах с содержанием железа от 25 до 45% резко па-

## Среднее содержание компонентов в рудах, %

Кол-во групповых проб	Средняя длина интервала, м	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>вал.</sub>	Fe <sub>раст.</sub>	S <sub>сульфат.</sub>	S <sub>сульфид.</sub>	П.п.п.	R <sub>2</sub> O
<b>Тагарское месторождение</b>																
Восточная часть (хлорит-магнетитовые преимущественно апотрапповые руды)																
43	550,25	30,49	0,83	8,14	16,20	Железа 15—22 % 7,69   0,10		11,04	16,49	0,12	17,33	15,03	0,04	0,96	7,62	0,60
30	525,30	26,09	0,81	7,21	22,94	Железа 22—25 % 9,58   0,11		7,52	16,45	0,12	23,51	20,71	0,05	1,59	8,71	0,59
104	2267,06	21,09	0,57	6,29	31,07	Железа 25—45 % 13,15   0,03		5,49	14,81	0,12	31,99	29,43	0,07	1,41	7,16	0,25
5	96,20	8,87	0,55	4,35	50,22	Железа более 45 % 18,03   0,17		1,46	10,47	0,13	49,18	—	0,04	0,16	3,71	—
Западная часть (апокарбонатные и апобрекчиевые серпентин-хлорит-кальцит-магнетитовые руды)																
24	292,20	22,36	0,61	5,69	18,18	Железа 15—22 % 7,24   0,10		14,53	14,55	0,085	18,33	16,23	0,06	1,26	14,76	0,26
16	184,50	22,91	0,75	6,62	23,72	Железа 22—25 % 8,81   0,13		10,48	15,12	0,101	23,43	21,89	0,08	0,75	10,89	0,62
39	594,38	15,94	0,83	5,96	32,02	Железа 25—45 % 9,58   0,18		10,50	10,67	0,13	29,83	27,05	0,09	1,19	12,91	0,16
<b>Огненское месторождение (зона окисления)</b>																
9	77,30	10,80	1,60	5,10	62,38	10,40	0,20	1,30	4,10	0,04	51,70	—	—	—	4,00	0,10
<b>Берябинское месторождение</b>																
8	76,20	14,50	0,37	5,90	49,34	15,00	0,04	3,49	6,18	0,52	46,16	26,20	—	0,12	4,29	—

дает содержание кремнезема и магния. При этом кальций сохраняется примерно на одном уровне, что объясняется более поздней кальцитизацией руд.

Элементы-примеси в рудах, образованных по брекчии траппов, по данным спектрального анализа имеют следующие содержания (в %): Mn 0,1—0,3; Ni 0,006—0,1; Co 0,006; Ti 0,1—0,3; V 0,01; Zn 0,01; Cu 0,1; очень редко отмечаются Pb 0,003; Ga 0,001—0,003. В рудах, образованных по апокарбонатным метасоматитам, отмечаются содержания (%): Mn 0,1—0,3; Ni 0,001—0,003; Co 0,001—0,006; Ti 0,01—0,3; V 0,006—0,01; Zn 0,01—0,03; Cu 0,001—0,006; очень редко отмечается Pb 0,003—0,006; Ga 0,001.

**Минералы руд.** Для рудных образований месторождений Кординской группы характерно постоянство ассоциации минералов и различия в основном в количественном соотношении минеральных компонентов. Близость состава руд и общность геолого-структурных особенностей формирования месторождений показывает, что они образовались в результате единого сложного скарново-рудного процесса.

Кроме магнетита в рудах присутствуют пироксены, гранат, хлориты, серпентин, флогопит, сфен, эпидот, шпинель. В небольшом количестве отмечаются пирит, халькопирит, пирротин, марказит, ильменит, гематит, хромит, людвигит. Вторичные минералы — мартит, маггемит, гётит, гидрогётит, лимонит, монтмориллонит. Во всех текстурных типах в тех или иных количествах присутствует кальцит.

*Магнетит* является главным минералом всех типов руд. Он представлен несколькими разновидностями: 1) магнетит, выделившийся в цементе брекчированных траппов (брекчиевидные руды) и в виде вкрапленности в карбонатных породах; 2) магнетит, развивающийся в обломках пород; 3) мелкозернистый магнетит, образующийся при перекристаллизации железистых доломитов; 4) тонкозернистый магнетит, образовавшийся в связи с замещением железистых силикатов серпентином; 5) магнетит, выделившийся по трещинкам. Только первая разновидность магнетита, выделившегося в главную рудную стадию, образует промышленные концентрации.

В рудах, образованных по трапповой брекчии, магнетит тесно связан с хлоритом и близок к нему по времени образования. Зерна магнетита изометричной или неправильной формы заключены в хлорите и образуют в нем густую вкрапленность или агрегаты, часто вытянутые в цепочки. Размер кристалликов изменяется от тысячных до десятых (0,1—0,5) долей миллиметра (в среднем 0,06—0,08 мм).

Магнетит в рудах карбонатного состава находится в тесном прорастании с серпентином — образует в нем густую вкрапленность, небольшие агрегаты, выделяется на контакте серпентиновых участков с кальцитовой массой. Форма зерен в основном изометричная, с правильными кристаллографическими очертаниями. Размер определяется сотыми (0,01—0,02 мм) до тысячных долей

миллиметра. Величина серпентин-магнетитовых участков колеблется от 3 до 6 мм.

В слабо оруденелых породах магнетит присутствует в виде мелкой (тысячные доли миллиметра) рассеянной вкрапленности и мелкоагрегатных выделений. Величина агрегатов 1—2 мм, в отдельных случаях до 4 мм. Зерна магнетита не всегда имеют компактную структуру, часто наблюдается пористость, иногда обильная. Контуры зерен бывают как ровные, так и крайне извилистые.

Химический состав магнетита колеблется в узких пределах. В табл. 7 приведены анализы магнетитов из брекчиевидных руд,

Таблица 7

Химический состав магнетитов Тагарского месторождения, %

Компоненты	Магнетит из руд по карбонатным породам		Магнетит из руд по брекчии траппов		
	Обр. 293	Обр. 486	Обр. 170а	Обр. 603	Обр. 614
SiO <sub>2</sub>	0,96	1,13	1,07	1,16	0,64
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,86	0,38	0,41	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	1,78	1,12	1,50	0,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65,59	66,42	75,60	65,86	68,74
FeO	23,88	23,20	19,76	28,38	26,94
MnO	0,48	0,34	0,089	0,084	0,23
CaO	0,13	0,10	0,29	0,20	0,10
MgO	5,33	5,06	1,82	1,76	2,71
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,05	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,10	0,07	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,003	—	0,002	0,005	0,006
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,05	0,06	0,06
Zn	—	—	0,007	0,029	0,019
Ni	0,003	0,0069	0,002	0,002	0,002
Co	0,0037	0,0047	0,002	0,003	0,003
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,89	1,08	—	—	—
Сумма	99,86	100,18	100,19	99,45	100,77

Аналитики: Студнева Л. П., Королева Н. В., Юрченкова В. И.

образованных по различным литологическим разностям пород. Магнетиты из апотрапповых руд отличаются от магнетитов апкарбонатных руд меньшим содержанием магния (0,9—3,2% против 0,95—5,4% в карбонатных породах; магний, связанный с микровключениями силикатов исключен), титана, марганца, наличием цинка. Содержание магния в магнетитах из других месторождений Тагарской группы изменяется от 0,2 до 2,5%.

В лаборатории ВИМСа В. П. Быковым с помощью микроанализатора установлено, что содержание примесей в различных зернах

магнетита изменчиво (табл. 8). Дисперсия была замерена на приборе «Яшма». На рис. 19 видно, что форма кривых дисперсии отражения для всех магнетитов одинакова, но магнетиты из апокарбонатных руд имеют несколько пониженное ее значение относительно магнетитов из апотрапповых руд.

Таблица 8

Результаты анализа магнетита (обр. 293) на микроанализаторе, %

Зерно	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	0,81	0,41	3,88	0,94
2	1,01	0,45	4,68	1,50

С помощью электронного микроскопа в лаборатории ВИМС установлено наличие в некоторых магнетитах структур распада твердого раствора. Образовавшийся при распаде компонент концентрируется вдоль плоскостей спайности в виде мелких вкрапленников вытянутой формы.

Термомагнитное изучение магнетитов показало наличие интенсивных процессов их маггемитизации в коре выветривания Тагарского и Пихтового месторождений.

Спектральный анализ магнетита обнаруживает (в %): Ti 0,05—0,1; V 0,01; Mn 0,1—0,3; Zп 0,01; Cu 0,001; Ga 0,003—0,005. Никель и кобальт содержатся в тысячных долях процента, лишь в единичных пробах отмечаются сотые доли процента.

В акцессорном же магнетите из траппов содержатся (в %): Ti 0,3—1,0; V 0,04—0,4; Mn 0,03—0,2; Ni 0,003—0,02; Co 0,001—0,01; спорадически Cr 0,001—0,003; иногда Nb 0,001—0,003; Cu 0,003—0,006; Zп 0,003—0,03; Sc 0,001—0,003; Na 0,01—0,03; редко Y и Yb 0,001—10<sup>-4</sup> (в менее 50% анализов).

Поведение элементов-примесей не отражает химического родства магнетитов из руд и акцессорного магнетита из траппов. Приведенные данные показывают, что магнетиты из траппов содержат титан, ванадий, никель, кобальт в больших количествах, чем магнетит из руд; кроме того, в них присутствуют хром, ниобий, скандий, иттрий и иттербий — элементы, не обнаруженные в магнетитах из руд месторождения.

*Ильменит* сохраняется в виде тонкой сетки на месте силикатных минералов, замещенных серпентином или кальцитом в карбонатных породах. В руде наблюдается магнезиальный ильменит в виде отдельных зерен изометричной или слегка вытянутой формы среди магнетита; иногда сам содержит включения магнетита. Размер зерен ильменита изменяется от сотых до десятых долей миллиметра. Спектральным полуколичественным анализом уста-

новлены (в %): Mg 1,0; Mn 0,3; V 0,1; Cr 0,1; Cu и Ga — тысячные доли процента.

**Пирит** отмечается во всех разновидностях пород и руд месторождений Тагарской группы. Распределяется крайне неравномерно. Участки с значительным количеством пирита устанавливаются в измененных траппах и рудах. Он присутствует в виде редкой вкрапленности, гнездообразных скоплений и прожилков. По размеру зерен выделяется пирит крупнокристаллический с величиной

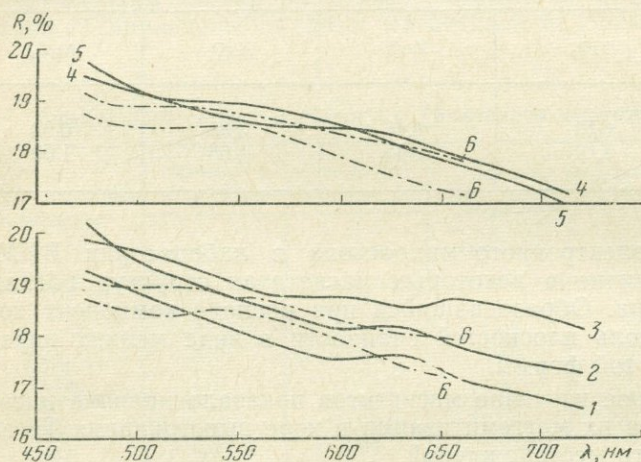


Рис. 19. Кривые дисперсии отражения магнетитов из железорудных месторождений

1 — руды, образованные по карбонатным породам, 2 — руды, образованные по брекчии траппов, Тагарское м-ние; 3 — руды по брекчии траппов, м-ние Восток; 4 — массивные руды, м-ние Неюндинское; 5 — вкрапленные руды, м-ние Ковдорское; 6 — магнетиты, Ковдорское м-ние (по Л. В. Чернышевой, 1973 г.)

зерен 0,4—5 мм и мелкокристаллический, размер зерен колеблется от 0,04 до 0,08—0,1 мм. Размер агрегатов 1—1,5 см. Мощность прожилков от 1,5 до 5—7 мм. Для пирита характерны правильные кристаллографические формы: кубы и додекаэдры. В сростанин с пиритом наблюдаются халькопирит, марказит, иногда пирротин; пирит по отношению к магнетиту выделяется позднее. Количественным спектральным методом в пирите Тагарского месторождения (24 анализа) установлено содержание Ni в среднем 0,09% (от 0,02 до 0,52%) и Co в среднем 0,22% (от 0,1 до 0,65%).

**Халькопирит** незначительно распространен и присутствует обычно вместе с пиритом и пирротинном. Образует аллотриоморфнозернистые выделения величиной от 0,05 до 0,1, иногда до 0,4 мм. Корродирует зерна магнетита и присутствует в виде включений в пирите. Замещается халькозинном и ковеллином.

**Пирротин** очень редок, наблюдается вместе с пиритом в виде небольших агрегатных скоплений. Замещает магнетит, образует в нем тонкую вкрапленность.

**Хромит** встречен в протолочке пробы кальцифиров. Зерна хромита имеют октаэдрическую, округлую, реже неправильную форму.

В рудах нерудные минералы те же, что и в метасоматических породах.

**Метасоматические породы.** Среди метасоматических пород выделяются следующие разновидности: бруситовые мраморы, магне-

зиальные скарны и апоскарны, кальцит-хлоритовые и серпентиновые породы, известковые скарны и карбонатные метасоматиты.

Бруситовые мраморы пространственно тяготеют к контактам зоны распространения магнезиальных скарнов с вмещающими породами — доломитами и доломитизированными известняками и образовались при термальной диссоциации доломитовых известняков. Они имеют ограниченное распространение и встречаются лишь на Тагарском месторождении. Макроскопически — это мелкозернистые фарфоровидные породы светло-серого, почти белого цвета, иногда со слегка голубоватым или желто-зеленым оттенком. Состоят из кальцита (60—70%) и брусита (30—35%). Брусит, судя по форме зерен, видимо, образовался по периклазу.

Магнезиальные скарны и кальцифиры. К магнезиальным скарнам отнесены (по составу минеральных компонентов, а не по способу их образования) собственно магнезиальные скарны, апоскарны, кальцит-хлоритовые и серпентиновые породы.

Магнезиальные скарны довольно широко распространены. Они четко локализируются на контактах вмещающих пород с брекчированными траппами и развиты там, где во вмещающей карбонатной толще присутствуют доломиты или доломитизированные известняки. Контакт их с породами постепенный, а с брекчией траппов резкий, неровный. По минеральному составу выделяются следующие разновидности: 1) апофорстеритовые серпентиновые скарны, 2) диопсидовые, 3) шпинелевые, 4) флогопитовые скарны. Между ними существуют многочисленные переходные разновидности.

Апофорстеритовые серпентиновые скарны распространены на Тагарском и Огненском месторождениях. Это желтовато- или серовато-зеленые породы различных оттенков, иногда темно-серые, часто кальцитизированные. Состоят из серпентина (50—95%) и магнезиального хлорита — прохлорита (5—20%), моноклинного пироксена (12—15%), флогопита (до 10—15%), кальцита (3—5%), пенина (1—2%). Из аксессуарных минералов чаще всего присутствует апатит, иногда циркон, а из рудных — магнетит и гидроокислы железа.

Пироксеновые (диопсидовые) скарны распространены очень широко. Макроскопически — это серовато-зеленые, светло-серые с зеленоватым оттенком или серовато-белые мелкозернистые породы. Их состав: моноклинный пироксен (40—70%), прохлорит (10—20%), серпентин (0—20%), монтмориллонит (до 20%). Второстепенные минералы: тальк (8—10%), флогопит (2—5%), кальцит (3—5%). Рудные минералы представлены магнетитом (до 8—10%), пиритом (5—7%); аксессуарные минералы — апатит и сфен, гидроокислы железа (до 10—12%).

Шпинелевые скарны встречаются лишь на Тагарском и Пихтовом месторождениях. Распространены незначительно, тяготеют к зоне пироксеновых скарнов и кальцифиров. Состоят из шпинели (до 35%), серпентина (до 20%), монтмориллонита (15—20%),

прохлорита (12—15%), моноклинного пироксена (5—6%), флогопита (1—3%) и магнетита.

Флогопитовые скарны — зеленовато-серые, желтовато- или серовато-зеленые породы различных оттенков, мелкозернистой структуры. Состоят из флогопита (35—40%), магнезиального хлорита — прохлорита (25—30%), серпентина (15—30%), моноклинного пироксена (10—15%), монтмориллонита (до 10—15%). Отмечаются единичные зерна везувиана, граната (гроссуляр), апатита, сфена, эпидота; рудные — магнетит и пирит.

Кальцифиры. К этим породам отнесены существенно карбонатные образования, содержащие в подчиненном количестве различные силикатные минералы — пироксен, форстерит, шпинель, флогопит, прохлорит, боулингит, серпентин, эпидот. По внешнему виду кальцифиры представляют разнозернистые породы серого, серо-зеленого, желто-зеленого или желтого цвета, в зависимости от окраски преобладающего силикатного минерала.

К группе магнезиальных скарнов и кальцифиров близки породы, состоящие из серпентина, хлорита и кальцита. В зависимости от преобладания того или иного минерала они могут быть объединены в группу кальцит-хлоритовых, хлорит-кальцитовых и серпентиновых пород. Образовались они за счет изменения карбонатных пород и магнезиальных скарнов. Наиболее распространены кальцит-хлоритовые и хлорит-кальцитовые породы. Макроскопически — это чаще всего зеленовато- или желтовато-серые, желтовато- или серовато-зеленые породы. Состоят они в основном из прохлорита (15—70%) и кальцита (20—75%); присутствуют флогопит (2—5%), сфен (2—3%), апатит и пирит.

Известковые скарны возникли в результате взаимодействия гидротермальных растворов с брекчией траппов (месторождения Тагарское и Восток). По минеральному составу выделяются две разновидности: гранатовые и пироксен-гранатовые.

Гранатовые скарны не имеют широкого распространения и приурочены к поверхностным частям месторождений. Образуют небольшие тела неправильной или линзовидной формы. По внешнему виду представляют собой грязно-зеленые или коричневатозеленые породы, состоящие из граната (55—70%), кальцита (12—15%), хлорита (до 20%). Редко присутствуют флогопит и магнетит.

Пироксен-гранатовые скарны также распространены незначительно. Образуют небольшие (4—5 м по керну) тела. Макроскопически пироксен-гранатовые скарны — разнозернисты, серовато-зеленого цвета, среди граната выделяются крупные кристаллы моноклинного пироксена. Второстепенные минералы — флогопит (до 10%), кальцит (1—5%), серпентин (1—3%), единичные зерна пирита.

Метасоматические породы и руды пересекаются прожилками кальцита, хлорита, серпентина, магнетита. Мощность прожилков от 1—1,5 мм до 1—2 см. Кальцитовые жилы более мощные — до 0,3 м.

**Минералы метасоматических пород.** *Моноклинный пироксен* диопсид-геденбергитового ряда является одним из наиболее распространенных минералов этих пород. Образует мелкозернистые агрегаты, состоящие из зерен неправильной или короткопризматической формы величиной 0,05—0,08 мм. Крупнотаблитчатый пироксен, который вместе с мелкозернистым слагает диопсидовые скарны, имеет величину зерен 0,2—0,3 мм. Взаимоотношения этих двух пироксенов свидетельствуют о том, что крупнозернистый пироксен образуется в результате перекристаллизации мелкозернистого. Это подтверждается также отсутствием разницы в показателе преломления этих пироксенов.

В шлифе минерал бесцветный, иногда с хорошо выраженными концевыми гранями;  $c:N_g=42-45^\circ$ ;  $n_g=1,699$ ;  $n_p=1,676$ ;  $n_g-n_p=0,023$ ;  $2V=+60-65^\circ$ . При воздействии гидротермальных растворов пироксен замещается хлоритом, серпентином, тальком, кальцитом. Содержит включения мелких зерен магнетита.

Химический состав пироксенов из скарнов (по траппам) Тагарского месторождения следующий (в вес. %):  $SiO_2$  47,62;  $TiO_2$  0,48;  $Al_2O_3$  6,57;  $Fe_2O_3$  3,98;  $FeO$  2,11;  $MnO$  0,059;  $MgO$  14,16;  $CaO$  23,94;  $Na_2O$  0,1;  $K_2O$  0,02;  $H_2O^+$  1,44. Сумма 100,48. Аналитик Стоярова Т. И., ВИМС. В отличие от пироксена из Коршуновского месторождения этот пироксен содержит больше алюминия (0,54% в Коршуновском месторождении), меньше закисного и больше окисного железа (6,53 и 0,93% в Коршуновском месторождении) и является менее железистым. Спектральным анализом в пироксенах установлены (в %):  $Ni$  0,001—0,0001;  $V$  0,006—0,01;  $Zr$  0,003;  $Nb$  0,001—0,006;  $Cu$  0,003—0,01;  $Zn$  0,003;  $Sn$  0,0001—0,002; спорадически  $Sc$  0,002;  $Y$  0,003;  $Yb$  0,001;  $Sr$  0,03.

*Гранат* присутствует в меньших количествах, чем пироксен. Распределен неравномерно. В известковых скарнах является преобладающим минералом, реже встречается в магнезиальных скарнах и кальцифирах. Устанавливаются две основные разновидности граната, отличающиеся по цвету: буровато-желтая с переходами до медово-желтой и розоватая. Образует сплошные массы и вкрапленность отдельных зерен или их сростки. Кристаллизуется в форме ромбододекаэдров, реже в комбинации с кубом или октаэдром. Чаще образует зерна неправильной формы. В шлифе бесцветный или слабо-розоватый, часто с зональной окраской — более густой зеленовато-желтой в центре и светлой на периферии. Иногда разноокрашенные зоны чередуются несколько раз.

В отдельных зернах наблюдается чередование зон анизотропного и изотропного гранатов концентрической или секториальной формы. Показатель преломления 1,747—1,821, что с учетом данных химического анализа (табл. 9) отвечает гранатам гроссуляр-андрадитового ряда, в которых содержание андрадитовой молекулы изменяется от 12 до 41% (по Винчеллу). Рентгеноструктурным анализом в одном и том же образце отмечены гранаты с параметрами кристаллической решетки  $a=11,92\text{А}$  и  $a=12,1\text{А}$ , что соответственно отвечает андрадиту и гроссуляру. По спектральным

даным гранаты из магнезиальных скарнов содержат больше магния, натрия и титана и меньше алюминия и железа, чем другие. В гранатах постоянно присутствуют цирконий, галлий, скандий, иттрий, ванадий, марганец, периодически встречаются ниобий, хром, олово, иттербий, свинец, никель.

В розовом гранате марганца на порядок больше, чем в других.

Хлорит и серпентин корродируют минерал с периферии и замещают его, иногда почти полностью. Кальцит чаще наблюдается по трещинкам, секущим гранат. Титансодержащие разности граната лейкоксенизируются. Можно наблюдать короткие цепочки мелких зерен граната, секущие и оконтуривающие пироксен. Зерна граната в свою очередь пересекаются магнетитовыми прожилками. Это свидетельствует о том, что процессы скарнирования пород предшествовали рудоотложению.

*Серпентин* составляет основную массу апофорстеритовых скарнов и менее распространен в других метасоматитах. Образует листовато-чешуйчатого строения псевдоморфозы по форстериту, в которых встречаются реликты форстерита, а также замещает прохлорит, флогопит и моноклиновый пироксен; сам замещается кальцитом. Иногда в агрегатах серпентина (антигорита) наблюдаются включения мелких (0,04—0,12 мм) зерен апатита и циркона размером в несколько сотых долей миллиметра. В шлифе этот серпентин желтовато-зеленого цвета, иногда коричневый, бледно-желтый или совершенно бесцветный. Угасание прямое ( $c:Ng=0$ );  $n_g$ — $n_p=0,008—0,009$ ;  $-2V=30—40^\circ$ . Эти константы характерны для антигорита.

Кроме антигорита устанавливается тонковолокнистый серпентин—хризотил, образующий оторочки вокруг идиобласт магнезиального хлорита. Он также слагает прожилки мощностью до 0,2 мм, пересекающие агрегаты листовато-чешуйчатого серпентина.

*Магнезиальный хлорит* (прохлорит) присутствует в виде отдельных листочков прямоугольной формы или в виде веерообразных и радиальных агрегатов. В шлифе минерал бесцветный, с хорошо выраженной совершенной спайностью по (001). Угасание прямое ( $c:Ng=0$ ). Показатели преломления изменяются незначительно:  $n_g=1,572—1,575$ ;  $n_p=1,566—1,571$ ; двупреломление  $n_g$ — $n_p=0,003—0,008$ ;  $+2V$  не более  $5^\circ$ . В скрещенных николях отчетливо наблюдаются полисинтетические двойники по (001). Часто минерал зональный. Идиобласты прохлорита содержат включения мелких листочков голубовато-зеленого хлорита, моноклиновый пироксен, апатит и магнетит величиной 0,1—0,7 мм. Кроме того, хлорит сеется тонкими прожилками магнетита, который либо проникает в идиобласты вдоль трещин спайности, либо образует оторочки вокруг листочков прохлорита. Химический состав хлоритов приведен в табл. 10. Обращает на себя внимание большое сходство состава хлоритов, отвечающее нормальным магнезиально-глиноземным разностям. Они содержат незначительное

Химический состав гранатов Тагарского месторождения, %

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	n
Пироксеновый скарн	37,00	0,25	8,89	18,35	0,54	34,53	0,54	0,015	0,05	0,04	0,30	100,51	1,790
Гранат-пироксен-кальцитовая порода (апокарбонатная)	34,68	0,90	16,31	13,63	0,34	31,11	1,37	Следы	0,84	—	—	99,18	1,778

Аналитик Т. И. Столярова, ВИМС

Таблица 10

Химический состав хлоритов Тагарского месторождения, %

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	Сумма
Флогопит-пироксен-хлорит-магнетитовая руда	31,29	0,27	17,72	3,30	—	—	33,83	—	—	—	13,40	99,81
Хлорит-магнетитовая руда	28,74	—	20,92	3,43	—	—	33,89	—	0,36	0,33	12,30	99,97
Пироксен-кальцит-хлоритовая	28,26	—	17,94	3,36	—	—	30,25	—	—	—	20,90	100,71
Кальцит-хлоритовая	32,79	—	18,30	Не обн.	3,49	0,02	32,39	—	—	—	13,00	100,00
То же	33,14	—	19,15	0,85	1,53	—	32,56	—	—	—	12,70	99,93

Аналитик Т. И. Столярова, ВИМС

количество железа; магний и алюминий присутствуют примерно в одинаковых количествах. По структуре они относятся к прохлоритам (по классификации Д. П. Сердюченко, 1953 г.). В одном из образцов отмечен гидрохлорит.

Порошковые рентгенограммы, снятые в лаборатории ВИМС (Г. А. Сидоренко), соответствуют группе прохлоритов; некоторые дебаеграммы показали структуру хлоритов клинохлор-пеннинового ряда. Термические кривые, полученные в лаборатории ВИМС, фиксируют эндотермические реакции на интервале 700—800°С, характерные для нормальных хлоритов магниального ряда.

Спектральным полуколичественным анализом в хлоритах отмечается постоянное присутствие (в %): Ni 0,001—0,003; V 0,003—0,01; Cu 0,001—0,003; Ga 0,001—0,003; спорадически отмечаются цинк, кобальт, цирконий и фосфор.

*Флогодит* совместно с прохлоритом и серпентином слагает основную ткань флогопитовых скарнов. Присутствует главным образом в виде прямоугольных листочков величиной от 0,1 до 1,2 мм. Часто листочки образуют сростки, иногда в виде розеток, но обычно неправильной формы. В поле шлифа такие скопления распределены более или менее равномерно. Концевые грани листочков флогопита неровные, изъеденные серпентином. Угасание прямое ( $c:N_g=0$ ). Минерал бесцветный или зеленоватый со слабым плеохроизмом от бледно-зеленого по  $N_g$  до бесцветного по  $N_p$ ;  $n_g - n_p = 0,060$ .

Флогодит подвергается гидратации, выразившейся в пятнистой окраске минерала, и тогда наблюдается плеохроизм от светло-желтого по  $N_g$  до бесцветного по  $N_p$ . Флогодит замещается пеннином и кальцитом. Идиобласты флогопита содержат включения зерен диопсида и апатита. Наблюдается обрастание флогопита магнетитом и гидроокислами железа. Химический состав флогопит-хлоритовой брекчии по траппам Тагарского месторождения следующий (вес. %):  $SiO_2$  42,48;  $TiO_2$  0,28;  $Al_2O_3$  15,94;  $Fe_2O_3$  3,36;  $MgO$  26,80;  $Na_2O$  0,68;  $K_2O$  7,51;  $FeO$  0,22;  $H_2O \pm$  2,00; сумма 99,27. Аналитик Т. И. Столярова, ВИМС.

*Пеннин* встречается в виде агрегатов неправильной формы, образует пятна в прохлорите величиной 0,1—0,3 мм и развивается по флогопиту. Минерал плеохроирует от густого голубовато-зеленого по  $N_g$  до желтовато-зеленого по  $N_p$ . Угасание прямое ( $c:N_g=0$ ). В скрещенных николях обладает аномальной фиолетово-сиреневой интерференционной окраской.

*Шпинель* встречается в кальцифирах и магниальных скарнах западной части Тагарского месторождения и на Пихтовом месторождении. Наблюдается в виде изометричных зерен бутылочно-зеленого цвета величиной от 0,01 до 0,7 мм с прямоугольными и ромбовидными очертаниями. Единичные зерна минерала встречаются редко. Чаще они образуют сростки и скопления изометричной или линзообразной формы. Под микроскопом устанавливается пятнистая или зональная окраска: от густо-зеленой в центре до зеленой по периферии (реже наблюдается обратная зональность).

Некоторые зерна содержат включения шпинели голубого цвета. В одном шлифе встречено крупное зерно шпинели буроватого цвета. Минерал корродируется и замещается серпентином. Часто содержит включения магнетита или оконтуривается им. Показатель преломления  $n=1,767$ . Анализ шпинели на спектромикроскопическом анализаторе показал содержание в ней магния, железа и алюминия, что (вместе с величиной показателя преломления) позволяет отнести шпинель к плеонасту.

*Людвигит* встречается в кальцифирах, где он образует зонки густой вкрапленности мощностью до 10 мм (в раздувах до 15—18 мм), скопления величиной 3—5 мм, а также рассеянную вкрапленность. Зерна имеют удлиненно-призматическую и игольчатую форму. Размер их колеблется от сотых до десятых долей миллиметра. В шлифе людвигит непрозрачный и лишь редкие зерна просвечивают густо-зеленым цветом, что указывает на его высокую магнезиальность. В аншлифе он серый, с заметным двуотражением. Отчетливо анизотропен, с красноватым и синеватым эффектами.

*Везувиан* установлен в пироксеновых скарнах по брекчии траппов, где он присутствует вместе с пироксеном. Большое количество везувиана встречено в гранат-кальцит-серпентиновых породах, где он выделяется в виде агрегатов, состоящих из крупных зерен призматической формы; зерна удлиненно-призматического габитуса отмечаются в серпентиновых агрегатах, вдоль полосчатости пород и на контакте серпентиновых и кальцитовых полос. В шлифе минерал бесцветный. Интенсивность интерференционной окраски в различных участках зерна изменяется от светло- до темно-бурой. Наблюдаются аномально-синие цвета интерференции.

*Рутил* встречается в шлифах из хлорит-серпентиновых пород и в протолочках проб кальцифиров. Он образует отдельные зерна неправильной формы буровато-желтого цвета или небольшие агрегаты их. Часто в них присутствуют включения лейкоксенизированного ильменита.

*Сфен* распространенный, но непостоянный минерал кальцифиров и магнезиальных скарнов. Наиболее часто он встречается в пироксеновых скарнах, образованных по брекчии траппов и в калишпатовых породах. Образует вкрапленность изометричных зерен величиной от 0,1 до 1—1,5 мм или агрегаты. Наблюдаются ромбовидные и призматические формы. Минерал бесцветный или буроватый. Окрашенные зерна слабо плеохроируют. Наблюдаются зерна зонально окрашенные. Спектральным анализом в нем установлены (в %): V 0,01—0,03; Zr 0,01—0,03; Cu 0,005—0,01; Y 0,01; Yb 0,001—0,005. В сфене из щелочных разностей пород установлены хром и свинец в количестве 0,001.

*Циркон* встречается преимущественно в калишпатовых породах. Единичные зерна его отмечаются в кальцифирах и магнезиальных скарнах. Как правило, он присутствует вместе с датолитом в виде отдельных мелких (сотые доли миллиметра) зерен или образует скопления. Редко встречаются крупные зерна призматического

габитуса. В шлифе минерал бесцветный или розоватый со слабым плеохроизмом. Химический состав цирконов из калишпатовых пород Тагарского месторождения определен методом дисперсии дву-преломления Е. А. Кузнецовым (МГУ) и приведен в табл. 11.

*Брусит* в бруситовых мраморах представляет метаколлоидное образование натечной формы белого цвета, легко растворяющееся в концентрированной соляной кислоте. Плотность его  $2,3 \text{ г/см}^3$ . Показатели преломления  $n_g=1,585$ ;  $n_p=1,566$ ;  $n_g-n_p=0,019$ . Химический состав брусита Тагарского месторождения из апопериклазового мрамора (в %):  $\text{SiO}_2$  1,36;  $\text{TiO}_2$  0,04;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,27;  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  1,31;  $\text{MgO}$  59,38;  $\text{CaO}$  6,62;  $\text{H}_2\text{O}^\pm$  26,07;  $\text{CO}_2$  5,16; сумма 100,21. Аналитик К. А. Дорофеева, ВИМС. Спектральным анализом в нем обнаружены (в %):  $\text{Mn}$  0,01—0,03;  $\text{V}$  0,001;  $\text{Ti}$  0,05;  $\text{P}$  0,1.

*Халцедон* встречается в пустотках выщелачивания в хлорит-флогопитовых породах в виде светло-розовых друзовидных агрегатов величиной 2—3 см. В шлифе минерал бесцветный, ассоциирует с кварцем.

Существенно калишпатовые породы. Встречаются они лишь в виде обломков среди брекчии траппов. Макроскопически это серовато-зеленые мелко- и тонкозернистые породы с неровным изломом и пятнистой текстурой, обусловленной наличием различно окрашенных пятен — сиреневых, бордовых и темно-зеленых. Иногда в них видны мелкие включения пирита. При изучении выделяются:

1) калишпатовые породы, образовавшиеся по траппам в результате адуляризации плагиоклаза. Структура у них гранобластовая, иногда реликтовая долеритовая или порфирировая;

2) калишпатовые породы с типично обломочной структурой. Обе эти разновидности состоят главным образом из калиевого полевого шпата (50—80%), датолита (5—50%), эпидота (до 10%), моноклинного пироксена (8—10%), хромсодержащего хлорита (12—15%) и псевдоморфоз, агрегатов талька и хлорита по пироксену (?). Встречаются также единичные зерна и сростки плагиоклаза, сфена, ортита, апатита.

Химический состав пород приведен в табл. 12.

Спектральным полуколичественным анализом в калишпатовых породах установлены в количествах выше кларковых следующие элементы-примеси: ванадий, цинк, галлий, литий, стронций, бор; реже встречаются титан, марганец, медь и лишь в одном образце отмечены свинец и серебро; кроме того, отмечены бериллий и ниобий.

*Калиевый полевой шпат* по данным рентгеноструктурного анализа является адуляром. Его зерна таблитчатой или неправильной формы имеют величину 0,1—0,5 мм, в шлифе слабую красновато-коричневую окраску, обусловленную пелитизацией. Спайности и двойников не видно, но ясно наблюдаются пертиты замещения, указывающие, что адуляр развивается по плагиоклазу, который в его агрегатах изредка встречается в виде призматических или не-

Таблица 11

## Химический состав цирконов Тагарского месторождения, %

Обр. 570, скв. 55, глуб. 115,3 м	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	ThO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	H <sub>2</sub> O	Сумма
Розовый циркон	32,54	64,08	0,33	1,38	0,14	0,38	—	0,20	0,30	—	0,05	99,40
Бесцветный циркон	32,44	63,80	0,33	1,56	0,16	0,32	0,20	0,08	0,24	—	—	99,13

Таблица 12

## Химический состав калишпатовых пород Тагарского месторождения

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>общ.</sub>	П.п.п.	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
321	56,92	0,40	11,10	0,52	0,36	0,16	3,14	14,74	0,33	6,92	0,082	0,023	4,96	—	—	—	99,65
1460	54,38	0,56	13,29	2,59	0,89	0,026	2,68	12,06	0,13	8,70	0,14	0,34	4,96	—	—	—	100,75
318	55,03	0,58	10,44	0,64	0,40	0,11	10,54	1,96	0,54	8,87	0,02	Не обн.	4,20	0,30	0,52	5,75	99,90

Аналитики Г. А. Голикова, Р. И. Яшина, А. И. Коломникова, ВИМС.

правильной формы образований величиною 0,4—0,5 мм. Кое-где видно, как идиоморфные кристаллы плагиоклаза образуют типичную ткань долеритовой структуры. Плагиоклаз обычно замещен агрегатом соскюрита или пренита.

*Датолит* иногда составляет существенную часть породы. Он встречается, как правило, в виде образований самой причудливой формы величиной от 2 до 6 мм. Обычно такие образования имеют вид цемента, в который погружены зерна всех других минералов, слагающих породу. Минерал бесцветный, прозрачный. В скрещенных николях он резко выделяется высоким двупреломлением, достигающим  $n_g - n_p = 0,044 - 0,045$ . Спайности не заметно,  $-2V$  около  $75 - 80^\circ$ , отчетливо видна дисперсия оптических осей,  $r > V$ .

*Моноклинный пироксен* встречается обычно в виде сноповидных или веерообразных агрегатов величиной 0,2—0,7 мм, иногда в массе мелкочешуйчатого фиолетово-сиреневого хромитсодержащего хлорита или в виде включений в агрегатах датолита. Отчетливо видно, что агрегаты моноклинного пироксена образовались позднее адуляра. По данным рентгеноструктурного анализа пироксен принадлежит к диопсид-геденбергитовому ряду.

Полные псевдоморфозы талька и хлорита образуются, возможно, по пироксену, поскольку иногда имеют форму зерен пироксена в виде коротких призм величиною 0,4—0,6 мм.

*Хлорит* в них коричневатозеленого цвета, мелкочешуйчатый, одноосный, отрицательный с плеохроизмом от коричневатозеленого по  $Ng$  до бледножелтого (грязного оттенка) по  $Np$ ;  $n_g - n_p = 0,012 - 0,013$ . По этим данным минерал более всего подходит к хлоритом типа пеннина.

*Тальк* присутствует в виде отдельных листочков размером менее 0,01 мм. В наиболее крупных чешуйках измерено  $n_g - n_p = 0,038 - 0,040$ . Псевдоморфозы хлорита и талька по пироксену находятся в промежутках между зернами адуляра. Иногда по этим псевдоморфозам развивается еще более поздний бледнозеленый мелкочешуйчатый хлорит. Агрегаты его достигают 2 мм; они имеют неправильную форму, а в скрещенных николях выделяются низкой аномальной интерференционной окраской сизого цвета.

Иногда в массе бледнозеленого хлорита встречаются единичные зерна сфена величиною 0,15—0,3 мм, а также их сростки. Наблюдаются, кроме того, редкие и неокатанные зерна циркона величиной 0,07—0,06 мм.

*Хромсодержащий хлорит* наблюдается в виде тонкочешуйчатых агрегатов пятнисто окрашенных в фиолетово-сиреневый цвет. Иногда видны трещины спайности по (001),  $c:Ng = 0$ ,  $n_g - n_p = 0,019$ . Минерал плеохроирует в фиолетово-сиреневых тонах от густо-сиреневого до розового цвета. На спектромикроразере ВИМСа в минерале установлено много алюминия, очень много железа, магния, десятые доли процента титана, присутствие хрома и кремния. По оптическим данным минерал более всего подходит к хромамезиту.

*Эпидот* встречается или в виде отдельных зернышек величиной от 0,6 до 0,15 мм или в виде агрегатов величиной 1—1,5 мм. Ми-

нерал плеохроирует от лимонно-желтого по  $N_g$  до бледно-желтого, почти бесцветного по  $N_p$ ;  $n_g - n_p = 0,030$ .

*Ортит* встречен в виде сростков двух хорошо образованных кристаллов величиной 0,45 мм и 0,1 мм. Минерал резко плеохроирует в коричневых тонах от желто-бурого по  $N_g$  до бледно-коричневого по  $N_p$  с зональной окраской, более темной по краям.  $n_g - n_p = 0,021$ , двупреломление меняется пятнами,  $-2V$  около  $70^\circ$ .

*Кальцит* присутствует в виде мелкозернистых агрегатов неправильной формы величиной 0,25—0,4 мм, замещает адуляр, датолит и эпидот.

**Стадии минерализации в процессах метасоматоза и образовании рудных залежей в комплексах среднего — нижнего кембрия.** Установление последовательной смены минеральных ассоциаций во времени позволило выделить следующие этапы и стадии минерализации, в основном связанные постепенными переходами.

I. Постмагматический этап: 1) стадия мраморизации карбонатных пород, 2) скарновая стадия.

II. Гидротермально-метасоматический этап: 1) стадия борнощелочного метасоматоза, 2) стадия магнезиального метасоматоза, 3) рудная стадия.

III. Пострудный этап: 1) магнезиально-карбонатная стадия.

IV. Гипергенный этап.

*Постмагматический этап* знаменуется мраморизацией кембрийских карбонатных пород, которые за пределами рудных полей в этом районе не мраморизованы. На Тагарском месторождении имеются небольшие участки вблизи контактов магнезиальных скарнов с доломитами и доломитизированным известняками, на которых произошло образование периклазовых мраморов.

По И. Костову (1971 г.), периклаз — типичный метаморфогенный минерал, образующийся при термальной диссоциации доломитовых известняков:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$ . Периклаз в мраморах Тагарского месторождения не сохраняется — он полностью замещается бруситом.

В последующую стадию образуются магнезиальные скарны форстерит-кальцит-пироксенового, пироксен-кальцитового (кальцифиты) состава, шпинелевые и известковые скарны пироксен-гранатового и гранатового состава, везувияновые скарны. Скарны образовывались со значительным привнесением кремнезема, а магнезиальные скарны — с частичным привнесением магния, железа, калия, натрия и бора, в противоположность обычным скарнам. Магнезиальные скарны образовались в результате взаимодействия постмагматических скарнирующих растворов с доломитизированными известняками, содержащими глинистое вещество, мергелями. Кроме главных минералов в них присутствуют в небольших количествах биотит, людовигит (в кальцифитах), эпидот, рутил, пирит, амфибол, сфен. Известковые скарны образовались в результате взаимодействия скарнирующих растворов с песчаниками и известковистыми песчаниками. Взаимоотношения главных скарновых минералов — пироксена и граната проявлены четко. Более ранний

гранат, пироксен, образованный позднее, сечет гранат, разъедает его с краев и замещает.

Скарновая стадия развивается длительно на фоне изменения состава растворов, что видно не только по взаимоотношению минералов. Обилие зон роста граната, отличающихся по цвету (а следовательно, и по составу), чередование зон изотропного и анизотропного граната, различная окраска зерен пироксена (светлая в центре и зеленоватая по периферии) — все это свидетельствует о непрерывных изменениях условий минералообразования. Для этого этапа характерны высокие температуры и щелочной характер постмагматических растворов.

*Гидротермально-метасоматический этап* формирования месторождений очень растянут во времени и протекал в широком температурном интервале. В начальную стадию этого этапа образовывались метасоматиты щелочного (калишпатового) состава. В эту же стадию происходил привнос бора и отложение датолита. Процессы калишпатизации приурочены к ослабленным зонам в трапповой брекчии. Встречаются также обломки этих пород иногда с везувианом, кварцем и датолитом. К этому времени, видимо, относится и образование флогопитовых скарнов. О раннем выделении флогопита свидетельствует разъедание флогопита серпентином, особенно на концевых гранях.

Магнезиальный метасоматоз проявился в образовании минералов хлорит-серпентиновой группы. Растворы, значительно обогащенные магнием, алюминием, кремнеземом, метасоматически замещали минералы ранней скарновой стадии, а также производили цементацию скарнированных обломков траппов. Частично происходила гидратация скарновых минералов, главным образом пироксена и форстерита. На конечных стадиях растворы имели щелочной характер, что привело к образованию флогопита, развивающегося в основном по хлориту. Минералообразование данной стадии предшествовало непосредственно рудоотложению.

Рудный процесс наложен на магнезиальную стадию, причем оба эти процесса связаны в пространстве и сближены во времени. Существует прямая связь магнетита с хлоритом и серпентином. Растворы этой стадии приносили преимущественно железо. Состав растворов изменялся на различных отрезках времени, что нашло отражение в ассоциации магнетита в одних случаях с хлоритом, при этом серпентиновые поля оставались чистыми, а в других — с серпентином, и тогда мы наблюдаем участки чистого хлорита. В конце рудной стадии рудоносные растворы характеризуются привнесом значительного количества серы и, частично, меди, с чем связано образование сульфидов — пирита, халькопирита, пирротина, марказита. Однако режим серы и кислорода в отдельные отрезки времени рудного процесса менялся. Отмечено, хотя и в небольших количествах, образование пирита раньше магнетита.

Растворы пострудного этапа, очевидно, являются остаточными, обогащенными кислородом, магнием и щелочами. К этому периоду относится образование магнетитовых, кальцитовых, цеолито-

вых, хлоритовых и бруситовых прожилков, секущих все предыдущие минеральные образования.

Последующая минерализация связана с *гипергенными процессами* — выветриванием и выщелачиванием пород, развитием карста. Магнетит в различной степени подвергался окислению с образованием маггемита и мартита; пирит переходит в гётит, а по халькопириту развивались халькозин и ковеллин. Силикатные минералы — хлорит, серпентин — замещались каолинитом, монтмориллонитом, нонтронитом, гидрослюдами и гидрохлоритом. Кроме того, происходило образование гидрогётита и в меньшей степени ярозита.

## 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЛОКАЛИЗОВАННЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ БЕРЯМБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Магнетитовые руды Берямбинского месторождения залегают преимущественно среди средне-верхнекембрийских терригенно-карбонатных пород. Иной, по сравнению с месторождениями Кодинской группы, литологический состав рудовмещающих пород придал структуре и составу метасоматических образований Берямбинского месторождения своеобразные черты.

### Геологический разрез и структура рудного поля

Берямбинское месторождение располагается в приосевой части антиклинали одноименного названия, сложенной преимущественно кембрийскими отложениями (рис. 20). В ядре антиклинали (по Хохлову А. П.) обнажаются нижнекембрийские карбонатные породы, расчленяемые на климинскую в основном известняковую и агалеевскую преимущественно доломитовую свиты.

Нижний — средний кембрий представлен заледеевской свитой, сложенной известняками, среди которых встречаются прослои доломитов (в том числе водорослевых) и известковистых песчаников.

Отложения эвенкийской свиты среднего — верхнего кембрия располагаются в крыльях антиклинали. В основании их иногда наблюдается тонкий прослой гравелитов. По-видимому, на нижележащих отложениях породы эвенкийской свиты залегают несогласно. Сложена она переслаивающимися мергелями, известковистыми алевролитами, песчаниками, аргиллитами и реже известняками. Породы свиты имеют пеструю окраску — от серой и зеленовато-серой до красноцветной. Эвенкийская свита расчленяется на две подсвиты. В нижней доминируют мергели, верхняя имеет преимущественно карбонатно-алевролитовый состав. Граница между подсвитами условна. Литологический состав свиты указывает на образование ее отложений в мелководных условиях.

Кембрийские породы и скарново-рудные образования повсеместно перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями мощностью до 3—6 м.

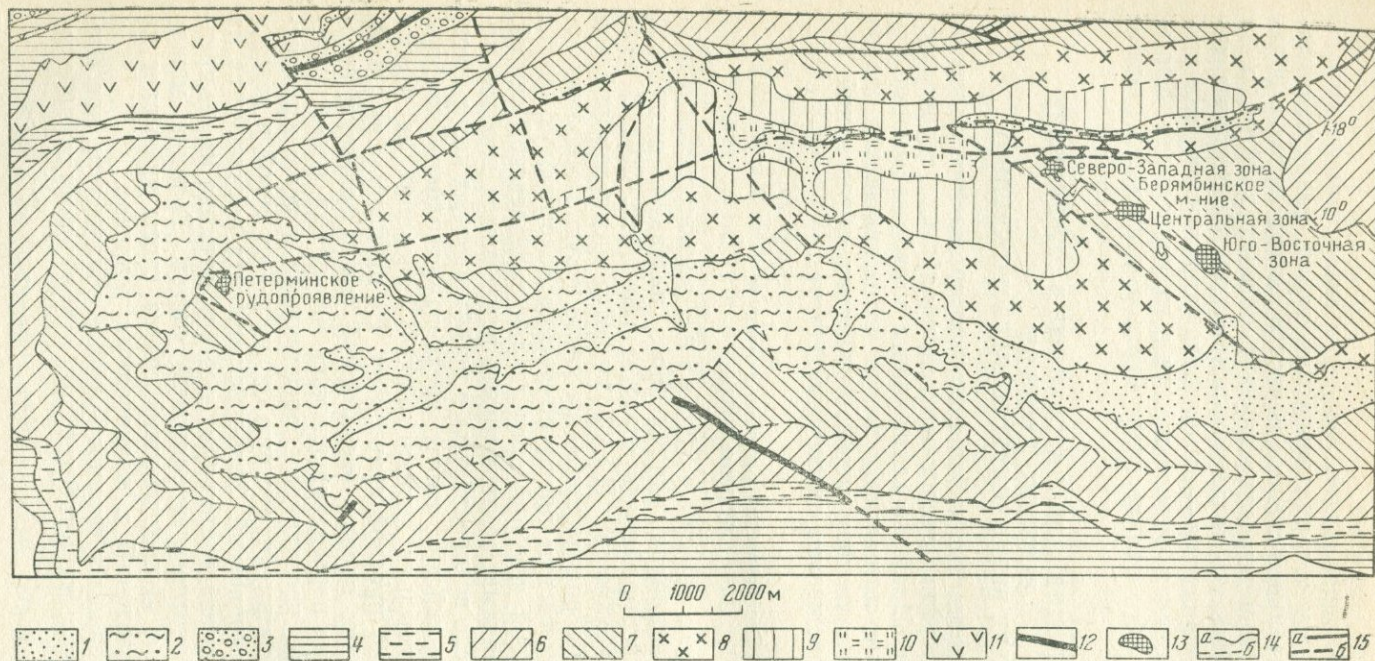


Рис. 20. Схема геологического строения Берямбинской антиклинали. Составил А. П. Хохлов (1966 г.).

1 — четвертичные отложения (аллювий пойменных и надпойменных террас); 2 — неогеновые отложения (аллювиальные глины, супеси с валунами и галькой коренных пород); 3 — каменноугольные отложения: туамская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков и туфов); 4 — ордовикские отложения: усть-кутская свита (известники, доломиты, часто водорослевые; в нижней части кварцевые песчаники с прослоями известняков и мергелей); кембрийские отложения: 5 — илгинская свита (известковистые песчаники и алевролиты с прослоями мергелей, доломитов), 6 — эвенкийская свита, верхняя подсвита (известковистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков), 7 — эвенкийская свита, нижняя подсвита (мергели, аргиллиты, известковистые алевролиты), 8 — залеевская свита (известняки с прослоями известковистых песчаников, доломитов, водорослевых доломитов), 9 — агалеевская свита (доломиты, брекчиевидные известняки с прослоями глинистых доломитов, известняков и известковистых песчаников), 10 — климинская свита (известняки, доломиты, водорослевые и глинистые известняки); 11 — траппы, катангский комплекс (долериты, долерит-пегматиты, габбро-долериты, трактолитовые долериты); 12 — дайки траппов катангского комплекса (долериты, афанитовые долериты); 13 — зоны метасоматических пород с рудными залежами; 14 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

Беряμβинская антиклиналь имеет субширотное простирание. Северное крыло антиклинали более крутое, чем южное. В восточной части антиклиналь виргирует на две ветви — северо-восточную и юго-восточную. Между ними располагается грабен-синклинальная структура высшего порядка, сложенная эвенкийскими отложениями, площадь выхода которых расширяется к востоку. Рудное поле месторождения тяготеет к юго-западному крылу этой структуры. Оно непосредственно приурочено к тектонической зоне северо-западного направления, параллельной разлому, ограничивающему юго-западное крыло грабен-синклинали. В плане рудное поле имеет вид полосы северо-западного направления длиной в 4—5 км и шириной около 1 км. В северо-западной части рудного поля обнажаются карбонатные породы ядра антиклинали, которые могут быть отнесены к заледеевской свите. На остальной площади рудного поля развиты терригенно-карбонатные породы нижней подсвиты эвенкийской свиты. В юго-восточной части рудного поля обнажаются алевритовые породы ее верхней подсвиты.

В Беряμβинском рудном поле выделены три пространственно разобщенные скарново-рудные зоны, в пределах которых и проводились в основном поисково-разведочные работы. Промежутки между ними остались неразведанными, и в настоящее время структура рудного поля в деталях не изучена.

В *Северо-Западной рудной зоне* отчетливо проявлена блоковая структура. Здесь на одном гипсометрическом уровне с карбонатными породами заледеевской свиты обнажаются известковистые алевриты и мергели эвенкийской свиты. По немногочисленным замерам элементов залегания пород внутри тектонических блоков устанавливаются пликативные структуры высших порядков — флексуорообразные изгибы слоев и реже мелкие антиклинальные и синклинальные складки протяженностью в первые сотни метров. Преобладают северо-восточные падения осадочных пород.

*Центральная рудная зона* месторождения характеризуется моноклинальным залеганием пород с общим северо-восточным их падением под углами 22—45°. В промежутке между Центральной и Юго-Восточной рудными зонами эвенкийские породы образуют пологую асимметричную синклинальную структуру субмеридионального — северо-западного простирания. Ось ее проходит в 200—300 м восточнее Центральной рудной зоны.

Положение Центральной рудной зоны контролируется пересечением основной северо-западной тектонической зоны субширотным нарушением, фиксируемым цепочкой слабых магнитных аномалий. Скарново-рудная зона по данным бурения имеет столбообразную форму с крутым падением, но рудные тела в ее пределах залегают наклонно и согласно с вмещающими их породами (рис. 21). Наиболее крупная рудная залежь выходит на поверхность, имеет длину 600 м и максимальную мощность 150 м. С глубиной рудоносность разреза резко падает, рудные тела имеют небольшие размеры и не представляют промышленного интереса. Бурением рудная залежь не околтурена.

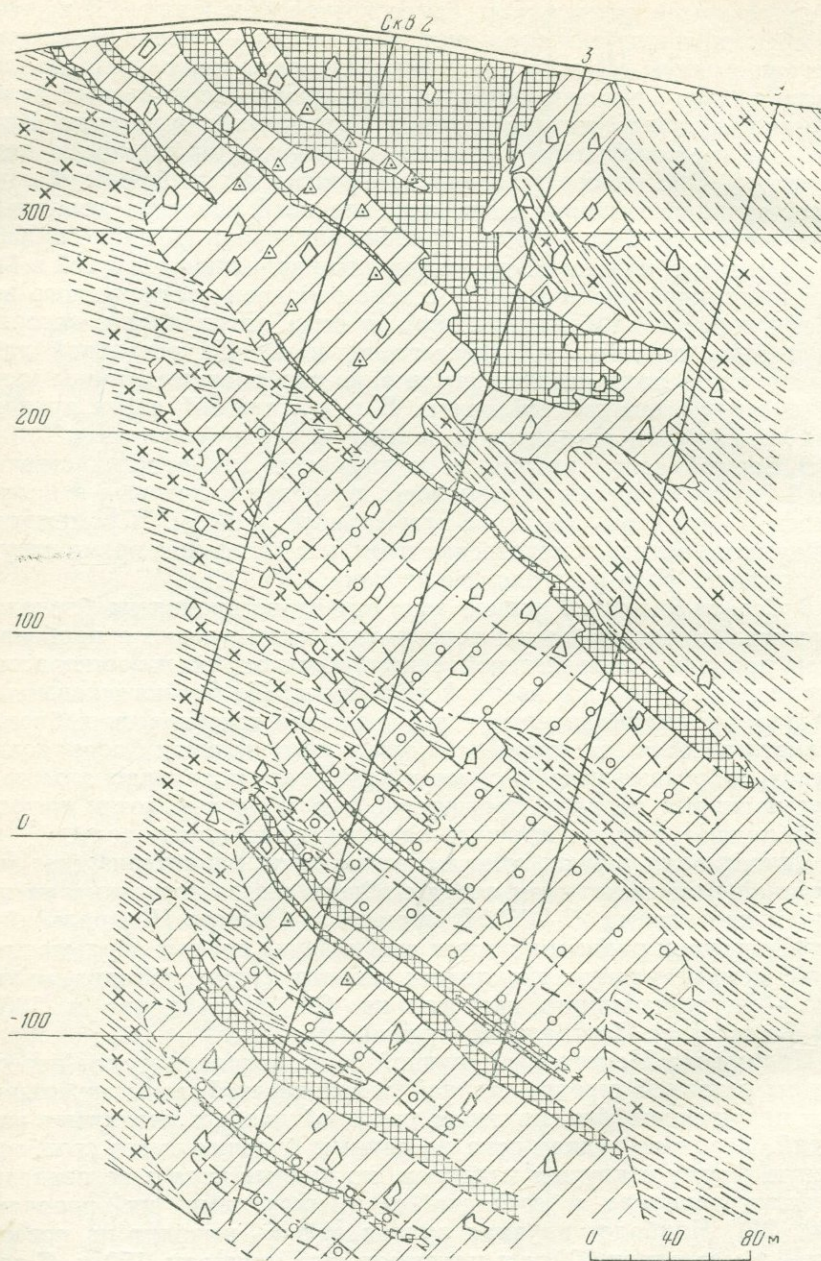


Рис. 21. Геологический разрез по профилю 16.8. Берябинское м-ние. Центральная рудная зона. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 22

В Юго-Восточной рудной зоне месторождения (рис. 22, 23) эвенкийские породы слагают пологую брахиантиклинальную структуру субширотного направления. Падение пород на крыльях в среднем  $15-20^\circ$ , колеблясь от  $8-10^\circ$  до  $50-60^\circ$ . Рудная зона прослежена в осевой части брахиантиклинали, имеет в плане ли-

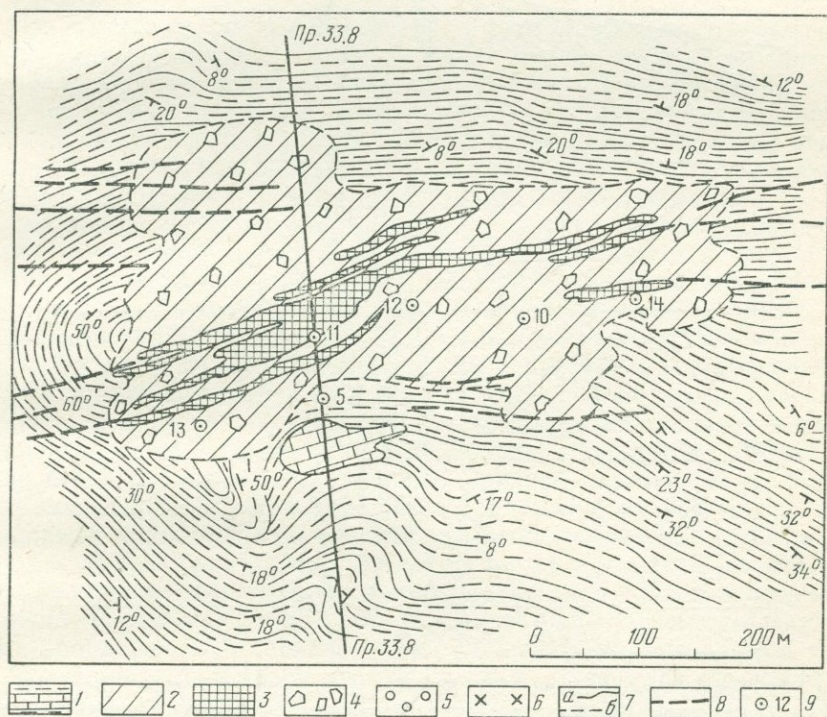


Рис. 22. Схематический геологический план Юго-Восточной рудной зоны. Берябинское м-ние. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ

1 — средний — верхний кембрий, нерасчлененная эвенкийская свита (мергели, аргиллиты, алевролиты и песчаники, прослой известняков); 2 — метасоматические хлоритовые и кальцит-серпентин-хлоритовые породы; 3 — магнетитовые руды; 4 — обломки серпентин-кальцит-хлоритовых пород; 5 — гранатизация; 6 — хлоритизация; 7 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 8 — дорудные тектонические нарушения, 9 — скважины

нейный характер и субвертикальное падение. Рудная залежь этой зоны имеет жилообразную форму при длине около 500 м и максимальной мощности 50—60 м. Состоит она из нескольких сближенных рудных тел, разделенных полосами слабооруденелых пород мощностью от 2—3 до 20 м. В пределах рудных тел нередко наблюдается чередование рудных и безрудных участков. Буровыми скважинами залежь прослежена на глубину 330 м без признаков ее выклинивания, по простиранию она также не оконтурена.

В промежутках между тремя главными рудными зонами месторождения устанавливаются крупные тела траппов невыясненной формы. Их положение контролируется зоной северо-западного разлома.

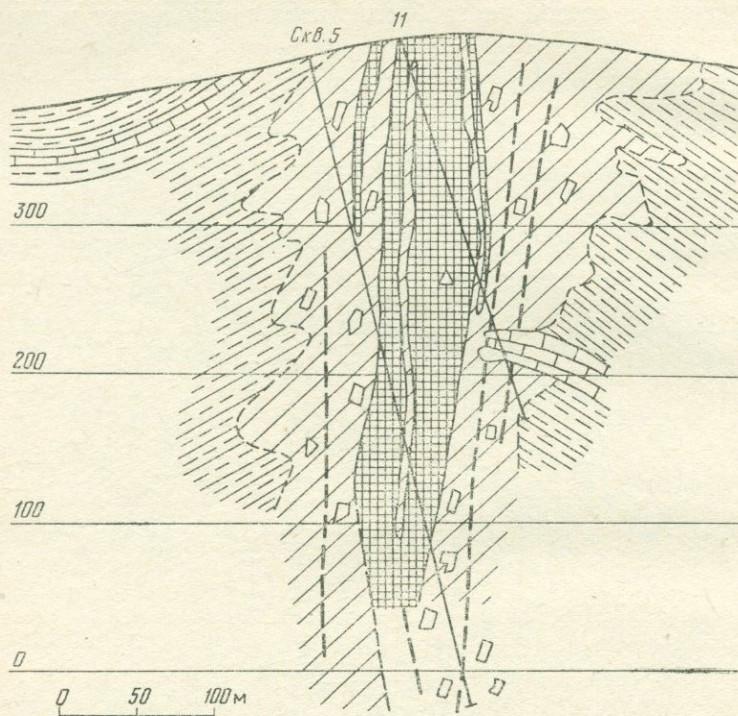


Рис. 23. Разрез по профилю 33.8 Юго-Восточной рудной зоны. Берябинское м-ние. Составил В. Ф. Козлов с использованием материалов Средне-Ангарской ГРП КГУ. Условные обозначения см. на рис. 22.

#### Характеристика скарново-рудных образований и структурно-литологический контроль

На Берябинском месторождении при различном характере рудо локализирующих структур участков (рудных зон) состав метасоматических пород и магнетитовых руд очень близок.

В *Центральной и Юго-Восточной рудных зонах* вмещающие метасоматические породы имеют преимущественно хлоритовый и серпентин-кальцит-хлоритовый состав. Соотношения между главными минералами пород колеблются в широких пределах, но обычно преобладает хлорит. Замещающая дробленые алевролитопесчаники, метасоматические породы в большинстве случаев унаследовали их брекчиевидную текстуру. Замещению и последующему оруденению в первую очередь подвергались цемент и мелкие обломки брекчий, а крупные обломки измененных алевролитопесчаников часто

сохраняются в руде. В метасоматических породах нередко в значительных количествах присутствуют реликтовые участки и прослои слабо измененных алевролитов и песчаников, с которыми они связаны постепенными переходами. Редко встречаются неправильной формы скопления и полосы пироксен-гранатового экзоскарна с эпидотом, хлоритом, амфиболом, флогопитом, серпентином и кальцитом.

На первых стадиях формирования месторождения известково-магнезиальные скарны, вероятно, имели более широкое распространение, позднее они в значительной степени были замещены более низкотемпературными образованиями серпентин-хлоритового состава. Реликтовый пироксен, гранат, амфибол и флогопит в виде единичных зерен или их агрегатов иногда встречаются среди серпентин-хлоритовых пород вместе с кальцитом и эпидотом.

Траппы на месторождении, исключая Северо-Западную рудную зону, встречаются только в виде обломков долерита и базальта среди скарнированных брекчий. Редко по скважинам отмечаются участки измененных трещиноватых долеритов мощностью до 2,5 м.

Магнетитовое оруденение наложено на метасоматические породы. Из нерудных минералов в рудах наиболее распространены хлорит и кальцит, иногда серпентин. Как и в метасоматических породах, в рудах часто присутствуют обломки алевролитов и песчаников, иногда скарнов и редко обломки долеритов. Магнетит чаще всего развивается по цементу брекчий, вплоть до его полного замещения, в результате чего среди магнетитовой массы сохраняются лишь наиболее крупные обломки серпентин-хлоритовых пород и измененных алевролитов или траппов. Обычно же магнетит образует неравномерную вкрапленность или гнезда в цементе брекчий. В редких случаях при полном замещении породы магнетитом образуются сплошные руды. Полосчато-вкрапленные и сплошно-вкрапленные текстуры руд редки и образуются при частичном скарно-рудном замещении слоистых осадочных пород. Слойная и непромышленная по содержанию вкрапленность магнетита часто наблюдается и среди хлоритизированных алевролитов, образующих ореол около скарно-рудных тел.

В Юго-Восточной рудной зоне встречаются кальцит-магнетитовые руды, в которых соотношения между кальцитом и магнетитом меняются в широких пределах. В небольших количествах присутствуют также серпентин и хлорит. Магнетит обычно образует средне-тонкозернистую и неравномерную вкрапленность в средне-крупнозернистой массе кальцита.

*Северо-Западная рудная зона* имеет иной литологический состав вмещающих пород. Здесь широко распространены брекчии траппов и брекчии сложного состава, в которых среди обломков присутствуют траппы, алевролитопесчаники и мраморизованные известняки. Обломки хлоритизированных алевролитов и песчаников встречаются приблизительно до глубины 80—100 м от поверхности (скв. 7), ниже в обломках брекчий доминируют траппы или апотрапповые метасоматические породы. С глубины 240 м среди

метасоматических пород встречаются прослои и участки мраморизованных песчаных известняков, нередко брекчированных, которые, по-видимому, принадлежат заледеевской свите. Судя по форме выхода на поверхность, тело трапповых брекчий имеет штокообразную форму и крутое падение.

Брекчии осадочных пород и траппов, как правило, в различной степени претерпели метасоматическое преобразование, и цемент в них имеет хлоритовый или хлорит-кальцитовый состав. В цементе наблюдается рассеянная вкрапленность магнетита, но общее содержание железа в породе низкое (10—15%). Иногда (скв. 7) содержание железа в руденелых брекчиях повышается до 20—30% при длине рудных интервалов от 1—2 до 6 м. Промышленных рудных залежей на верхних горизонтах Северо-Западной зоны не выявлено, а на нижних горизонтах она не разведана. Однако ее перспективы не могут считаться выясненными, пока не будет проверена бурением рудоносность глубоких горизонтов, соответствующих стратиграфическому уровню карбонатных отложений нижнего и среднего кембрия.

Влияние на локализацию и морфологию магнетитового оруденения структурно-литологических факторов выражается в следующем. В Юго-Восточной рудной зоне жилообразная форма и вертикальное падение рудной залежи, перпендикулярное к субгоризонтальному залеганию осадочных пород, обусловлены ее приуроченностью к дорудному тектоническому нарушению, фиксируемому развитием тектонический брекчий.

В Центральной рудной зоне, в условиях слоистой наклонно залегающей осадочной толщи, гидротермальные растворы, поступавшие с глубины, просачивались в стороны от рудоподводящей канала, используя трещины и слоистость осадочных пород. Этим объясняется в основном наклонное и согласное залегание рудных тел со вмещающими их породами, хотя в целом скарново-рудная зона имеет секущее субвертикальное залегание. Менее характерные для Беряmbинского месторождения крутопадающие рудные тела Центральной зоны имеют малые размеры, они сопровождают основную рудную залежь.

### 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЛОКАЛИЗОВАННЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ КЕМБРО-ОРДОВИКА И СИЛУРА (НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА)

Ангаро-Илимский железорудный район расположен в центральной и восточной частях рассматриваемого региона, в бассейне среднего течения р. Илим. В тектоническом отношении район локализован в центре Прибайкальской моноклизы, осложненной структурами второго порядка — южной оконечностью зоны складок «литвинцевского» типа, Илимской впадиной и другими.

Геологическое строение района характеризуется широким развитием осадочных пород нижнего палеозоя — кембрия, ордовика и

силура, терригенно-осадочных образований верхнего палеозоя и относительно небольшим распространением траппов. Разрывные нарушения, как регионального плана, так и более высоких порядков, разбили осадочный покров платформы на ряд блоков различной конфигурации и направленности движений, что обусловило в некоторых случаях образование пликативных структур, осложненных дорудными дизъюнктивами высших порядков. Магнетитовые месторождения и рудопроявления района пространственно разделяются на три группы: Коршуновскую, Рудногорскую и Ангарскую (Красноярскую).

В *Коршуновскую группу* входят месторождения, расположенные в южной части бассейна р. Илим: Коршуновское, Татьянинское, Шестаковское, Пасмурное и Кутское (три последних не разведаны и представляют собой рудопроявления). В строении Татьянинского месторождения принимают участие осадочные отложения кембрия и ордовика и обломочные породы верхнего палеозоя. Интрузивные образования на месторождениях отсутствуют. Железные руды, образующие столбообразные тела, по текстурным типам относятся к брекчиевидным и вкрапленным, сетчато-прожилковым; массивные и сплошные руды имеют подчиненное значение.

Шестаковское, Пасмурное и Кутское рудопроявления также локализованы в породах нижнего палеозоя. Изверженные породы на них представлены траппами. Интересно строение Шестаковского рудопроявления, где по существу отсутствуют обломочные породы, широко распространенные на месторождениях и рудопроявлениях, в значительной степени подвергшихся скарнированию и рудообразованию. Рудопроявление локализовано на окраине Коршуновской структуры, типа флексуры, сложенной мощной толщей карбонатных пород нижнего ордовика, разбитой на крупные блоки, в той или иной степени смещенных и повернутых относительно друг друга. Железные руды возникли здесь в результате замещения главным образом осадочных пород, преобразованных в скарны, насыщенные магнетитом и образующие полого падающие рудные тела линзообразной и пластообразной формы.

В *Рудногорскую группу* входят месторождение Рудногорское и рудопроявления Тубинское, Ждановское, Иреек-Касьяновское и Горелая Сопка, расположенные в северной части бассейна р. Илим. Рудопроявления тяготеют в структурном плане к Литвинцевской и Тубинской антиклиналям, осложненным крупными разломами. В их строении принимают участие осадочные породы кембрия и ордовика, а на Тубинском и силура, скарнированные обломочные породы верхнего палеозоя и траппы.

В *Ангарскую группу* входят Красноярское, Кежемское, Ермаковское, Долоновское, Седановское, Материковское (Шаманское), Березовское и Осинское месторождения и ряд рудопроявлений, расположенных в излучине и в районе верхних порогов р. Ангары. Запасы наиболее крупного Красноярского месторождения отнесены к забалансовым. Район месторождения сложен породами среднего и верхнего ордовика и траппами. Руды месторож-

дения, образующие крутопадающие тела, представлены метасоматическими и жильными типами.

Другие месторождения или невелики по масштабам, или слабо изучены. Они залегают в породах ордовика, представленных песчаниками, аргиллитами и песчанистыми алевролитами преимущественно братской свиты. Оруденение приурочено к зонам скарнированных обломочных пород и представлено жильными и метасоматическими рудами. На Ермаковском месторождении широко развиты руды оолитовой текстуры. На Кежемском месторождении, в отличие от других, вскрыты в аргиллитах и мергелях братской свиты пологие пластовые рудные тела.

Месторождения и рудопроявления Ангаро-Илимского района рассмотрены в монографии «Ангаро-Илимские железорудные месторождения» (авторы: Г. И. Антипов, М. А. Иващенко, В. В. Корабельникова, М. К. Косыгин, Г. А. Кузнецов, П. М. Пекарин, Г. В. Росляков, Л. Г. Страхов).

На основании изучения именно этих месторождений была выдвинута гипотеза возникновения железорудных месторождений в так называемых трубках взрыва.

Ангаро-Илимский район по сравнению с другими рудными районами Ангарской провинции геологически наименее изучен. Сводная геологическая карта масштаба 1:200 000 для него была составлена лишь в последние годы (главный редактор А. И. Скрипин), более крупномасштабные кондиционные карты отсутствуют даже для территории рудных групп (включая и Коршуновскую).

#### КОРШУНОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

##### Геологический разрез и структура рудного поля

В геологическом строении рудного поля Коршуновского месторождения (Ангаро-Илимские..., 1960) участвуют нижнепалеозойские отложения, представленные образованиями верхнего кембрия и ордовика.

Верхнекембрийские отложения в составе верхоленской свиты сложены аргиллитами, песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками, тонко переслаиваемыми между собой и имеющими красно-бурую, лилово-бурую и зеленовато-серую окраску. Между выделенными литологическими разностями существуют постепенные переходы, в целом среди них преобладают мергелисто-глинистые породы. Неполная вскрытая мощность свиты на месторождении около 250 м.

Верхоленские отложения согласно перекрываются породами усть-кутской свиты нижнего ордовика, имеющей на Коршуновском месторождении мощность 125 м. Среди них преобладают карбонатные разности — водорослевые и оолитовые известняки и мергели, в подчиненном количестве встречаются известковистые песчаники и алевролиты, редко — прослойки аргиллитов пестроцветной окраски. В целом для свиты характерна серая окраска пород, резко отличная от красной верхоленской свиты.

Отложения среднего ордовика представлены мамырской свитой, имеющей мощность 120—130 м. На усть-кутской свите эти отложения залегают с размытом, вследствие чего из разреза Коршуновского месторождения полностью выпадают образования ийской и бадарановской свит нижнего ордовика, широко

развитые в южной части Ангаро-Илимского района. В пределах месторождения выделяются две подсвиты мамырской свиты — нижняя и верхняя. Нижняя подсвита мощностью около 40 м сложена тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами, мергелями и аргиллитами. Для них характерна значительная примесь слюдистого материала. По литологическому составу эта подсвита является как бы переходной зоной от усть-кутских отложений к верхней подсвите мамырской свиты, сложенной кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Цемент песчаников глинистый, количество его невелико.

Верхнеордовикские отложения на месторождении венчают разрез платформенного чехла. Они отнесены к братской свите, разделенной на подсвиты. Нижнебратская подсвита сложена красноцветными отложениями песчано-глинисто-мергелистого состава, в среднебратской подсвите доминируют кварцевые песчаники. На месторождении породы среднебратской подсвиты встречены лишь на участке Рудной горы 3. Верхнебратская подсвита на месторождении полностью денудирована. Отложения братской свиты на подстилающих породах среднего ордовика залегают согласно. Сохранившаяся от размыва их мощность в пределах месторождения достигает 150—180 мм.

К послетриасовым образованиям отнесены метасоматические породы и магнетитовые руды месторождения.

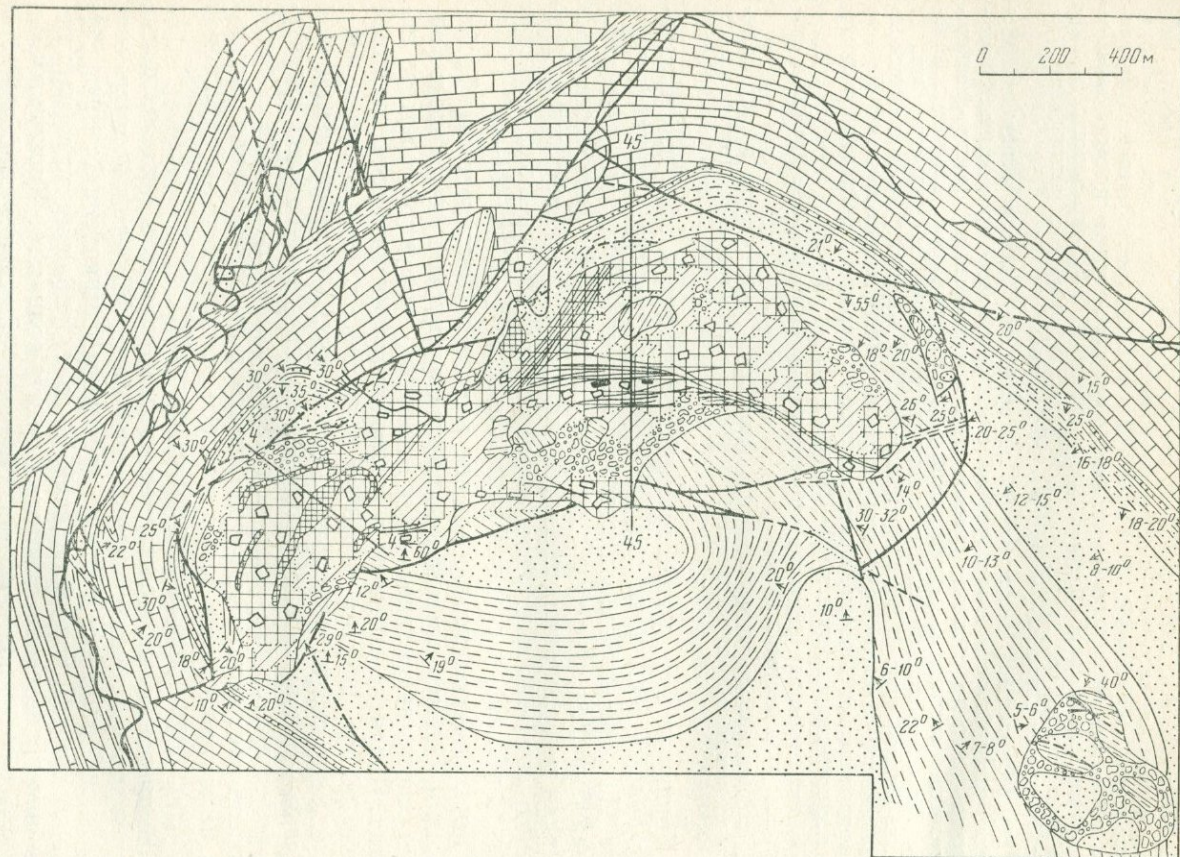
Четвертичные отложения развиты повсеместно, мощность их в среднем составляет первые метры, увеличиваясь в долине р. Коршунихи до десятка метров.

Коршуновское рудное поле располагается в зоне изолированных линейных складок, так называемых структур литвинцевского типа. На фоне пологоволнистого и горизонтального залегания нижнепалеозойских отложений выделяются линейные антиклинальные складки и брахиантиклинальные поднятия, имеющие северо-восточную ориентировку. Углы падения пород на крыльях структур обычно пологие, в среднем колеблются от 6—8° до 20—30°.

Коршуновское месторождение вместе с Шестаковским, Татьянинским, Пасмурным и Мельничным структурно приурочено к Коршуновскому антиклинальному поднятию — структуре третьего порядка. Поднятие вытянуто в северо-восточном направлении, длина около 60 км, ширина до 10 км и вертикальная амплитуда 50—80 м. Ядро структуры сложено отложениями верхнего кембрия, а крылья — ордовика. Юго-восточное крыло Коршуновской структуры более крутое (20—25°), чем северо-западное (до 10°). Коршуновское месторождение располагается в приосевой части структуры на юго-восточном крыле, которое здесь осложнено небольшой грабен-синклиналью блокового строения.

В пределах месторождения широко развиты дизъюнктивные нарушения различных направлений (рис. 24). Наиболее крупное нарушение проходит в северо-восточном направлении с северо-западной стороны месторождения. К зоне дробления этого нарушения пространственно тяготеет отрезок долины р. Коршунихи северо-восточного направления. Основное нарушение сопровождается рядом оперяющих дизъюнктивов, имеющих преимущественно северо-западную и северо-восточную ориентировку. Второе крупное нарушение северо-западного направления проходит по долине руч. Бахчинский. По этому нарушению произошло опускание северо-восточного блока, дополнительно осложненного мелкими дизъюнктивами.

Рис. 24. Схема геологического строения Коршуновского железорудного месторождения. Составили М. А. Иващенко и В. В. Корабельникова с дополнениями Геологического отдела Коршуновского ГОК. Условные обозначения см. на рис. 25



Магнетитовое оруденение в разведанной части Коршуновского месторождения прослежено в стратиграфическом интервале от верхнего кембрия до середины верхнего ордовика. Вышележащие горизонты осадочных отложений на месторождении эродированы. Нижняя граница оруденения также не установлена. Можно предполагать продолжение известных рудных залежей на глубину в отложениях нижнего и среднего кембрия.

Структурно месторождение приурочено к ядру брахисинклинальной складки субширотной ориентировки (см. рис. 24). Северо-восточное и северо-западное крылья складки сложены породами среднего и нижнего ордовика. Падение их вблизи скарново-рудных зон меняется от пологого, почти горизонтального ( $3-20^\circ$ ) на западном фланге месторождения до  $40-45^\circ$  в районе профилей 44—24. На удалении в несколько сотен метров от контакта со скарновой зоной залегание осадочных пород постепенно выполаживается до субгоризонтального. Южное крыло брахисинклинали более изменчиво по величине углов падения, но в основном имеет более пологое залегание.

Погружение структуры также меняется с запада на восток. Наиболее опущен участок брахисинклинали между профилями 44—30, где кровля «переходных слоев» между усть-кутской и мамырской свитами залегает приблизительно на горизонте  $+100$  м. На участке Рудной горы 2 она не опускается ниже горизонта  $+300$  м. Западной Рудной горы 2 и восточнее Рудной горы 1 брахисинклиналь замыкается в плане. Участок Рудной горы 3 представляет небольшую синклиналь. В пределах месторождения простирание оси брахисинклинали меняется с северо-восточного на юго-восточное. Этим направлениям соответствует система дизъюнктивных нарушений.

Из многочисленных разломов дорудного возраста в настоящее время хорошо наблюдаются лишь нарушения в крыльях структуры, в ядерной части они маскируются позднейшими скарново-рудными процессами. Об их существовании можно лишь судить по наличию жильных зон, имеющих четко выраженную северо-восточную и субширотную ориентировку. В крыльях брахисинклинали нарушения имеют преимущественно сбросовый характер, нередко со ступенчатообразным перемещением блоков. При этом наиболее опущенными оказываются центральные блоки месторождения, расположенные ближе к ядру брахисинклинали. Поэтому можно говорить о рудовмещающей структуре месторождения как о локальной грабен-синклинали. Густая сеть оперяющих разломов и тектонических трещин обусловили мелкоблоковую структуру месторождения. Участки Рудных гор 1 и 2 по существу являются двумя наиболее крупными тектоноблоками, из них первый наиболее опущен, в его верхних горизонтах сохранились отложения братской свиты. Внутри этих блоков намечаются более мелкие, о чем можно судить

по крупным реликтам братских и мамырских пород среди скарново-рудных образований, располагающихся на различной гипсометрической высоте. В наиболее крупных «блоках-ксенолитах» осадочные породы сохраняют ориентировку, согласную с залеганием кембродовикских отложений.

Магнетитовое оруденение локализовалось в ослабленной зоне, приуроченной к приразломной грабен-синклинали. Масштабы оруденения зависят от амплитуды опускания осадочных слоев. К участку максимального опускания приурочены наиболее крупные на месторождении залежи Рудной горы 1, что объясняется наибольшей степенью дробления вмещающих осадочных пород. Расположенный в 800 м на северо-запад от Рудной горы 2 участок гора Зменная Коршуновского месторождения также приурочен к опущенному блоку в северо-восточном крыле разлома.

Рудные залежи месторождения характеризуются большим морфологическим разнообразием. Наблюдается частая их изменчивость по форме, степени выдержанности и элементам залегания, что определяется многосторонним влиянием структурно-литологических факторов.

*На участке Рудной горы 2* (рис. 25) рудные тела в верхних горизонтах обычно характеризуются линзовидной морфологией и пологонаклонным залеганием ( $20-30^\circ$ ), чаще всего соответствующим падению вмещающих осадочных пород. Приблизительно от горизонта + (250—200) м и ниже руды слагают столбообразную залежь, круто уходящую на глубину. Поперечная горизонтальная мощность столбообразной залежи достигает 200 м, постепенно уменьшаясь на глубину (профили 5, 6). Руды характеризуются брекчиевидной, вкрапленной и сетчато-прожилковой текстурами.

С северо-западной стороны Рудной горы 2 основная рудная залежь в верхних горизонтах сопровождается пачкой сближенных линзовидно-пластообразных рудных тел, имеющих субгоризонтальное залегание. В пределах пачки чередуются вкрапленные и сетчато-прожилковые руды с богатыми и сплошными магнетитовыми рудами и прослоями вмещающих пород. Суммарная мощность этой рудной пачки достигает 60 м. Рудные тела залегают здесь согласно с вмещающими осадочными породами, относимыми к верхам усть-кутской и к горизонтам мамырской свит.

Среди основной рудной залежи часто встречаются прослои и неправильные по форме участки скарнов и скарнированных вмещающих пород. Скарны нередко содержат непромышленную вкрапленность магнетита и постепенно переходят в руду, отличающуюся от них более высоким содержанием железа. Между текстурными разновидностями магнетитовых руд также существуют постепенные переходы.

Рудная зона участка характеризуется в основном столбообразной формой и близким к вертикальному падению, но составляющие ее отдельные рудные тела пластово-линзовидной формы нередко обнаруживают пологонаклонное залегание. Сочетание двух морфо-

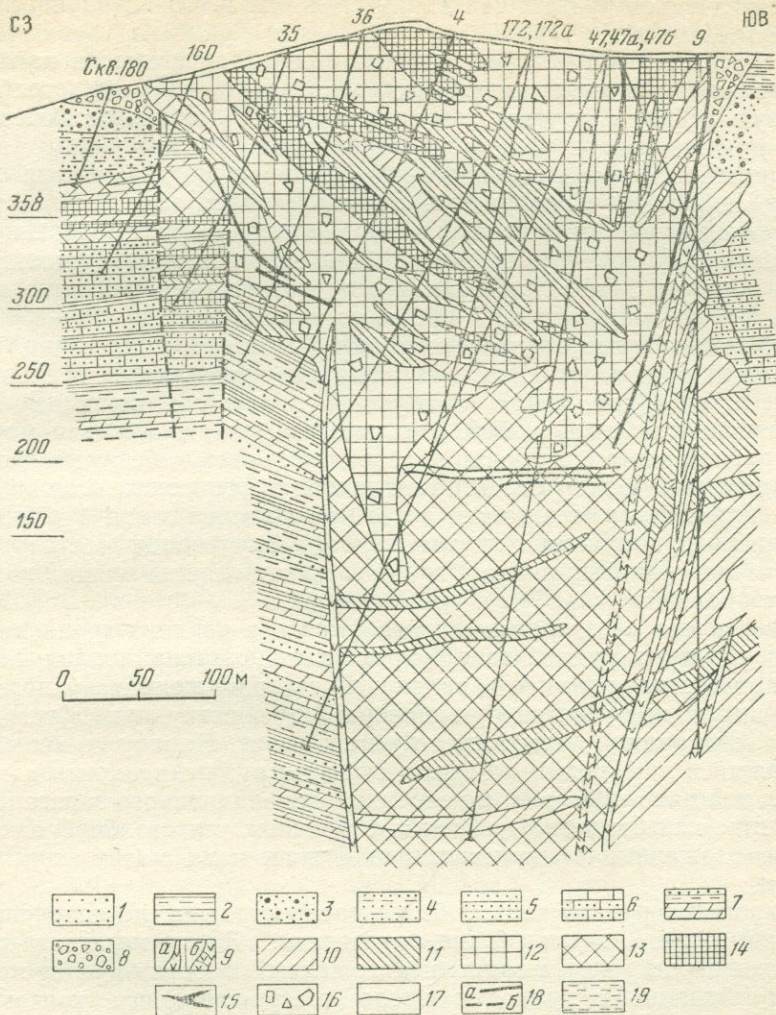


Рис. 25. Геологический разрез по профилю 4. М-ние Коршуновское.

Верхний ордовик: 1 — братская свита, средняя подсвита (кварцевые песчаники), 2 — братская свита, нижняя подсвита (песчаники, аргиллиты, алевролиты, мергели). Средний ордовик: 3 — мамырская свита, верхняя подсвита (кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, с прослоями аргиллитов и гравийных песчаников), 4 — мамырская свита, нижняя подсвита, верхний горизонт (сланцевые песчаники и алевролиты, аргиллиты и мергели), 5 — мамырская свита, нижняя подсвита, нижний горизонт (глинистые песчаники, аргиллиты, мергели и алевролиты). Нижний ордовик: 6 — усть-кутская свита (известняки песчаные, водорослевые и оолитовые с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей). Верхний кембрий: 7 — верхоленская свита (переслаивание аргиллитов, мергелей, песчаников, известняков и алевролитов); 8 — обломочные породы типа конглобрекций; 9 — дайки траппов: а — слабо нарушенные, б — трещиноватые и брекчированные; 10 — метасоматические породы: пироксен-хлоритовые, пироксен-гранат-хлоритовые, пироксен-хлорит-кальцитовые и др.; 11 — слабооруденелые метасоматические породы; 12 — магнетитовые руды вкрапленно-брекчиевидной текстуры; 13 — магнетитовые руды сетчато-прожилковой текстуры; 14 — богатые и сплошные магнетитовые руды; 15 — жильные магнетитовые руды; 16 — обломки скарнированных осадочных пород и траппов; 17 — геологические границы; 18 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 19 — зона нарушения.

логических типов рудных тел характерно для всего Коршуновского месторождения.

На участке Рудной горы 1 обнажается на поверхности наиболее крупная на месторождении рудная зона 1. Она имеет столбообразную форму с крутым (до вертикального) падением контактов, направленным к центру месторождения. Рудная зона 1 непосредственно связана с рудной зоной 2, они представляют по существу единую крупную рудную залежь. Рудная зона 1 характеризуется сложной морфологией и неравномерным распределением промышленного оруденения. В ее составе сохранились от рудозамещения крупные блоки скарнов или осадочных пород, величина которых иногда достигает 200—250 м по горизонтали и 350—400 м по вертикали. Этими блоками зона как бы разделяется на ряд более мелких рудных столбов. Например, на профилях 44 и 45 выделяются три таких столба, на глубоких горизонтах, по-видимому, соединяющихся между собой. Максимальная горизонтальная мощность рудной зоны 1, включая и «блоки-ксенолиты» безрудных посоединяющихся между собой. Максимальная горизонтальная мощность постепенно уменьшается до 500 м. Прослеженная бурением глубина распространения промышленного оруденения составляет 500 м от поверхности, нижняя граница выклинивания рудной зоны 1 не установлена.

С северного и северо-восточного фланга в верхних горизонтах месторождения к рудной зоне 1 примыкает пологонаклонная пачка маломощных рудных тел, являющаяся продолжением аналогичных рудных тел с участка Рудной горы 2. К востоку от профиля 23 морфология рудной зоны 1 резко усложняется. Наряду со столбообразными и линейными субвертикальными рудными телами появляются пластово-линзовидные залежи пологонаклонного залегания, отходящие как бы в виде «ветвей» от рудных тел столбообразной формы, сложенных брекчиевидными и жильными магнетитовыми рудами.

В пределах рудной зоны 1 более распространен, по сравнению с рудной зоной 2, жильный тип оруденения. Жилы магнетита образуют два четко выраженных пояса: первый имеет северо-восточное простирание и проходит вдоль северо-западного контакта рудной зоны 1, а второй в широтном направлении протягивается через ее центральную часть. Между профилями 14—16 оба пояса жил соединяются. Мощности отдельных жил невелики, они колеблются от долей метра до 4—5 м, в редких случаях достигают 10—15 м (профиль 23). В поясах жилы субпараллельны и ориентированы вертикально. Нередко жилы расщепляются и ветвятся. За пределами этих двух поясов жилы магнетита встречаются редко. Жильными поясами на месторождении фиксируются основные внутрирудные разломы, унаследовавшие дорудную блоковую тектонику месторождения. Так, ими ограничивается ядерная наиболее опущенная часть грабен-синклинали.

Участок Рудной горы 3 слабо разведан. Вскрытые крутопадающие рудные тела жилообразной формы имеют небольшие размеры

и не оконтурены на глубину. Заслуживает внимания проверка рудоносности глубоких горизонтов на уровне нижнеордовикских и кембрийских отложений, по литологическому составу благоприятных для образования согласных залежей метасоматических магнетитовых руд.

*Влияние структурно-литологических факторов на локализацию оруденения* в пределах Коршуновского месторождения выразилось в избирательном рудозамещении определенных литологических типов пород. Так, вкрапленно-брекчиевидные магнетитовые руды, преобладающие на месторождении, образовались путем замещения тектонических брекчий зон дорудных нарушений и осадочных обломочных пород типа конглобрекчий, накопившихся в эрозионно-тектонических депрессиях докарбонного возраста. Субвертикальные зоны дорудных нарушений при этом играли роль рудоподводящих каналов. Как и на месторождениях Кординской группы, брекчии предварительно были скарнированы, а потом уже подверглись оруденению.

Следует отметить, что М. А. Иващенко и др. (1960 г.) брекчиевидные породы Коршуновского и других месторождений были отнесены к туфогенным образованиям (туфобрекчиям, туфам и грубообломочным туффитам). О туфогенном характере обломочных пород, подвергшихся скарнированию и оруденению на месторождениях, можно сказать следующее. В пределах Аңгаро-Илимского района эти породы известны и изучались непосредственно в рудных полях и около рудных залежей, где они подверглись столь коренным изменениям, что их первичную природу, имеющимися в настоящее время диагностическими средствами, установить невозможно.

В. В. Корабельникова (Косыгин и др., 1960), изучавшая вещественный состав вмещающих пород месторождений этого района, писала: «... все туфогенные образования интенсивно изменены процессами метасоматоза и превращены в скарны и руды, поэтому первичное строение их часто сильно затушевано и трудно распознаваемо». Тем не менее авторы упомянутой монографии (1960) писали о наличии на Коршуновском месторождении витрокластических туфов, отмечая в то же время, что «... выделить их не удалось, не удалось на месторождении и наблюдать неизменные вулканические стекла».

Определение туфогенного материала по остаточным структурам в таких условиях весьма проблематично. Известно, например, что при изменении песчано-карбонатных пород создается пористая структура, а последующее заполнение пор цеолитами и замещение породы хлоритом вполне может создать видимость реликтовой структуры туфогенных пород.

Другой исследователь этих месторождений, А. Т. Суслов, на данные которого ссылаются авторы книги «Аңгаро-Илимские железорудные месторождения» (стр. 115—116), описывая так называемые туффиты отмечает: «Осадочный материал, входящий в состав этих пород, является экзогенным, так как он принадлежит

в основном породам, которые окружают трубки и поступают в них при взрывах». И далее «... обломочный материал этих пород *хорошо окатан*. . .» (подчеркнуто здесь и далее нами), «... характерно наличие *прекрасно окатанных* галек кварцитов, кремневых сланцев и кварцевого порфира». А. Т. Сулов, говоря о цементе этих пород, считает, что он образовался «... *по-видимому* из мелких осколков вулканического стекла, так как при изучении под микроскопом... улавливаются пепловые частицы...»

На Рудногорском месторождении в керне скважин отмечается слоистость туфобрекчий — пород, якобы образованных при взрывах, слоистость вряд ли могла в этих условиях образоваться.

Часть обломочных пород месторождения образовалась в зонах дробления, т. е. относится к типу тектонических брекчий. На это может указывать факт дробления и будинажа редких даек траппов, внедрившихся в рудовмещающую толщу еще в дорудный этап (профили 12, 13, 14 и др.). При внедрении траппы исползовали зоны разломов, образовавшихся на заключительном этапе формирования рудолокализирующей структуры месторождения. В предрудное время, в результате возобновившихся подвижек, тела траппов и вмещающих их осадочных пород были подроблены от крупных глыб и блоков до состояния тектонических брекчий. Кроме того, к породам типа «туфобрекчий» отнесены и первичноосадочные обломочные образования (конглобрекчии), образовавшиеся при локальном грабенообразном опускании блока, в котором заключено месторождение.

При резко дифференциальном характере тектонических движений в грабенах накапливался грубообломочный материал типа осыпей и брекчий обрушения, на что указывают изредка встречаемые полуокатанные гальки вмещающих пород. Этот разнородный в генетическом отношении обломочный материал и тектонические брекчии явились наиболее благоприятной литологической средой для скарново-рудного замещения. В данном случае совместно проявились структурный и литологический факторы в контроле оруденения.

В прилегающих с северной стороны к основной скарново-рудной зоне месторождения осадочных породах ордовика преобладающим по значению уже оказывается литологический контроль оруденения. В силу меньшей нарушенности этих пород на крыльях структуры, чем в ядерной части, оруденение их происходило в основном послыдно и в небольших масштабах. При этом избирательному рудозамещению подвергались преимущественно породы усть-кутской свиты, имеющие существенно карбонатный состав, а карбонатно-терригенные отложения верхоленской и мамырской свит оруденевали в значительно меньшей степени и залегают, соответственно, в лежащем боку и в кровле субгоризонтальной рудной залежи.

Различны в этом случае и текстуры магнетитовых руд. При замещении усть-кутских известняков образуются вкрапленно-полосчатые и богатые (до сплошных) магнетитовые руды массивной

текстуры. В терригенно-карбонатных породах руды обычно имеют сетчато-прожилковую и вкрапленную текстуры, что объясняется их менее благоприятным для рудозамещения литологическим составом. Процессы скарнирования вмещающих пород здесь проявлены незначительно.

На профилях 23 и 24 в донной части грабен-синклинали среди скарнов частично сохранился от замещения будинированный пласт песчаников верхней подсвиты мамырской свиты. Выше него произошло интенсивное скарнирование пород братской свиты, но оруденение в скарнах практически отсутствует. Ниже пласта песчаников, на уровне «переходных горизонтов» и отложений усть-кутской свиты, оруденение развито широко, а рудные тела, сложенные сплошными и полосчатыми магнетитовыми рудами, залегают согласно с пластом песчаника. Ниже располагаются брекчиевидные магнетитовые руды, слагающие столбообразное тело, уходящее на глубину.

В данном случае четко проявляется экранирующий эффект по отношению к оруденению пласта мамырских песчаников. Об относительной «инертности» к рудозамещению терригенных пород мамырской и в меньшей степени братской свит свидетельствует и следующее: именно они наиболее часто встречаются в «блоках-ксенолитах» и в будинированных прослоях среди скарново-рудных образований месторождения. Карбонатные породы усть-кутской свиты в качестве незамещенных реликтов встречаются значительно реже, и в то же время на уровне их развития наблюдается наиболее высокая рудонасыщенность разреза месторождения.

Жилы магнетита наиболее распространены на горизонтах развития отложений мамырской и братской свит, ниже по разрезу в породах нижнего ордовика и верхнего кембрия количество жил уменьшается. Естественно, при прохождении рудоносных растворов через существенно карбонатные породы и различные брекчии в основном происходит метасоматическое рудоотложение. В терригенных отложениях, менее благоприятных для рудозамещения, наряду с основным проявляется жильный и сетчато-прожилковый тип оруденения.

#### РУДНОГОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

##### Геологический разрез и структура рудного поля

Рудногорское месторождение является одним из крупных. Расположено оно в среднем течении р. Илим и сложено комплексом осадочных образований нижнего палеозоя, состоящего из пород верхнего кембрия, трех отделов ордовика, нижнего силура, а *рудовмещающая структура выполнена грубообломочными брекчиевидными отложениями послесилурийского, среднепалеозойского возраста* (рис. 26).

Район месторождения принадлежит тектоническому мегаблоку, более поднятому по отношению к соседнему с севера Ангаро-Кат-



тектоно-магматической активизации Сибирской платформы. Ангаро-Илимская блоковая структура в нижнепалеозойское время испытывала опускание, о чем свидетельствуют комплексы отложенной силура и всего ордовика, а в мезо-кайнозойское время поднялись, в связи с чем здесь отсутствуют молодые отложения.

Отложения верхнего кембрия в пределах рудного поля Рудногорского месторождения представлены верхоленской свитой, породы которой вскрыты скважинами на глубине 600 м. Это плотные тонкослоистые, пестроцветные мергелисто-глинистые и песчано-глинистые породы, представленные тонкопереслаивающимися аргиллитами, песчаниками, алевролитами и мергелями. Вскрытая часть мощности свиты составляет всего 50 м.

Отложения кембрия постепенно вверх переходят в породы усть-кутской свиты нижнего ордовика, представленные преимущественно карбонатными разностями, в том числе и водорослевой фацией известняков.

Нижние горизонты усть-кутской свиты сложены тонкослоистыми алевролитовыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, глауконитом, прослоями оолитовых и криптокристаллических карбонатных пород. Средняя часть разреза характеризуется увеличением карбонатного материала, тонким переслаиванием мелкокристаллических и оолитовых известняков, иногда доломитизированных, с прослоями или линзами алевролитов, алевролитовых песчаников, аргиллитов, мергелей, водорослей и строматолитов.

В верхах свиты присутствуют скрытокристаллические доломитизированные известняки, их оолитовые разности и аргиллиты, среди которых встречаются слюдястые песчаники. Мощность свиты 100—120 м.

Мамырская свита среднего ордовика подразделяется на месторождении на нижне- и верхнемамырскую подсвиты. Нижняя сложена переслаивающимися тонкослоистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Среди этих пород выделяются лимонитизированные и карбонатизированные глауконито-кварцевые аргиллиты, глауконито-кварцевые, песчаные, коллофано-кварцевые, псаммито-пелитистые, полимиктовые и мусковито-кварцевые алевролиты, алевролитистые, глауконито-кварцевые и алевролитистые, коллофано-кварцевые песчаники. Мощность подсвиты 20—25 м.

Верхняя подсвита характерна развитием преимущественно песчаных образований от мелкозернистых до галечников с прослоями алевролитов и включений битого ракушечника. Выделяются гравелитистые, алевролитистые, кварцевые, аркозовые, коллофано-кварцевые и алевролитовые песчаники, разделяющиеся по составу цемента на глинисто-карбонатные, кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинисто-серицитовые, глинисто-слюдястые и слюдясто-карбонатно-лимонито-глинистые.

Братская свита верхнего ордовика подразделяется на три подсвиты. В ее составе преобладают глинисто-мергелистые разности пород. Породы нижней и верхней подсвит почти аналогичны по составу, но в верхней увеличивается мощность и количество песчаных прослоев при уменьшении мергелей. Для пород двух нижних подсвит характерны следы мелководья и примерно одинаковые мощности отложений — соответственно 250 и 270 м. Среднебратская подсвита характеризуется наличием среди глинисто-мергелистых пород доломитов, почти без примеси терригенного материала, мощностью 18—20 м.

Породы рудногорской (караульской) свиты нижнего силура представлены на месторождении кварцевыми песчаниками мощностью 20—25 м, которые обладают косою и параллельной слоистостью. В их составе основную роль играет кварц, обломочки кварцитов и зерна полевых шпатов. Песчаники обычно неравнозернистые, с галькой и гравием. Характеризуются они также и непостоянством состава цемента, обычно того же, что и обломочный материал, но иногда карбонатного или железистого. Между отложениями ордовика и силура наблюдается перерыв в осадконакоплении, выражающийся в неровной поверхности ордовикских пород, их выветрелости, наличии щебенки.

В период среднепалеозойской тектоно-магматической активизации, вследствие блоковых дифференцированных движений, в опус-

кающихся локальных грабенообразных структурах накапливались мощные толщи конглобрекций, состоящих из большого числа неокатанных или слабо окатанных обломков, с послынным их распределением, зональной сменой характера и вещественного состава цемента. Таким образованиям принадлежит особое место в формировании крупных месторождений. Они выступали в качестве своеобразных коллекторов рудоносных растворов и вмещают наи-

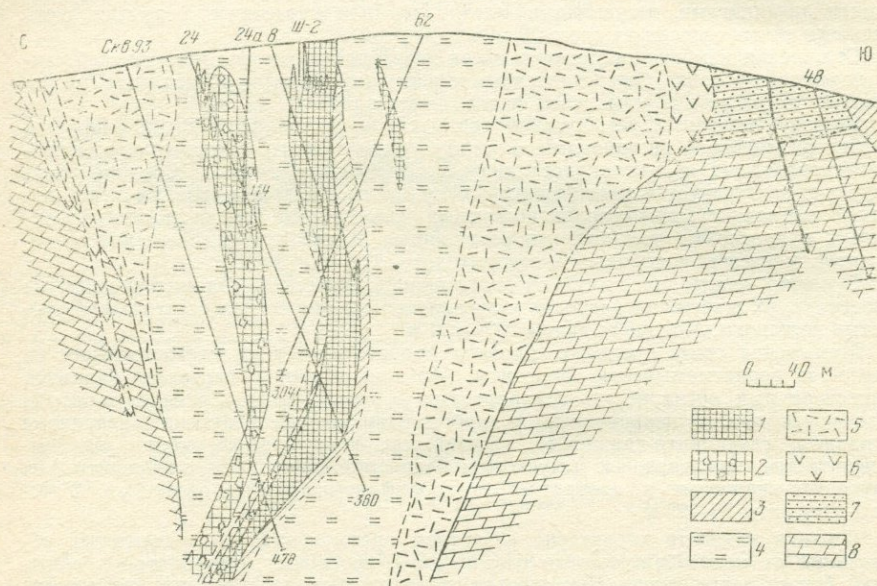


Рис. 28. Геологический разрез по профилю XII. Рудногорское м-ние.

1 — массивные магнетитовые руды; 2 — магнетитовые руды вкрапленно-брекчиевидной текстуры; 3 — слабооруденелые метасоматические породы; 4 — скарнированные обломочные осадочные породы; 5 — обломочные осадочные породы; 6 — траппы; 7 — песчаники силура; 8 — доломиты ордовика

более мощные залежи, представленные богатыми рудами. Именно эти породы обусловили крупные масштабы Рудногорского месторождения. Тектонический блок, содержащий обломочные породы на Рудногорском месторождении, претерпел, вероятно, сжатие с образованием складки, чем и объясняется крутое переменное падение рудных тел (рис. 28).

Обломочные породы, вмещающие рудные тела на Рудногорском месторождении, представляют собой зеленовато-серые, буровато-коричневые, темно-серые, пепельно-серые образования брекчиевидной или грубослоистой текстуры. Обломки обычно непостоянные по размерам и форме, часто угловаты или слабо округлы, непостоянна и величина объема, занимаемого ими в породе. По размерам обломков можно выделить несколько разновидностей этих своеобразных брекчиевидных образований, кото-

рые как в плане, так и в вертикальном разрезе занимают более или менее определенное положение на всех месторождениях.

Все эти разности распределены послойно и постепенно переходят друг в друга. Обломочный материал преимущественно принадлежит траппам, в меньшей мере осадочным породам, спорадически встречаются обломки пород кислого состава.

Г. И. Антипов и Г. В. Росляков по данным геологоразведочных работ, проведенных на Рудногорском месторождении, отмечают, что обломочные породы, развитые в его центральной и западной частях, а также на Северной залежи по вертикали, прослежены на глубину 650 м, причем брекчии с большим количеством обломков и с более крупными их разностями встречаются на более глубоких горизонтах. Местами в этих породах заключены крупные (десятки метров) глыбы окружающих осадочных пород — мергелей, аргиллитов, песчаников и т. д. В образовании этих пород, очевидно, значительную роль играли водные потоки, что подтверждают слоистость и перемежаемость разнородного материала.

На периферии западного фланга месторождения, а также в его центральной части, в виде узкой полосы и в виде линз или отдельных глыб на более глубоких горизонтах встречаются тонкозернистые песчаники, в которых наряду с обломками траппов имеется значительная (более 15—20%) примесь обломков мергелей, глин, аргиллитов, песчаников, известняков, алевролитов, а также зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов и прочих минералов. В этих породах в виде линз и пропластков наблюдаются в качестве нормального члена разреза полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, углистые глины. Г. И. Антипов и другие (Ангаро-Илимские..., 1960) отмечают в этих породах обломки каменного угля, обуглившиеся остатки древесины и листьев, а также маломощные прослои сажистого угля. Эти породы гипсометрически выдержаны на значительной площади и вскрыты рядом шурфов и канав на западном фланге, северном и южном склонах горы Рудной.

Г. И. Антипов и Г. В. Росляков, изучая эти породы под микроскопом, установили, что их обломочный материал состоит из угловатых и слабоокатанных зерен кварца, кварцита, микроклина, кислых плагиоклазов и обломков каких-то нацело хлоритизированных пород, погруженных в неоднородную цементирующую массу хлоритового, часто карбонатизированного и ожелезненного материала.

Несколько ниже по разрезу отмечаются аргиллиты с прослоями кварцевых песчаников и относительно значительных по мощности почти черных глин, окрашенных сажистой углистой массой. Среди последних встречаются и тонкие прослои углей, обычно рыхлых и сажистых. Мощность горизонта 20—25 м, но местами, например по скв. 76, достигает 60 м. Контакт этих пород с силурийскими отложениями стратиграфический, а местами тектонический.

Ограниченно распространены своеобразные брекчированные породы с крупными (до 5—8 см) гальками кварцитов, различного

размера зерен кварца, полевых шпатов, пироксена, обломочками кварцитов, кремнистых сланцев, эффузивов и алевролитов. Этот обломочный материал сцементирован хлорито-глинистой массой. Среди обломочных пород встречены кусочки размером до 0,15 мм фельзит-порфира и катаклазированного гранита, сцементированных песчано-глинистым цементом. Литологический состав этих пород и главным образом наличие в них углистых пропластов и даже пачек угля, позволяют отнести их, скорее всего, к верхнему палеозою.

Скарнированные породы образовались в результате воздействия на осадочные и брекчированные обломочные образования пневматолито-гидротермальных постмагматических растворов, в том числе и рудных. При этом исходный материал в той или иной степени замещался гранатом, диопсидом, хлоритом, кальцитом, серпентином и целым рядом других минералов. Гидротермальные изменения не в одинаковой степени охватили вмещающие руду породы. Основную роль при этом играли пространственное положение путей прохождение растворов по отношению к тем или иным породам и литологические особенности последних. В связи с этим в наиболее благоприятной обстановке оказались именно брекчии, а их состав и главным образом структурно-текстурные особенности и физическое состояние способствовали почти повсеместному их изменению, местами очень интенсивному.

Осадочные породы (мергели, песчаники, глины и др.) также подверглись переработке, но в пределах сравнительно узкой полосы и только вблизи рудных тел, т. е. в местах непосредственного прохождения растворов.

В первую очередь новообразованиями замещается цемент, даже при небольшом общем изменении породы, обломки траппов вначале подвергаются разложению и кальцитизации, которая проходит только по их периферии. При более сильном изменении обломки разлагаются на большую глубину, вплоть до их центральных частей, и полностью замещаются гранатом, хлоритом, серпентином, кальцитом. При этом часто сохраняются контуры обломков, отдельные их реликты, главным образом кристаллы плагиоклаза. В процессе замещения образуются своеобразные характерные структуры — концентрические зональности, состоящие из граната, хлорита, кальцита и серпентина, каждый из которых образует или мономинеральные кольца, или кольца, состоящие из агрегатов этих минералов. В таких структурах внешнее кольцо обычно магнетитовое, развивающееся за счет замещения граната или хлорита, магнетит также образует вкрапления в виде отдельных зерен или агрегатов зерен и частично или полностью замещает цемент.

Осадочные породы, как и брекчии, под воздействием гидротермальных растворов превращаются в скарны. Вещественный состав скарнов, образовавшихся по этим породам, не отличается от такового при образовании скарнов по брекчиям. Первичная природа этих скарнов проявляется в послонном выделении гранатов и дру-

гих минералов, реликтовой слоистости и т. п. По минеральному составу среди скарнированных пород выделяются пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны, которые по второстепенным минералам можно разделить более дробно, выделяя разности, постепенно переходящие друг в друга.

В районе месторождения, а также в других местах региона, на водоразделах и на высоких берегах рр. Ангары, Тубы, Поливы и Катанги встречаются древние галечники, в составе которых отмечаются роговики, кварц, аплитовидный гранит, кристаллические сланцы, порфиридные и яшмовые породы.

Галька хорошо окатана, округлая, эллипсоидная, размером до 20—30 мм. Мощность галечников, залегающих на породах сибура, судя по площадям выходов, — два — три десятка метров.

Эти галечники, как видно, содержат в своем составе породы, чуждые для района. Характерно также отсутствие в галечниках обломков траппов. Очевидно, галечники являются флювиогляциальными отложениями, перенесенными с Витимо-Патомского нагорья.

#### Рудоконтролирующие структуры и морфология рудных тел

Основной рудоконтролирующей структурой месторождения является система тектонических трещин в осадочных породах палеозоя, вытянутых в широтном направлении и образующих систему блоков. Сформированная в результате вертикальных движений грабенообразная структура выполнена грубообломочным материалом и, в свою очередь, разбита сложной системой более мелких трещин, в общем унаследовавших элементы залегания более крупных структур и послуживших основными формами для локализации рудных тел.

Граница между осадочными породами нижнего палеозоя, в частности братскими пестроцветными мергелями и глинами, и крутопадающей грабенообразной структурой, выполненной грубообломочными осадочными породами, проходит почти по вертикальной плоскости. Эта плоскость представлена оруденелой зоной смятия, но на отдельных участках месторождений (профиль 20) контакт первоначально крутой, на глубине 270 м резко переходит почти в горизонтальный, делая небольшой уступ, и далее вновь в вертикальный. Очевидно, в данном случае мы имеем дело с системой ступенчато расположенных блоков, объединенных одной грабен-синклинальной структурой. Благодаря наличию хороших маркирующих горизонтов в разрезах по разведочным скважинам четко наблюдается смещение и скалывание блоков пород.

В результате сложной системы тектонических нарушений, в том числе вероятно, пострудных, здесь образовалась сложная, местами типичная грабеновая структура, которая переходит в более простой синклинальный прогиб, постепенно затухающий.

Блоковая структура месторождения подтверждается и данными наземной магнитометрической съемки — контуры изолиний вертикальной составляющей  $\Delta Z$  имеют трапецеидальные или прямоугольные очертания, совпадающие с простиранием основных тектонических нарушений, т. е. в широтном и перпендикулярном к нему направлениях.

Между нормально залегающими осадочными породами и зоной скарнированных грубообломочных пород с обломками траппов отмечается переходная зона смятия, где осадочные породы сильно разрушены, разрыхлены, в них наблюдается большое количество зеркал скольжения. Границы этой переходной зоны как с осадочными породами, так и с зоной скарнирования постепенные, неясные.

На месторождении выделяются Западная, Главная (Центральная) и Северная наиболее крупные скарново-рудные залежи. Залежи Главная и Западная расположены на линии широтного простирания и отстоят друг от друга на 150—200 м; в 60 м северо-западнее Главной расположена Северная залежь.

Западная и Главная крутопадающие рудные залежи заключают более половины всех запасов руд. Они прослежены на протяжении более 3000 м в основном в широтном направлении. В зависимости от морфологии рудных тел и текстурно-структурных типов руд на месторождении выделяются пять участков. Основная рудная залежь включает первый, второй и четвертый участки.

*Первый участок* охватывает рудную залежь на протяжении более 2000 м со средней мощностью около 45 м, с выдержанным простиранием и рядом небольших пострудных смещений, разбивших залежь на блоки. Залежь на этом участке представлена центральной рудной жилой и окружающим ее ореолом метасоматических руд, особенно широко распространенных в пределах Главной скарново-рудной залежи. На западном фланге распространены в основном метасоматические руды брекчиевидной текстуры, среди которых теряются расщепленные выклинивающиеся мелкие магнетитовые прожилки. Наибольшее распространение на этом участке имеют магнетит-кальцитовые вкрапленные руды, развившиеся по карбонатным породам. Среди скарнированных обломочных осадочных пород встречаются также вкрапленные слоистые руды, образовавшиеся в результате избирательного метасоматического замещения слоистых осадочных пород. В скарнированных кварцевых песчаниках силура небольшое распространение имеют сетчато-прожилковые руды, образующие мелкие пересекающиеся и ветвящиеся жилки.

На восточном фланге первого участка жильное тело отклоняется на юго-восток, мощность его уменьшается и оно кулисообразно подходит ко второму участку.

*Второй участок*, территориально расположенный в пределах Главной скарново-рудной залежи, сложен брекчиевидными руда-

ми, протягивающимися на 700 м. Среди брекчиевидных руд отмечаются расщепленные жильные тела, часто выклинивающиеся, ветвящиеся и не имеющие выхода на поверхность. На восточном фланге эти жилки сливаются в одну, но небольшой мощности. По падению (на север под углом 70—85°) в отдельных разрезах с изменяющимся направлением падения рудная залежь прослежена разведочными скважинами до глубины 740 м.

*Третий участок* расположен севернее второго и представлен метасоматическими брекчиевидными рудами, протягивающимися по простиранию на 600 м при средней мощности рудной зоны вблизи поверхности около 40 м. Залежи имеют южное падение под углом 75—90°.

Крутое и переменное падение рудных тел, залегающих в брекчиевидных породах, может быть объяснено тем, что уже после оруденения вмещающие эти породы грабеновые структуры подверглись сжатию и сминались в крутую складку.

*Четвертый участок* отделен от второго 60-метровым безрудным интервалом и расположен на восточном фланге месторождения. Руды здесь представлены серией мелких, часто выклинивающихся жил среди песчано-мергелисто-глинистых отложений ордовика. Ореол метасоматических руд вкрапленной структуры имеет небольшую площадь, так что при длине участка 110 м мощность всей рудной зоны не превышает 25 м. На крайнем восточном фланге месторождения происходит постепенное выклинивание рудного тела, где рудные жилы сменяются тонкими прожилками и небольшой вкрапленностью магнетита в скарированных мергелях. Небольшое распространение имеют прожилки кальцит-магнетитового состава, аналогичные распространенным на первом участке; иногда располагающиеся по слоистости вмещающих пород.

*Пятый участок* представлен метасоматическими рудами и расположен в пределах Северной скарново-рудной залежи. Рудные тела этого участка имеют неправильные в плане формы и небольшие размеры. Они прослежены скважинами на глубину до 400 м. В одном из блоков вмещающих пород, залегающих почти горизонтально, отмечаются кальцит-магнетитовые руды слоистой текстуры, согласные с напластованием вмещающих пород.

Небольшое развитие имеют руды, образовавшиеся за пределами скарново-рудных залежей. Они распространены обычно непосредственно близ залежей в мергелисто-известковистых породах братской свиты, известняках усть-кутской и редко в песчаниках мамырской и рудногорской (караульской) свит, где их залегание подчиняется напластованию осадочных пород.

Среди руд жильного типа первых трех участков выделяются небольшие по мощности (до 1 м) жилы, более поздние по образованию, чем основной тип этих руд. Они состоят из кальцита и магнетита, секут основные рудные тела, локализуясь в пострудных трещинах.

Структурно-текстурные особенности и вещественный состав руд и пород этих железорудных месторождений описаны в работах М. Л. Буднева, И. П. Незабытовского и др. (Железорудные месторождения..., 1953), Г. И. Антипова, М. А. Иващенко, В. В. Корабельниковой, М. К. Косыгина и др. (Ангаро-Илимские..., 1960). В данной работе приводится краткое описание руд и минералов, в основном по данным М. А. Иващенко и В. В. Корабельниковой с некоторыми дополнениями, основанными на наблюдениях авторов.

По текстурным признакам выделяются следующие главные типы руд: 1) брекчиевидные: а) образованные по первичнообломочным породам, б) приуроченные к зонам дорудных смятий и нарушений; 2) вкрапленные и вкрапленно-прожилковые; 3) массивные; 4) полосчатые; 5) оолитовые.

Брекчиевидные руды широко развиты на Коршуновском, Рудногорском и других месторождениях этой группы. Брекчиевидный характер этих руд обусловлен отложением магнетита в цементе гранат-пироксеновых скарнированных брекчиевидных пород, в которых обломки частично или нацело замещены кальцитом, хлоритом и серпентином. На месторождениях Седановском, Красноярском, Шестаковском этот тип руд имеет ограниченное распространение.

Вторая разновидность брекчиевидных руд образована по тектоническим брекчиям. Распространены они в основном на контакте траппов или в зальбандах маломощных магнетитовых жил.

Вкрапленные и вкрапленно-прожилковые руды широко распространены на Коршуновском и Татьянинском месторождениях. Образование этих руд обусловлено отложением магнетита в виде равномерной вкрапленности или по трещинкам в скарнированных породах, в основном усть-кутской и верхоленской свит. На Октябрьском и Рудногорском месторождениях встречается сетчато-прожилковый тип руд в аргиллитах, алевролитах, песчаниках и туфах (Октябрьское месторождение), в скарнированных кварцевых песчаниках (Рудногорское месторождение), в траппах и осадочных породах (Красноярское месторождение).

Массивные руды образовались: а) путем замещения магнетитом вмещающих пород и б) в результате заполнения трещин разрыва рудным веществом. На Рудногорском, Коршуновском и Шестаковском месторождениях наиболее распространен первый тип массивных руд. Реже они встречаются на Красноярском и Татьянинском месторождениях. На Седановском месторождении широко развит второй тип руд. Массивные руды жильного типа встречаются на многих месторождениях Ангаро-Илимской группы. Полосчатые руды. Полосчатость выражена чередованием выдержанных по простиранию и падению полос магнетита различной крупности и строения (Коршуновское и Рудногорское ме-

сторождения), иногда с различной концентрацией в них игольчатых кристаллов апатита. Отмечается плоскопараллельная, но чаще мелковолнистая и фестончатая полосчатость, иногда с почковидным выделением магнетита. Груболосчатые руды характеризуются различной мощностью магнетитовых полос и различным содержанием в них магнетита. В мощных полосках в свою очередь могут выделяться кальцитовые более тонкие полоски.

Наблюдаются и смешанные текстуры, в которых чередуются полосы массивной и пизолитовой текстур (рис. 29).



Рис. 29. Смешанные текстуры магнетитовой руды: чередуются оолитовые и массивные руды. Краснояровское м-ние. Нат. вел.

На Седановском и Краснояровском месторождениях встречаются руды со скорлуповато-натечной текстурой, обусловленной образованием скорлуповатой оболочки магнетита вокруг магнетитового же ядра. Ядро и скорлуповатый слой имеют полосчатое строение: каждая полоска сложена шестоватыми кристаллами магнетита, в виде радиально-лучистых агрегатов.

Поперечно-шестоватые текстуры встречаются в жильных рудах на Седановском месторождении. Образование их обусловлено чередованием полос, сложенных шестоватыми кристаллами магнетита, полосками апатита и вкрапленного магнетита (рис. 30). Оолитовые руды встречаются в большинстве месторождений этой группы. Более широкое развитие они имеют на Рудногорском месторождении. Залегают эти руды среди массивных жильных руд, часто образуя смешанные текстуры. Размер оолитов изменяется от 4—5 до 10—15 мм (рис. 31). На Рудногорском месторождении такие руды напоминают образования так называемого горохового камня. «Горошины» в большинстве случаев

имеют совершенно правильную форму шариков. Оолиты обладают концентрически-зональным строением. Наиболее распространены образования, в которых и оолиты и цемент в основном магнетитовые. Встречаются на этом месторождении рудные оолиты, связанные известковистым цементом, и известковистые оолиты в рудном магнетитовом цементе. Количество цементирующего вещества составляет 20—40% от общей массы.

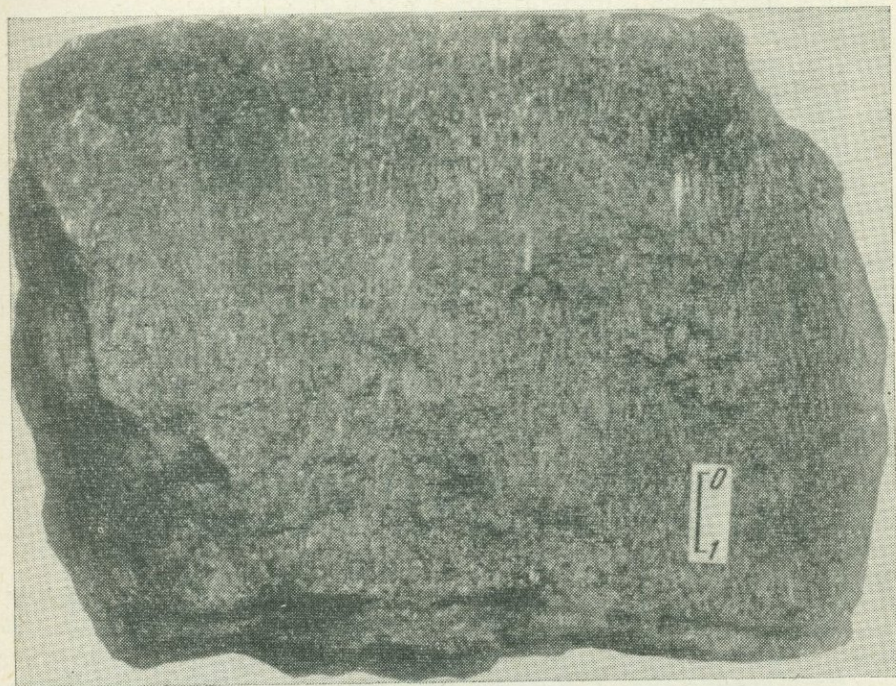


Рис. 30. Поперечно-шестоватая структура магнетитовой руды. Седановское м-ние. Нат. вел.

На Красноярском месторождении распространены крустификационно-полосчатые текстуры, в которых чередуются полосы, сложенные тонкозернистыми или поперечно-шестоватыми магнетитовыми агрегатами, и полосы, состоящие в основном из серпентина, кальцита, хлорита и иногда ярко-бурого анкерита.

Параллельно-слоистые текстуры характеризуются чередованием прослоев полосчатых текстур с брекчиевидными. На Коршуновском месторождении слоистые руды образовались в результате послыйного оруденения скарнированных аргиллитов.

**Минералы руд и метасоматитов.** В состав руд кроме магнетита входят пироксен, гранат, хлорит, серпентин, кальцит; из рудных минералов присутствует гематит; второстепенные минералы — апа-

тит, кварц, эпидот; сульфиды (пирит и халькопирит) отмечаются крайне редко.

*Магнетит* в рудах образует зернистые агрегаты, нередко с неправильными очертаниями зерен, более или менее равномерную вкрапленность или тонкие разветвленные прожилки. Встречаются щетки хорошо образованных кристаллов, заполняющих жеды в

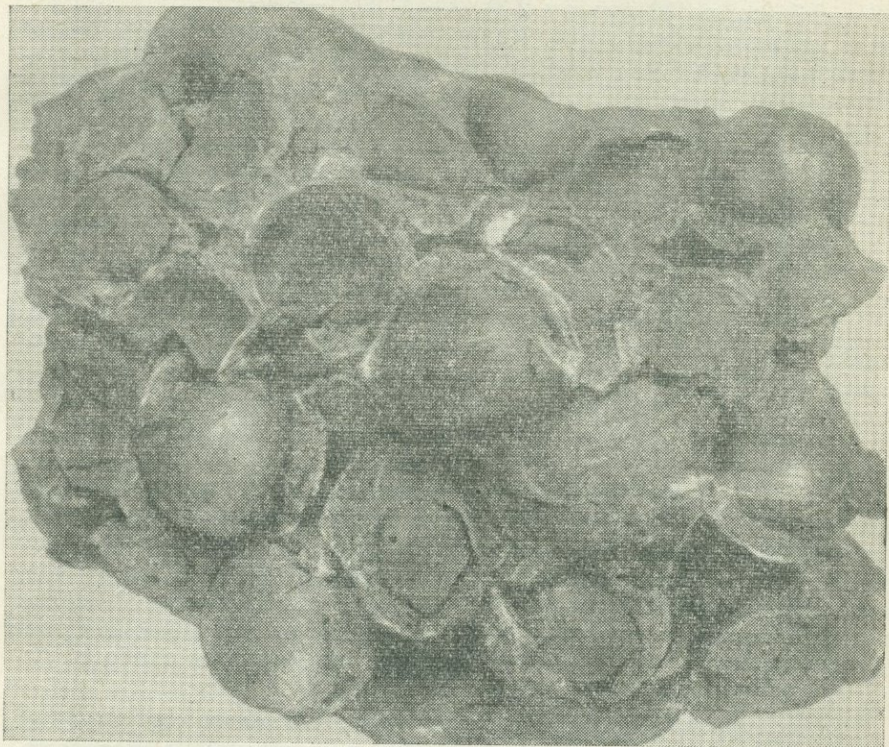


Рис. 31. Оолитовая руда. Рудногорское м-ние. Нат. вел.

рудах и скарнах месторождений. Магнетит из руд Коршуновского и Рудногорского месторождений обнаруживает аномальный эффект анизотропии (Суслов). К действию кислот магнетит устойчив. Лишь концентрированная соляная кислота и царская водка при длительном травлении вызывают его слабое буроватое окрашивание. Действие горячей кислоты вызывает растворение и почернение зерен магнетита. При этом в различных кристаллографических направлениях обнаруживается аллотриоморфно-зернистое или зональное строение магнетитовых зерен. Иногда наблюдается пластинчато-двойниковое внутреннее строение отдельных индивидов.

Замер величин элементарной ячейки кристаллографической решетки (лаборатория ВИМСа) показал изменение величины  $a$  от 8,378 до 8,390А.

Магнетиты рассматриваемых месторождений содержат  $Al_2O_3$  и  $MgO$ . Методом количественного спектрального микросиликатного анализа (лаборатории ВИМС) в магнетитах из руд Коршуновского месторождения установлено содержание (в %):  $MgO$  0,31—6,5 (ср. по 12 пробам 2,3),  $Al_2O_3$  0,60—2,4 (ср. 1,56). Магнетиты из вкрапленных руд Коршуновского месторождения менее магнезиальны и более богаты железом, чем магнетиты из брекчиевидных руд. Содержание в них магнезиоферритовой молекулы не превышает 17%. В магнетитах из руд Рудногорского месторождения отмечаются (в %):  $MgO$  1,5—5,3 (ср. по 4 пробам 2,79);  $Al$  1,15—1,6 (ср. 1,35); в магнетитах Красноярского месторождения  $Mg$  0,76—8,7 (ср. по 5 пробам 5,1);  $Al$  0,56—3,5 (ср. 1,9).

Спектральным полуколичественным анализом в магнетитах установлено присутствие следующих элементов-примесей: в количествах выше кларка — ванадий, кобальт, никель, цинк, галлий, иттербий; ниже кларка сотые доли — титан; тысячные доли — марганец, медь, хром, иттрий. По содержанию никеля, кобальта, ванадия и цинка они сходны с магнетитами из руд Нерюндинского месторождения. Отличает их присутствие хрома, иттрия, иттербия (в магнетитах Коршуновского месторождения) и повышенное количество галлия.

В рудах Ангаро-Илимских месторождений широко развит *гематит*. Он представлен первичным гематитом (железный блеск, концентры в оолитах) и вторичным — мартитом. Железный блеск встречается в виде крупных пластинчатых выделений среди мелкозернистой массы магнетита и в виде отдельных пластинок среди хлорита, кальцита, кварца и других минералов заполняющих трещины и жеоды. Мартитизация в рудах проявляется слабо и неравномерно.

Электронномикроскопическое изучение показало, что магнетит является гетерогенным минералом. Так, в магнетите из метасоматических массивных руд присутствует компонент, равномерно распределенный по всему зерну, ориентированный по двум направлениям. Такое распределение характерно для структур распада твердого раствора. Точно минерал не определен, но по данным термомагнитного анализа (точка Кюри  $530^\circ C$ ) установлено содержание изоморфной примеси  $MgO$  в магнетите, что согласуется и с данными микросиликатного анализа (6%  $MgO$ ). По заключению Г. М. Зайцевой эта фаза скорее всего является магнезиоферритом.

*Пироксен*. В скарнах Коршуновского месторождения выделены две разновидности: диопсид и диопсид с геденбергитовой молекулой.

*Диопсид*. Выделяется в виде зерен удлиненной или изометричной формы, величиной от сотых до десятых долей миллиметра. Цвет зеленовато-серый; угол угасания  $c:N_g = 37-41^\circ$ .  $n_g - n_p =$

$=0,022$ . Включения диопсида наблюдаются в гранате, диопсиде с геденбергитовой молекулой, кальците и хлорите. Диопсид с геденбергитовой молекулой 13% образует вкрапленность таблитчатых, удлиненно-столбчатых и радиально-лучистых зерен, часто собранных в агрегаты, и отлагается по трещинкам. Цвет минерала макроскопически серовато-зеленый, оранжево-желтый. Отмечается бесцветная разновидность, которая, как и оранжево-желтая, выделяется в виде шестоватых и радиально-лучистых зерен. Преобладает серовато-зеленая разновидность. Форма зерен удлиненно-призматическая, размер их изменяется от сотых до десятых долей миллиметра. Угол угасания  $c:Ng=34-45^\circ$ ,  $2V=+55-60^\circ$ ,  $n_g-n_p=0,027-0,030$ . Радиально-лучистые агрегаты, бесцветные или грязно-зеленого цвета, характеризуются высоким рельефом, иногда яркими аномальными цветами интерференции.  $c:Ng=40^\circ$ ,  $2V=+58^\circ$ ,  $n_g-n_p=0,028$ . Диопсид с геденбергитовой молекулой образовался главным образом позднее заключенного в нем граната. Он замещался хлоритом, кальцитом, эпидотом, серпентином, амфиболом и магнетитом.

Пироксен из скарнов Рудногорского месторождения представлен диопсидом, выделившимся в виде бесцветных или светло-зеленых табличек или неправильных скоплений.  $2V=+50^\circ$ ,  $c:Ng=36-38^\circ$ ,  $n_g-n_p=0,032$ . Вторая разновидность выделяется в виде радиально-лучистых агрегатов или кристаллов удлиненно-столбчатой формы, зеленоватого цвета;  $c:Ng=40-42^\circ$  и отнесена к диопсиду с геденбергитовой молекулой (Корабельникова, Ангаро-Илимская..., 1960).

*Гранат* на Коршуновском месторождении распространен весьма неравномерно. Различаются две разновидности — зеленовато-серый и менее распространенный бурый гранат, выделившийся по трещинкам и в жеодах. Размер зерен граната изменяется от долей миллиметра до 0,5—2 см. В шлифе гранат бесцветный или слабо зеленоватый. Центральные части иногда окрашены в буровато-коричневый цвет. Бурый гранат обладает аномально серой интерференционной окраской. По данным Н. П. Анিকেева, гранаты содержат от 14 до 67% гроссуляровой и от 25 до 85% андрадитовой молекулы. В некоторых гранатах содержится до 7% меланитового компонента.

На Рудногорском месторождении гранат наиболее распространенный из скарновых минералов. Как и на Коршуновском месторождении, крупные (до 7 мм) гранаты часто зональны: чередуются анизотропные и изотропные зоны или зоны кальцита и изотропного граната. Молекулярный состав гранатов Рудногорского месторождения отличается от гранатов Коршуновского месторождения: содержание гроссуляровой молекулы колеблется от 31,5 до 55,35%, андрадитовой — от 36,07 до 68,07%; альмандиновый компонент присутствует в количестве 0,9—3,2% (против 0—2% на Коршуновском месторождении), пироповый 1—8% (против 0—6,8%). Кроме того, в гранатах Рудногорского месторождения присутст-

вуют десятые доли (0,1—0,2) спессартинового компонента, характеризующего небольшую примесь марганца. На Красноярском месторождении гранат является главным минералом скарнов. Содержание его достигает 75—80%. Размер зерен не более 2—3 мм. Состав граната определяется содержанием гроссуляровой молекулы от 69 до 73%, андрадитовой 27—31%. Андрадитовая молекула преобладает в гранатах, образованных за счет осадочных пород.

*Хлорит* является распространенным минералом. Образует тонкочешуйчатые и пластинчатые выделения зеленого и темно-зеленого цвета. Он представлен клинохлором, пеннином и прохлоритом. Клинохлор бесцветный или слабо-желтоватый, образует радиально-лучистые агрегаты. Пеннин выделился в виде розетковидных и радиально-лучистых агрегатов зеленого цвета. Плеохроизм по *Ng* — зеленый, по *Np* — желтовато-зеленый. Цвета интерференции аномально сине-серые,  $n_g - n_p = 0,003$ .

Прохлорит слабо-зеленоватого цвета или бесцветный. Встречаются зональные хлориты, в которых центральная часть бесцветна, с низкими серыми цветами интерференции, а периферия с аномально сине-серой интерференционной окраской. Химический состав хлоритов не имеет существенных отличий от состава хлоритов с Тагарского месторождения. Последние содержат лишь несколько повышенное количество  $H_2O^{\pm}$ .

Из других минералов присутствует *актинолит* — мало распространенный минерал в скарнированных породах, темно-зеленого цвета и грубоволокнистого строения. Замещается серпентином. *Эпидот*, *эпидот-цоизит* и *цоизит* — второстепенные минералы скарнов развиваются в основном по пироксенам и полевым шпатам. Эпидот встречается и как первичный минерал. Отмечается мало распространенный *скаполит*, развившийся по плагиоклазам крупнокристаллических габбро-диабазов.

*Везувиан*, выделившийся между более крупными зернами граната, встречается на Рудногорском месторождении в скарнах.

*Серпентин* встречен в скарнах, рудах и вмещающих породах. Развивается по пироксену и хлориту. В нем часто наблюдаются зерна граната, магнетита и апатита. В небольшом количестве отмечается *тальк*. Часто он замещает хлорит и серпентин, иногда заполняет пустоты и трещины в скарнах. Наблюдается сростание талька с зеленым флогопитом. Сравнительно мало распространены *цеолиты*, принадлежащие к группе натролит-томсонита.

*Апатит* встречается в небольших количествах в скарнах и рудах. Образует мелкие призматические кристаллы размером до 0,05 мм. Мало распространен *кварц*, выделившийся в виде ксеноморфных зерен и хорошо образованных кристаллов. Крупные кристаллы его отлагаются в жеодах и на стенках трещин, часто в ассоциации с кальцитом, поздним хлоритом и цеолитом. Представлен аметистом, дымчатым кварцем, горным хрусталем и

халцедоном. *Арагонит* отмечается в пустотах и трещинках скарнов и руд.

*Обыкновенная роговая обманка* встречается в скарнах лишь на глубине; образует длинностолбчатые кристаллы зеленовато-черного цвета.

*Сфен* выделяется в виде единичных ксеноморфных зерен среди скарнов и траппов.

*Пренит* распространен преимущественно в траппах — замещает плагиоклазы; реже отмечается в скарнах.

*Минералы группы монтмориллонита* относятся к сапониту, магнезиальному сапониту и монтмориллониту, содержащим алюминий. Встречаются среди оруденелых пород.

**Стадии минералообразования.** В начальную высокотемпературную стадию происходит образование пироксеновых и гранатовых скарнов, которые позднее замещались эпидотом, актинолитом, хлоритом, серпентином и кальцитом. При этом образовывались актинолитовые, хлоритовые и кальцитовые породы. В отличие от аналогичной стадии для более глубокого стратиграфического уровня (нижнего кембрия) здесь не наблюдается мощной мраморизации карбонатных пород, что свидетельствует о сравнительно более низкой температуре данной стадии на стратиграфическом уровне верхнего кембрия — ордовика. На гидротермально измененные породы наложился процесс рудообразования. В эту стадию отложилась основная масса магнетита, в небольших количествах образовался гематит и апатит.

Послерудный этап проявился в отложении кальцита, хлорита, халцедона и цеолита в основном по трещинкам и в пустотках выщелачивания скарнов и руд.

В стадию гипергенеза происходила мартитизация магнетита, монтмориллонитизация хлоритов, окисление пирита с образованием лимонита.

Различная степень метасоматического преобразования вмещающих пород характеризует пространственную зональность, проявившуюся в смене высокотемпературной ассоциации минералов в рудной зоне низкотемпературной ассоциацией в боковых породах.

Представление В. В. Корабельниковой, М. А. Иващенко и др. (Ангаро-Илимские..., 1960), что скарнообразованию предшествовала низкотемпературная гидротермальная деятельность, не согласуется с данными этих исследователей о неглубоком (1,5—2 км) залегании магматического очага (источника растворов). Небольшая длина пути следования растворов не могла способствовать остыванию их до низких температур; не объясняют они и причины их последующего разогрева. Убедительных доказательств, базирующихся на взаимоотношении низкотемпературных силикатов с высокотемпературными минералами скарнов, свидетельствующих о более раннем происхождении этих силикатов, указанные исследователи не приводят.

#### 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЛОКАЛИЗОВАННЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И НИЖНЕГО МЕЗОЗОЯ (НА ПРИМЕРЕ АНГАРО-КАТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА)

Ангаро-Катский железорудный район расположен на крайнем севере рассматриваемого региона в бассейне рр. Каты и Поливы. В тектоническом плане приурочен к южному борту Тунгусской синеклизы. В геологическом строении района принимают участие породы перми, триаса и юры, а скважинами разведочного бурения на Нерюндинском месторождении вскрыты породы нижнего карбона, ордовика и кембрия.

В структурном плане район представляет в целом моноклинали, разбитую серией региональных и оперяющих их разломов на блоки различной формы, испытавших разнонаправленные движения. В пределах блоков в результате возникших напряжений образовались пологие складчатые структуры, в том числе линейные протяженные одиночные складки. Большая часть месторождений и рудопроявлений района приурочена к антиклинальным складкам.

Кроме наиболее крупного и наиболее разведанного Нерюндинского месторождения с участком Спутник, расположенным в 2,5 км к юго-юго-западу, в Ангаро-Катском районе зафиксирован ряд месторождений, аномалий и рудопроявлений, часть которых подверглась в той или иной степени разведке, оценена по геофизическим данным или ориентировочно.

Из них Капаевское месторождение второе по запасам, после Нерюндинского. Оно расположено в 30 км к югу от последнего. Месторождение слагают осадочные породы, представленные песчаниками бургу克林ской (пермь) и катской (карбон) свит верхнего палеозоя, нижнемезозойские туфогенные образования и траппы. На месторождении развиты скарновые образования, на которые наложено магнетитовое оруденение — крутопадающие тела мощностью 25—70 м. Характер образования руд жильный и метасоматический, среди них выделяются руды сплошной, вкрапленной, брекчиевидной и сетчато-прожилковой текстур с содержанием железа от 25 до 40%.

Южнее, в 30 км от Капаевского расположено месторождение Коврижка-Поливыская я. Геолого-геофизические работы, проведенные на месторождении, позволяют оценить его запасы в 600 млн. т. Канавами вскрыты рудные тела с содержанием железа 25—35%.

Крупное месторождение района Пономаревское расположено в 50 км восточнее Нерюндинского. По геофизическим данным запасы этого месторождения оцениваются в 150 млн. т (до глубины 400 м) при содержании железа 35%. Месторождение сложено метасоматическими и жильными рудами, локализующимися в скарнированных породах. Они образуют в совокупности крутопадающую рудную зону. Кроме того, имеются предварительные дан-

ные о возможности обнаружения пологой рудной залежи под силлом траппов.

Южнее Пономаревского аэрогеофизическими работами обнаружено Молдаванское месторождение, запасы железных руд которого оцениваются в 230 млн. т.

Одной из наиболее крупных на Сибирской плите является Тушамская магнитная и гравитационная аномалия. Здесь пробурена одна скважина, но природа аномалии осталась не выясненной, поскольку скважина пройдена по траппам и из них не вышла.

Месторождение Катское расположено в 30 км к северо-западу от Нерюндинского. В этом рудном поле развиты верхнепалеозойские образования, представленные песчаниками бургу克林ской свиты перми, и нижнемезозойские туфобрекчии, туффиты и туфопесчаники корвунчанской свиты нижнего триаса, к которым приурочены рудные тела, сложенные метасоматическими и жильными рудами. На месторождении проведены геофизические работы, на основании которых запасы железных руд оцениваются до глубины 500 м в 100 млн. т. В 2 км от основного рудного тела выявлены две аномалии, предположительно рудной природы, оцениваемые в 100—200 млн. т.

В 12 км к юго-западу от Нерюндинского месторождения установлена Атавинская аномалия. На основании геофизических работ ее прогнозные запасы оцениваются в 50 млн. т. Канавами вскрыты рудные тела с содержанием железа 30—35%.

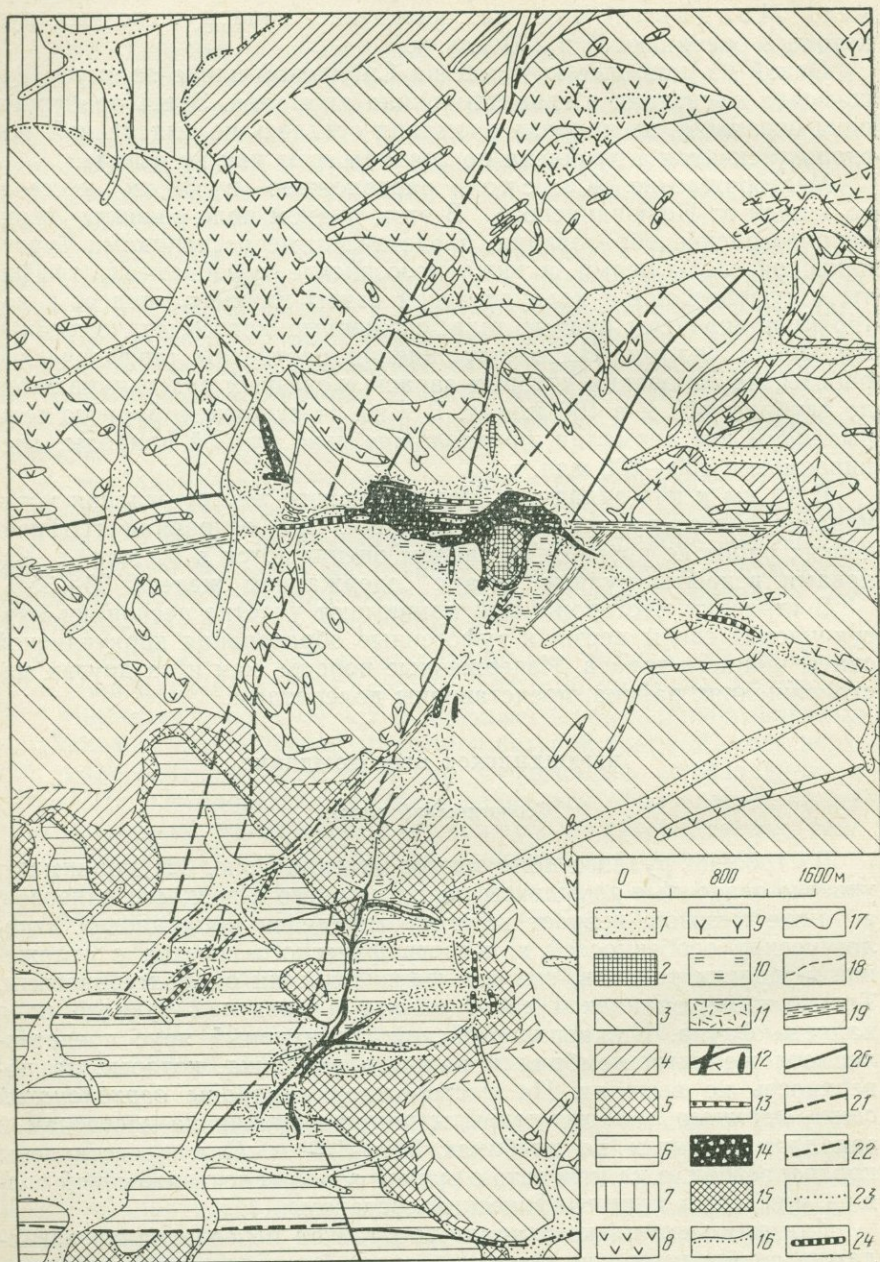
В строении месторождений принимают участие песчаники бургу克林ской свиты перми и туфогенные образования корвунчанской свиты нижнего триаса. Изверженные породы, как и на других месторождениях района, представлены долеритами.

## НЕРЮНДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

### Геологический разрез

В строении рудного поля месторождения (рис. 32) принимают участие осадочные комплексы пород нижнего и верхнего палеозоя, а также мезозоя, возраст которых определен по аналогии литологических особенностей и петрографического состава с отложениями других районов, где они фаунистически охарактеризованы. Только в нерюндинской свите триаса в пределах рудного поля найдена фауна. Нижнепалеозойский структурный ярус представлен отложениями кембрия и нижнего ордовика, которые на поверхность не выходят. На месторождении породы *верхоленской свиты верхнего кембрия* вскрыты рядом скважин на восточном и западном флангах на глубинах 620—640 м. Они представлены красноцветной, а на контакте с рудной зоной зеленовато-серой толщей, с пестрым петрографическим составом.

Для этого комплекса характерно тонкое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей, известняков и наличие линз и небольших прослоев (до 2 см) розовых ангидритов и гипса.



В составе свиты преобладают мергелистые и глинистые фации, отмечаются признаки мелководья.

Алевролиты представляют собой пестроокрашенные породы, сложенные мельчайшими остроугольными зернами кварца, плагиоклаза и кальцита, сцементированными агрегатом кварца, плагиоклаза и большого количества титанита.

Пестроокрашенные, плотные аргиллиты сложены глинисто-слюдистыми минералами, мельчайшими зернами кварца, полевых шпатов, кальцита. В красноватых разностях глинистых пород присутствуют гидроокислы железа, обуславливающие их окраску.

Карбонатные породы верхоленской свиты представлены известняками, содержащими кварц (по объему до 50%), так что местами порода отвечает песчанику с карбонатным базальным цементом.

Размеры зерен кварца и кальцита примерно равны и, как правило, образуют однородный агрегат, местами приобретающий признаки слоистости, подчёркиваемой мельчайшими лейстами слюдки, изменением размера зерен кварца и кальцита или изменением соотношения количества этих двух минералов.

Встречаются также невыдержанные прослои микрозернистого песчаника или его бесформенные, пятнистые образования с мелкими зернами лейкоксенизированного титанового минерала.

Участки карбонатной породы, не содержащие силикатных примесей, часто разбиты трещинами, выполненными ангидритом и местами развивающимся по нему гипсом (профиль 19, скв. 86). Среди этих пород встречаются небольшие зоны хлорит-серпентинового состава, местами слабо карбонатизированные, с пустотами размером до 2 мм, выполненными гипсом с реликтами ангидрита.

В небольшом удалении от рудных зон на контакте известково-кварцевых песчаников с долеритами (скв. 83) наблюдается интенсивная хлоритизация и серпентинизация последних, а в песчаниках развитие кавернозных, светлых, анизотропно-зональных гранатов и цеолитов. Гранаты значительно отличаются от желтых и коричневых гранатов скарново-рудноносной зоны. По мере удаления от нее степень метасоматических изменений пород постепенно уменьшается.

*Усть-кутская свита нижнего ордовика* без видимого перерыва залегает на отложениях верхнего кембрия. Она вскрыта многочисленными скважинами по всему рудному полю, на глубинах 460—550 м характеризуется серой окраской пород и преобладанием карбонатных отложений, представленных двумя пачками. Нижняя мощностью 25—28 м сложена светло-серыми песчаниками на карбонатном цементе с небольшими прослоями известняков, алевролитов и аргиллитов. Верхняя мощностью 30—35 м преимущественно состоит из голубовато-серых и водорослевых известняков с маломощными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты выдерживается по всему месторождению и составляет 65—70 м.

Рис. 32. Геологическая карта Нерюндинского рудного поля. Составлена Б. И. Ерошовым по материалам Нерюндинской ГРП ИГУ (1971 г.)

1 — четвертичные отложения; 2 — нерюндинская свита триаса; корвунчанская свита триаса; 3 — верхняя пачка; 4 — средняя пачка; 5 — нижняя пачка. Бургуклинская свита перми: 6 — верхняя пачка, 7 — нижняя пачка. Формации сибирских траппов: 8 — микродолериты порфировые, 9 — долериты зернистые оливиновые, 10 — скарны гранатовые, хлорит-гранатовые и кальцит-гранатовые, 11 — породы кальцит-хлоритовые, цеолит-эпидот-кальцит-хлоритовые. Магнетитовые руды: 12 — жильные, 13 — вкрапленные, 14 — брекчиевидные, 15 — перетолженные. Геологические границы: 16 — с угловым и параллельным несогласием, 17 — установленные, 18 — предполагаемые; 19 — зоны интенсивной треиноватости. Тектонические нарушения: 20 — достоверные, 21 — предполагаемые, 22 — скрытые под рыхлыми отложениями; 23 — граница между различными разностями скарнов; 24 — рудные тела, установленные по геофизическим данным

Песчаники представлены в основном полимиктовыми и алевритистыми разновидностями. Полимиктовые песчаники состоят из округло-угловатых обломков, обычно неравномерноразмерных (от долей до 0,5 мм) по длинной оси, представленных преимущественно кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кальцитом, обломками алевролитов и идеально округлыми зернами лейкоксенизированного рудного минерала. Цемент песчаников микрзернистый, преимущественно кварцевый, в отдельных местах кварц-карбонатный или хлорит-кварцевый с пиритом.

Встречаются также известковистые песчаники, обычно рассланцованные, тонкослоистые — чередование карбонатных и кальцито-кварцевых прослоев, с переменным количеством равновеликих кальциту зерен кварца, зернышек оливина (?) и корродированных лейст мусковита.

Песчаники алевритистые, содержат относительно равномерно распределенные окатанно-угловатые более крупные (0,1—0,2 мм) зерна кварца, плагиоклаза, лейсты слюды. Цемент кварцево-глинистый, базальный, с большим количеством рудного минерала. Порода слабо рассланцована.

Известняки в значительной степени отличаются от подобных пород кембрия как по структуре, так и по наличию минеральных главным образом силикатных примесей. Они представляют собой метаморфизованные, скрытокристаллические породы с мелкой вкрапленностью неравномерно и редко рассеянного пирита, иногда с трещинами, выполненными несколько более крупноразмерным, очевидно гидротермальным, кальцитом.

На отдельных участках известняки содержат шпировидные скопления обломков кварца, плагиоклаза и реже микроклина. На таких участках зерна кальцита достигают размера до 1—1,5 мм, имеют лапчато-извилистые очертания; обломки силикатов значительно меньше по размерам и имеют округло-угловатые и угловатые очертания.

Встречаются также участки серпентинизации, очевидно, представляющие собой псевдоморфозы по минералам, возможно группы форстерита-оливина, а также мелкие лейсты мусковита и зернышки магнетита. Карбонатные породы являются продуктом перекристаллизации водорослевых известняков, переход к которым виден даже в шлифах.

Осадочные породы нижнего ордовика вблизи рудных тел испытывают различные изменения. В полимиктовых песчаниках (скв. 155, профиль 39, глубина 600 м) меняется как состав обломков, так и базальный цемент. В одних и тех же зонах наблюдается их пироксенизация и последующая хлорит-серпентинизация, эпидотизация и каолинизация. Степень замещения обломков и цемента различна. Обычно более полному замещению подвергается цемент, а замещение обломков происходит не полностью, от ядра к его периферии, местами до полных псевдоморфоз, но с сохранением первичного контура обломка зерна и слияния по составу с цементирующей массой. Для породы характерно наличие большого количества вкрапленности магнетита.

Изменение карбонатных пород происходило стадийно. Вначале карбонатные породы, очевидно, содержавшие участки глинистых или песчано-глинистых образований приобретают мраморовидный облик, в них развиваются хлорит-серпентиновые выделения и отдельные кристаллики пироксена, таблички хлорита, типа клинохлора, цеолитоподобные образования, кристаллики апатита, обогащенные органическим веществом, малиново-розовый хлорит (?), отдельные вкрапления и небольшие скопления округлых зерен магнетита (профиль 27, скв. 17).

Затем карбонатные породы почти нацело превращаются в мелкозернистые пироксеновые скарны с цеолитом, хлоритом, отдель-

ными зернами, прожилками и скоплениями магнетита, реликтами перекристаллизованного кальцита. Видимо, отражая последующие изменения в этих породах, участками наблюдается почти полная хлоритизация пироксенов; здесь же выделяются отдельные зерна граната и небольшие его шпирообразные скопления; в проходящем свете — светлые или слабо-желтоватые, в скрещенных николях — анизотропные, с реликтами зерен пироксена.

Характерно выделение гранатов в виде прерывистых цепочек, расположенных согласно с общей слоистостью породы среди реликтов пропластков кальцита. Совместно с ними и по трещинкам довольно обильно выделяются гипс и серпентин типа серпофита или агрегат хлорита и серпентина, а также таблички с тонкими волоконцами ангидрита со слабым плеохроизмом, очевидно, реликтового, от развившегося по нему гипса. Порода слабо катаклазирована.

В зонах трещиноватости и внедрения долеритов эти изменения пород ордовика довольно сильные. Лишь местами сохранились небольшие реликты карбоната с развившимися по нему крупными светлыми и светло-желтыми хорошо ограниченными кристаллами граната, мозаичные скопления мелкозернистого пироксена или желтого граната, развившегося по пироксену, с лейстами и веерообразными выделениями клинохлора. Участками по трещинкам выделяется серпофит с включенными в него обломками агрегатов пироксена, граната, магнетита.

*Верхнепалеозойский структурный ярус* представлен на месторождении тушамской и катской свитами карбона и бургу克林ской свитой перми. Породы карбона вскрыты скважинами по всему месторождению, а пермские — только на участке Спутник, где они выходят на поверхность.

*Тушамская свита* нижнего карбона со стратиграфическим несогласием лежат на отложениях нижнего ордовика. По литологическим особенностям подразделяется на две пачки: нижнюю — конгломератово-песчаниковую и верхнюю — песчаниковую.

Нижняя пачка вскрыта на обоих участках месторождения и сложена в основном полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями и линзами алевролитов, в том числе углистых, и аргиллитов. По всему разрезу наблюдается плавающая плоская галька аргиллитов и алевролитов. В верхах пачки отмечаются небольшие прослой углей, а в низах базального слоя — известковистые песчаники зеленоватые или темно-серые, среднезернистые, плохо сцементированные, с мелкими обломками известняков усть-кутской свиты. Мощность пачки 50—65 м.

Верхняя пачка вскрыта скважинами только на участке Спутник и представлена песчаниками с небольшими прослоями алевролитов и тонкими линзочками конгломератов. Мощность пачки 65—80 м.

Полимиктовые песчаники нижней пачки, вскрытые скв. 116 по 15 профилю, состоят из остроугольных, а чаще остроугольно-окатанных, размером до 0,5 мм, обломков кварца, плагиоклаза, кальцита, отдельных листочков мусковита, обломков кварц-полевошпатовой мелкозернистой породы, типа аплита (?), плотно сцементированных базальным кварц-полевошпатовым цементом, значительно хлорит-серпентинизированного, участками карбонатизированного, с пустотками, выполненными цеолитом. На других участках цемент песчаника серпентино-слю-

дистый, местами карбонатизированный с крупными прожилками и идиоморфными кристаллами пирита.

В скв. 148 по профилю 27 песчаники представлены остроугольными и окатанными, плотно прилегающими одно к другому зернами кварца, полевого шпата и плагиоклаза, обычно изъеденных, корродированных или карбонатизированных, хлорит-серпентинизированных и слабо ожелезненных. Цемент кварц-полевошпатовый, местами аргиллитоподобный с эпидотом.

На восточном фланге (профиль 41, скв. 176) вскрыты грубозернистые полимиктовые песчаники, напоминающие мелкообломочные брекчии, с разнородным, преимущественно кварц-полевошпатовым цементом.

Аргиллиты вскрыты скв. 34. Они местами карбонатизированы, с редкими идиоморфными кристаллами пирита и органическим веществом, анализ которого в лабораториях ВИМСа (обр. 402/69) показал (в %): содержание органического вещества 12,4; выход нерастворимого остатка после обработки соляной и плавиковой кислотами 13,1; в нерастворимом остатке: влага гигроскопическая 5,19, зола 0,57, углерод 89,45, водород 0,71, горючая масса 94,23; в горючей массе: углерод 94,92, водород 0,75, O+N+S 5,03.

Органическое вещество электропроводно. Растворимых битумов нет. По данным элементарного и рентгеноструктурного анализов вещество относится к ряду антраколитов. В значительной степени окислено.

*Катская свита* среднего — верхнего карбона в полной мощности сохранилась лишь на участке Спутник, а на Нерюндинском месторождении они встречаются только в виде небольших линз, залегающих на долеритовом силле. Отложения катской свиты согласно залегают на породах тушамской свиты, граница между ними проведена условно. Свита подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка представлена серыми и светло-серыми, среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Иногда отмечаются небольшие линзы бурых углей. Мощность 45—50 м.

Верхняя пачка сложена серыми и темно-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и углей. Отличительная особенность этой пачки — ее повышенная угленосность и высокое содержание сфена. Мощность 55—60 м.

Полимиктовые песчаники сложены плохо отсортированными, угловатыми, а местами угловато-округлыми зернами кварца, полевого шпата и плагиоклаза, цементированных базальным или коррозионным цементом хлоритового или хлорит-карбонатного состава.

Аргиллиты сложены (90—95%) глинисто-гидрослюдистым веществом, иногда с примесью углистого. В незначительном количестве в аргиллитах присутствует алевролитовая примесь кварца и полевых шпатов.

*Буревуковская свита* перми согласно залегают на породах катской свиты. По литологическим особенностям она подразделена на три пачки песчаников. В основной части рудного поля свита в разрезе отсутствует.

В основании нижней пачки залегают крупнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники, сложенные слабо окатанными, несколько вытянутыми вдоль напластования обломками Цемент базальный, участками контактовый. По составу он в основном кварц-полевошпатовый, мелкозернистый, часто карбонатный или смешанный, причем карбонатный — явно более поздний. В песчаниках встречается небольшое количество рудных минералов — пирита и, очевидно, лейкоксилированного титаномагнетита (?), мелкие кристаллики титанита. Последний, как правило, включен в обломки полевых шпатов.

Встречаются также песчаники с базальным глинисто-хлоритовым цементом, составляющим по объему не менее 50% породы (шлиф 456/70), с пустотами, выполненными карбонатом и единичными обломками зерен эпидота.

Выше по разрезу размер зерен в песчаниках несколько уменьшается, уху- дшается их окатанность. Цемент слегка окрашен окислами железа. Мощность пачки 70—72 м.

Средняя пачка представлена относительно более мелкозернистыми песчаниками того же состава с кварц-полевошпатовым микрозернистым цементом базального, а большей частью контактового типа. Участками цемент в основном карбонатный и хлорит-карбонатный, базальный и коррозионный, обломки зерен плотно прилегают одно к другому и лишь местами между ними наблюдается хлоритовый цемент.

Верхняя пачка сложена желтовато-серыми, темно-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с растительными остатками, с линзами и прослоями бурых углей. Мощность пачки колеблется от 30 до 110 м.

Во всей песчанниковой толще пермских пород наблюдаются маломощные прослои алевролитов и аргиллитов.

Карбонатные песчаники интенсивно подвергаются воздействию гидротермальных растворов. Метасоматические изменения выразились в образовании карбонат-пироксен-гранатовой породы, состоящей из светлоокрашенного граната, на контакте которого с карбонатом локализуются обычно хорошо кристаллографически выраженные (как и гранат) зерна пироксена типа диопсида. Наблюдается развитие граната по пироксену, а также наличие среди зерен граната резорбированных реликтов пироксена. Полевошпатовые песчаники серпентинизируются, частично хлоритизируются и, наконец, карбонатизируются, образуются гнезда эпидота. По спайности резорбированные зерна полевых шпатов покрываются пленкой лимонита, особенно интенсивно ожелезнены карбонатные участки.

Первичная слоистость породы в этих случаях проявляется прослойным выделением гранатов, диопсида и других минералов или благодаря избирательному замещению минералами и рудой существенно карбонатизированных прослоев песчаников.

Породы изменены в основном на контакте с рудной зоной. Переход в неизменные породы — постепенный.

*Мезо-кайнозойский структурный ярус* представлен *корвунчанской и нерюндинской свитами* (нижнего триаса). Отложения свиты выходят на поверхность почти на всей площади рудного поля, за исключением его юго-восточной части. Они представлены в основном разнообломочными туфами с прослоями туффитов, туфоаргиллитов, туфоалевролитов, туфопесчаников. По литологическим особенностям свита делится на три пачки.

Нижняя пачка сложена серыми гравелитистыми туфопесчаниками с редкими прослоями туфоаргиллитов и туфоалевролитов. Туфопесчаники разнозернистые с большим количеством пеплового материала. Средняя пачка представлена чередованием серых, сиреневых, зеленовато-серых туффитов и мелко- и среднеобломочных туфов. В низах пачки часто наблюдаются мелкообломочные, темно-серые пизолитовые туфы. Мощность пачки около 50 м. Верхняя пачка сложена в основном массивными зеленовато-серыми, темно-серыми, крупнообломочными туфами. В ней встречаются небольшие прослои карбонатных пород.

Кристаллокластические туфы — плотные, тонкозернистые, окрашенные в светлые, розовато-желтоватые тона, обладают алевропелитовым строением, с многочисленными порами, залеченными цеолитом и кальцитом. Пирокластический материал состоит из мелких обломков плагиоклазов и пироксенов, плавающих в стекловатой основной массе.

Химический состав литокластического туфа, %

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
101/70	54,22	13,11	7,60	2,09	0,99	0,12	4,32	5,52	0,092	3,39	1,27	0,20	4,68	2,17	99,77
108/70	54,08	13,08	7,38	2,66	0,91	0,11	3,61	6,36	0,090	4,33	1,08	0,48	4,50	0,92	99,59

Литокластические туфы — плотные, окрашенные в серые, розовые, зеленовато-серые тона породы с псефитовым строением. Пирокластический материал преимущественно остроугольный, размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, представлен обломками траппов, кристаллокластических туфов, базальтов. Кроме обломков пород в туфах встречаются в небольшом количестве и обломки минералов — плагиоклазов, пироксенов и эпидота. Цемент литокластических туфов представлен тонкообломочным материалом, по составу близким к включениям, нередко с преобладающим количеством стекловатого материала, интенсивно перекристаллизованного с образованием хлорита и цеолита. Породы карбонатизированы. Граница между цементом и обломками нечеткая из-за сливания стекла обломков и цемента (табл. 13).

Туфопесчаники сложены кластическим, терригенным и пирокластическим материалом. Терригенные обломки окатанные и полуокатанные, нередко раздавленные, представлены кварцем, полевыми шпатами, известняками, кальцитом. Пирокластические обломки обладают угловатой формой и представлены стеклом и траппами. Структура неравномернозернистая, текстура беспорядочная. Цемент — типа заполнения пор, по составу смешанный, туфогенно-осадочный.

Породы *нерюндинской свиты* (нижнего триаса) слагают «чашеобразную» структуру на восточном фланге месторождения и характеризуются большой насыщенностью карбонатами. Карбонатные породы тяготеют к нижней части свиты, наибольшая мощность их наблюдается в центральной части структуры, где она достигает 120 м.

При изучении карбонатных пород под микроскопом выявляется их однородность по всему разрезу. Это хемогенные известняки с полигональными изометричными зернами кальцита с размером, редко превышающим 0,2 мм. В межзерновом пространстве имеются точечные выделения магнетита, как правило, в той или иной степени мартитизированного, и ксеноморфного хлорита. Встречаются ксенолитоподобные образования вулканического стекла, обычно хлоритизированного и серпентинизированного.

На отдельных участках количество магнетита в этих породах значительно увеличивается, помимо межзернового пространства он проникает в глубь зерен кальцита, иногда почти нацело замещает их. В них наблюдается также образование небольших шпировидных скоплений граната, в виде сплошных скрытокристаллических масс, и здесь же ксеноморфного к нему серпентина. Иногда (скв. 196) в породе наряду с кальцитом присутствует сингенетичный ему кварц, в количестве до 15—25%.

Выше известняков залегают своеобразные породы, состоящие из мельчайших округло-овальных хлоритизированных до глиноподобных образований,

сцементированных микрозернистым карбонатом. Эти слои обладают значительной мощностью (до 50 м), протягиваются почти через весь периметр «чаши» и обладают удивительным постоянством состава, структуры и текстуры. Наблюдается по крайней мере три пласта подобных пород, залегающих выше карбонатных образований.

Среди выше описанных пород имеются брекчированные эффузивные разновидности, представленные витрообразными туфами, обычно сильно дезинтегрированными, замещенными хлоритом, серпентином. Обломки округло-угловатые, плотно прилегающие друг к другу, почти без цемента. Они не действуют на поляризованный свет; пустоты и трещины породы обильно карбонатизированы. Встречаются углистые обломки, по форме напоминающие древесину, с пустотами, выполненными серпентином. Породы приурочены к верхней части разреза. Кроме того, она известна и между прослоями карбонатизированных аргиллитов.

Для этих эффузивных образований характерно полное или почти полное отсутствие в стекловатой массе обломков минералов, отмечающихся для литокластических туфов.

Среди пород, залегающих в пределах «чаши», нами нигде не были встречены долериты или их реликты.

Метасоматические изменения карбонатных пород нерюндинской свиты, как правило, невелики. Исключение составляют прожилково-вкрапленные руды, частично заместившие карбонатные прослои. В очень незначительной степени и на локальных участках наблюдается гранатизация карбонатных пород. Как правило, образуются мелкозернистые гранаты овоидальной формы с периферийной хлоритовой каймой и магнетитовой наружной оболочкой. Цемент таких образований карбонатный или хлорит-карбонатный, переходящий в связи с развитием вкраплений зернышек и ступковых скоплений магнетита в хлорит-магнетитовый.

### Структура рудного поля и магматизм

Нерюндинское месторождение расположено в зоне широтного тектонического разлома глубокого заложения. В пределах рудного поля на поверхности распространены туфогенные образования корвунчанской свиты нижнего триаса и лишь по периферии на участке Спутник обнажаются пермские отложения бургу克林ской свиты, которые в разрезе основной части рудного поля отсутствуют (см. рис. 32).

В рудном поле наблюдается ряд интрузивных тел — долеритов, представленных крупным силлом, дайками и штоками. Силл мощностью 80—100 м прослежен в тушамских отложениях многочисленными скважинами в Нерюндинском рудном поле на глубине 280—360 м от поверхности.

К югу от месторождения долеритовая интрузия выклинивается около участка Спутник (скв. 56), к северу и северо-востоку она распространена до ручья Кешеуль, где на поверхности отмечаются отходящие от нее дайко- и штокообразные тела неправильной формы.

Внедрение силла в подошве сопровождалось раздроблением и брекчированием пород тушамской свиты нижнего карбона. Ниже силла скв. 154 на глубине 490—520 м вскрыта зона выветривания тонкозернистых долеритов, вероятно, более древних, чем силл.

Ниже этой зоны вскрыта мощная толща детритовых отложений, представленных остроугольными, полуокатанными, реже окатанными обломками усть-кутских известняков, песчаников карбона и долеритов, маломощными (до 10 см) прослоями пологозалегающих глинистых пород. Верхняя граница таких прослоев ровная, нижняя извилистая с заливами (рис. 33).

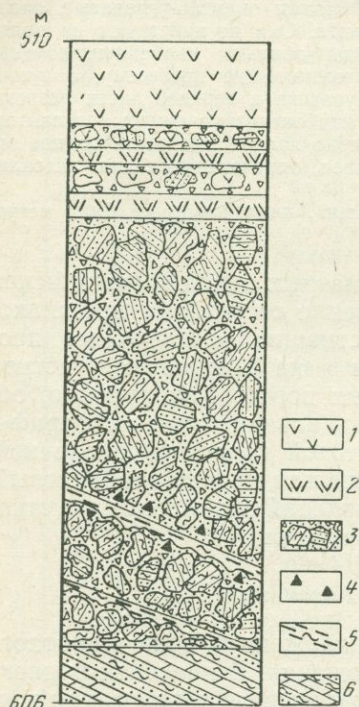


Рис. 33. Разрез по конглобрекчиевым образованиям с прослоями в них глинистых пород. Скв. 154, м-ние Нерюндинское

1 — долериты; 2 — измененные долериты; 3 — конглобрекчия; 4 — обломки магнетита; 5 — прослой глинистых пород; 6 — осадочные породы ордовика

На юге расположена куполовидная антиклинальная структура. Ядро ее, к которому приурочен участок Спутник, сложено пермскими осадочными породами, крылья — туфогенными породами нижнего триаса. Падение пород на крыльях  $10-20^\circ$ , реже  $30^\circ$  с выполаживанием в центральной части до горизонтального.

К опущенному субмеридиональному тектоническому блоку, вероятно, можно отнести «чашеобразную» структуру, расположенную на востоке участка Нерюнда, между 32 и 38 разведочными профилями. С юга на север эта структура простирается на 440 м, с запада на восток — на 270 м, при глубине до 180 м. Породы, сла-

Наличие этого детритового материала свидетельствует о существовании в пределах месторождения верхнепалеозойских локальных грабеноподобных структур, благоприятных для проникновения рудоносных растворов и образования рудных тел.

О предмезозойских дифференциальных движениях свидетельствует и отсутствие в разрезе месторождения отложений нижней перми и большей части пород катской свиты карбона, что может объясняться поднятием данного блока и его денудацией. При последующем опускании блока в нем произошло накопление мощного комплекса вулканогенно-осадочных образований нижнего триаса.

На фоне блоковых тектонических структур в рудном поле наблюдаются пологие антиклинальные и синклинальные структуры. Нерюндинское месторождение приурочено к ядру синклинали, сложенной туфогенными отложениями верхней пачки корвунчанской свиты триаса, с нижней и средней ее пачками в крыльях. Падение пород на крыльях  $10-20^\circ$ , в ядре залегание пород субгоризонтальное.

гающие эту структуру, выделены в нерюндинскую свиту нижнего триаса, залегающую с угловым несогласием на нижележащих отложениях корвунчанской свиты.

В рудном поле широко распространены мезозойские разрывные нарушения, унаследовавшие направления домезозойской блоковой тектоники. Эти нарушения подразделяются на дотрапповые, дорудные, внутрирудные и пострудные. Наиболее древние дотрапповые нарушения — разломы, в которых локализуются дайки долеритов ангарского комплекса. Обычно это крутопадающие разломы глубокого заложения, что подтверждается линейными, прерывистыми гравиметрическими аномалиями.

Дотрапповые субмеридиональные узкие блоковые структуры прослежены на западном и восточном флангах Нерюндинского рудного поля (см. рис. 33). Внутреннее их строение сложное, что подтверждается формой выполняющих блоков трапповых тел мощностью от 30 до 300 м. Падение ограничивающих их разломов восток-юго-восточное, под углом 70—80°. К крайнему на востоке разлому и оперяющим его трещинам приурочена рудная залежь Спутник.

Главной рудоконтролирующей структурой на месторождении является дорудный субширотный разлом, имеющий крутое (70—80°) южное падение. Этот разлом и принадлежащие ему рудные тела наиболее мощно проявлены между указанными выше субмеридиональными блоковыми структурами, где ширина тектонической зоны составляет 200—400 м. К западу и востоку от субмеридиональных блоковых структур рудоносный субширотный разлом прослеживается по линейным цепочкам даек траппов и зонам повышенной трещиноватости в эффузивных породах с затуханием оруденения. Принадлежащие разлому крутопадающие мощные жильные рудные тела на глубине, ниже силла траппов, расщепляются и выклиниваются (рис. 34). Мощность тектонической зоны здесь по данным геологоразведочных и геофизических работ снижается до 20—50 м и менее.

В районах 17 и 31 профилей субширотная тектоническая зона пересекается дизъюнктивными нарушениями северо-восточного направления, по которым происходили блоковые подвижки с вертикальной амплитудой в 50—70 м. Участок, ограниченный этими нарушениями, опущен на 50 м. Видимо, с опусканием этого блока и связано увеличение здесь мощности субширотной тектонической зоны, которая сечет и смещает силл.

На разрезах, построенных по разведочным профилям, видно, что распределение рудных масс в тектонической зоне, где она приобретает большую ширину, неравномерно не только по вертикали, но и по простиранию.

На западном фланге мощное оруденение быстро с глубиной затухает ниже верхнепалеозойского структурного яруса и находящегося в нем силла траппов (профиль 19) или еще до него (профиль 23).

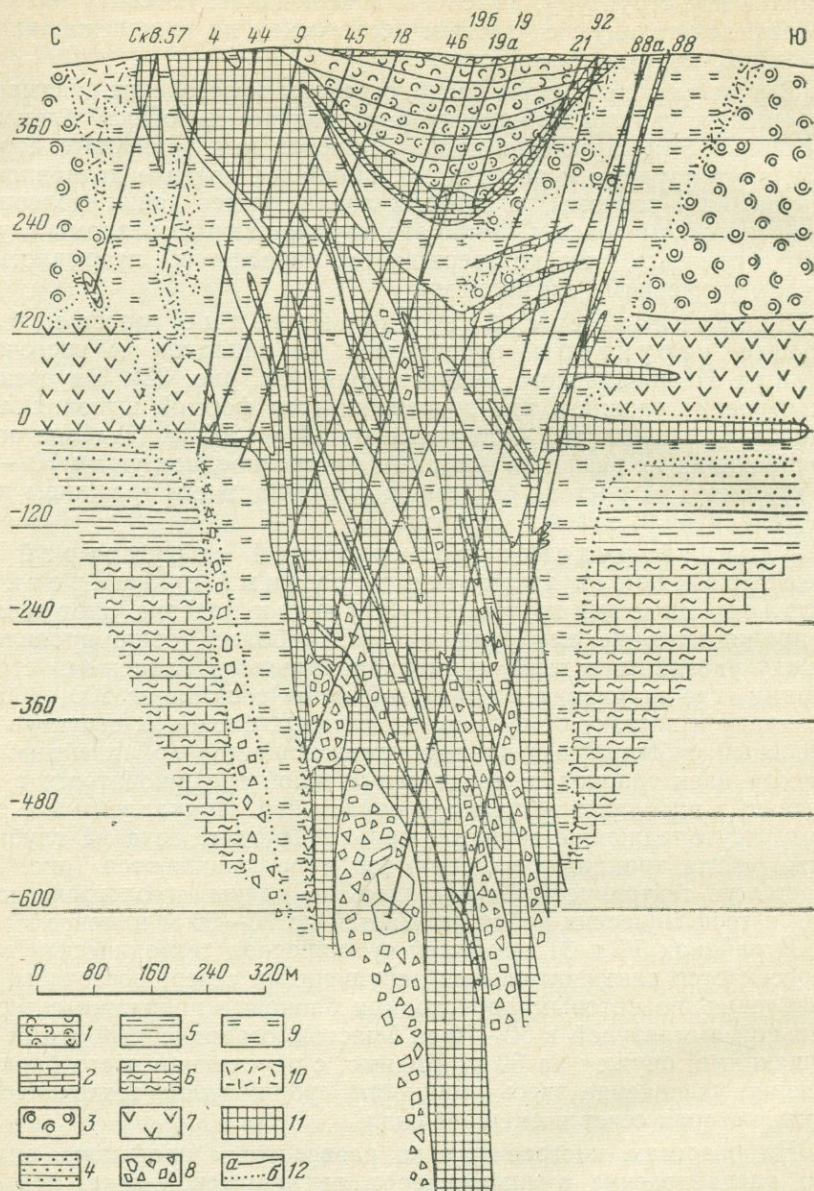


Рис. 34. Нерюндинское месторождение. Геологический разрез по разведочному профилю 35. Составила В. Н. Краевская по материалам Нерюндинской ГРП ИГУ  
1 — нерюндинская свита триаса; 2 — хемогенные известняки триаса; 3 — корвунчанская свита триаса; 4 — тушамская свита карбона; 5 — усть-кутская свита ордовика; 6 — верхоленская свита кембрия; 7 — долериты; 8 — обломочные породы; 9 — скарны; 10 — хлорит-серпентинные породы; 11 — метасоматические магнетитовые руды; 12 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые

На восточном фланге после такого затухания, обусловленного здесь наличием в зоне разлома крупных и монокристаллических тектонических блоков силла траппов, слабо подвергшихся как скарнированию, так и оруденению (см. рис. 34), скважинами фиксируется мощнейшая залежь брекчиевидных руд с находящимися внутри нее различной величины обломками не зашедевших магнетитом скарнированных пород.

Указанное различие между развитием оруденения в тектонической зоне на уровне палеозойского структурного яруса может быть вызвано только большой неоднородностью первичного литологического состава брекчий, подвергшихся оруденению на западном и восточном флангах. В этом случае данное различие не может объясняться сменой литологического состава боковых осадочных пород палеозоя, которая является резкой лишь по вертикали, но не по простиранию.

Выяснение природы этого явления затрудняется тем, что уходящая на большую глубину мощная залежь брекчиевидных руд восточного фланга тектонической зоны осталась неоконтуренной и недоразведанной (см. рис. 34). Вероятно, что эта залежь принадлежит верхнепалеозойской отдельной грабенообразной структуре, с которой связан восточный субмеридиональный тектонический блок, на юге содержащий залежь Спутник и имеющий большую амплитуду вертикального смещения. О последнем свидетельствует наличие только здесь чашевидной структуры (см. рис. 34) и самых молодых на месторождении отложений нерюндинской свиты триаса. При длительном опускании в верхнепалеозойское время эта структура была выполнена конглобрекцией, которая впоследствии в зоне широтного разлома, под воздействием поднимавшихся по нему растворов подвергалась скарнированию и рудоотложению.

Структуры, образовавшиеся после внедрения в верхнепалеозойские породы силла, оказались благоприятными для проникновения рудоносных растворов и консолидации в них мощной пластической субгоризонтальной магнетитовой залежи. Эта залежь, приуроченная к контакту подошвы силла долеритов с осадочными породами тушамской свиты (подсилловая залежь), располагается на глубинах 450—600 м, в зависимости от амплитуды взаимного перемещения тектонических блоков, и имеет южное падение под углом 3—5°.

По простиранию тектонической зоны залежь прослежена скважинами на 2,5 км, в южном направлении она равномерно выклинивается через 1000 м, но на флангах она еще не оконтурена. Максимальная мощность залежи 40 м (в среднем 27 м), линия контактов ее с вмещающими породами извилистая, но четкая. Пологие рудные тела располагаются и внутри силла траппов по трещинам отдельности.

Примерно параллельно первому субширотному разлому, но несколько южнее его, прослеживается второй, проходящий через центр участка Спутник (между профилями 36 и 46). Здесь разлом

смещается к северу с амплитудой около 200 м. Широтный разлом фиксируется по рудным апофизам и зонам высокой электрической проводимости. В пределах участка Спутник он выполнен мощной зоной катаклазированных пород, подвергшихся интенсивному гидротермальному изменению. Мощность зоны достигает 100 м, падение разлома  $75-80^\circ$  на юг.

Третий субширотный разлом выделен по геолого-геофизическим данным в пределах ручья Первый Куркачич южнее второго. На местности он фиксируется по дайке долеритов и аномальному появлению небольшого блока пород бургуклинской свиты среди туфогенных отложений корвунчанской свиты. В западном направлении разлом прослеживается только по данным электроразведки. Мощность зоны разлома составляет 100—200 м. В пределах рудного поля кроме широтных разломов фиксируются оперяющие их тектонические зоны северо-восточного простиранья. Такая зона прослеживается на 8 км от ручья Спутник, через восточный фланг рудной залежи Нерюнда.

В районе сопряжения разлома северо-восточного направления с первым субширотным разломом происходило интенсивное дробление пород и образование мощной тектонической зоны, которая служила благоприятной структурой для проникновения рудных растворов и локализации в ней мощных рудных тел. Размеры тектонической зоны разлома меняются от 30 до 100 м, что подтверждается мощностью дайки долеритов, приуроченной к его полости; азимут простиранья дайки  $45^\circ$ , падения  $300-310^\circ$ , угол падения  $65-85^\circ$ .

Широко развита на месторождении и внутрирудная тектоника, проявляющаяся периодически при последовательной смене этапов и стадий рудообразования. Она выявляется по зонам дробления магнетитовых руд, залеченных более поздним кальцит-магнетитовым или кальцитовым цементом, и по небольшим магнетитовым прожилкам, секущим основные рудные тела (скв. 15).

#### Литологический контроль скарнирования и оруденения

В Нерюндинском рудном поле наблюдается четкий структурно-тектонический и литолого-стратиграфический контроль локализации рудных залежей. Как указывалось, одной из основных рудоносных структур рудного поля, из известных на данной стадии его изученности, является глубинная мощная субширотная дорудная тектоническая зона и оперяющие ее диагональные разломы. Эта зона выполнена неоднородными, гидротермально измененными брекчиями осадочных палеозойских, осадочно-эффузивных мезозойских пород и траппов. Она прослежена скважинами на глубину свыше одного километра.

Интенсивность гидротермальных наложенных процессов обусловила, несмотря на различие в исходном составе обломков пород и их физико-химических свойств, образование скарнов с однооб-

разной ассоциацией минералов, в которой меняется лишь количественное соотношение последних.

*Скарнированные брекчии* представляют собой породу, сложенную гранатом, хлоритом (в основном пеннинном и клинохлором), серпентином, пироксеном, апатитом, кварцем, минералами группы эпидота, флогопитом и некоторыми другими. Как правило, присутствует магнетит и реже пирит. Локально и в небольшом количестве встречаются борсодержащие минералы: везувиан, датолит, турмалин и, возможно, лейкофенит (?).

Скарнированные брекчии обычно содержат кальцит, принадлежащий как обломкам карбонатных осадочных пород, так и гидротермальный, играющий роль цементирующего и замещающего вещества, и очень часто цеолиты. Среди брекчий, расположенных ниже силла и состоящих из обломков долеритов и в меньшей степени осадочных пород палеозоя, по минеральному составу преимущественно выделяются гранатовые и пироксеновые разности, а также переходные между ними типы. Обычно долериты изменяются очень слабо и только при их большой раздробленности. В ассоциации с карбонатными породами, создающими щелочные условия, происходит сосюритизация плагиоклазов и эпидотизация пироксенов, хлоритизация и гранатизация последних.

Иногда можно наблюдать, как обломки долерита механически вдавливаются в карбонатную породу, при этом происходит совместное растрескивание; такие агрегаты наиболее интенсивно скарнируются и наиболее благоприятны для замещения их рудоносными растворами. Как показывают наблюдения, при прочих равных условиях, более легко подвергаются скарнированию более мелкозернистые разности долеритов, особенно типа габбро, крупнозернистые же подвергаются скарнированию пятнисто, обычно с периферии или вдоль зальбандов трещин, как правило, выполненных кальцитом. Пятнистое скарнирование создает своеобразный облик породы, который даже при полном гидротермальном изменении породы указывает на ее первичную долеритовую природу.

В зоне, где брекчии сложены преимущественно обломками только одного вида пород, например, долеритов, скарнирование происходит вяло, только вдоль трещин и по краям обломков или вообще не происходит. Естественно, такие участки не подвергаются оруденению или оно проявляется только в виде выполнения трещин рудными прожилками, цементации обломков и т. п. Обломки алевролитов и песчаников в аналогичных условиях также скарнируются плохо.

*К группе* преимущественно *гранатовых скарнов* относятся разновидности, сложенные обычно крупнозернистым, хорошо ограниченным гранатом, с кальцитом и хлоритом, играющими роль цемента. Скарны очень часто сохраняют унаследованную брекчиевидную структуру, в ядрах граната обычны реликты долерита, минералы которых изменены, но порода сохранила свою структуру, или реликты зерен пироксена.

К этой же группе скарнов относятся разновидности, образовавшиеся по карбонатным породам. Гранаты в них также средне- или крупнозернистые, часто сохраняются реликты первичноосадочной карбонатной породы, местами, а особенно на контакте ее с гранатом, образуются иглообразные и веерообразные выделения хлорита типа клинохлора. Иногда округлые скопления зерен граната обрастают каймой магнетита, что придает породе пизолитоподобный облик.

Второй крупной минеральной группой скарнированных пород, расположенных в основном ниже силла, являются пироксеновые скарны.

*Пироксеновые скарны* в верхней части разреза месторождения встречаются редко и образованы в основном за счет обломков долеритов в литокластических туфах или по некоторым осадочным карбонатным породам, имеющим глинистые примеси. Такие породы протягиваются узкой полосой непосредственно над долеритовым силлом. Они представляют собой кальцифиры, состоящие из мраморизованного карбоната и равномерно, а местами сгустково-почковидно, распределенных в нем мелких кристалликов пироксена. Участками в кальцифирах встречаются агрегаты хлорита в виде звездочек и веерообразных выделений, иногда серпентин, образующий полные псевдоморфозы по неизвестному минералу, вкрапления магнетита.

Однако основную массу пироксеновых скарнов составляют породы, образовавшиеся по долеритам, так как последние занимают своими обломками основной объем рудоносной тектонической зоны в пределах силла, несколько выше его и особенно в зоне, расположенной ниже. При проработке гидротермальными растворами пироксеновых скарнов они переходят в эпидотовые и гранатовые с обильной вкрапленностью и прожилками магнетита.

Выше силла траппов прослеживается скарнирование и боковых вулканогенно-осадочных пород триаса. Здесь скарны развиваются по туфам и полимиктовым песчаникам и частично по базальтам и известнякам.

В тектонических зонах состав брекчий неоднороден по вертикали и во многом зависит от характера боковых пород, подвергшихся брекчированию, с чем связано неравномерное скарнирование и оруденение, отражающееся прежде всего в текстуре руд. В пределах тектонической зоны магнетитовые тела сложены в основном рудами брекчиевидной текстуры, чередующимися с оруденелыми и безрудными скарнами. Рудные тела падают на юг под углом  $70-75^\circ$ , их контакты со скарнами нечеткие и характеризуются переходами от богатых руд во вкрапленные и далее в безрудные скарны.

В некоторых местах, вдоль контакта наблюдается дробление руды, ее лимонитизация и превращение в глиноподобную ожелезненную сыпучку.

Литологическая избирательность процессов оруденения, естественно, проявляется не только в развитии его по брекчированным породам, но и еще более ярко в избирательном характере рудного метасоматоза в коренных боковых породах. Этот метасоматоз неравномерно проявляется по простиранию тектонической зоны, он более интенсивный в ее центральной части и менее интенсивный на флангах, где тектоническая зона маломощна.

В породах нижнепалеозойского структурного яруса наряду с крутопадающими магнетитовыми телами, приуроченными к тектонической зоне, в недислоцированной нижнепалеозойской толще наблюдаются небольшие по мощности и протяженности пластообразные рудные тела, подчиненные общему, почти горизонтальному, залеганию осадочных пород.

В верхнекембрийских отложениях, состоящих в основном из глинисто-мергелистых пород, неблагоприятных для развития рудно-скарновых процессов, оруденение проявлено очень слабо и представлено маломощными магнетитовыми жилками и слабооруденелыми зонами, образовавшимися в трещинках и на контактах пород различного литологического состава, в основном между известково-кварцевыми и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками.

В интенсивно-трещиноватых породах усть-кутской свиты, представленной отложениями песчанико-известковой фации, магнетитовое оруденение развито более интенсивно. Здесь отмечаются пластообразные горизонтальные тела мощностью до 15 м и протяженностью до 180 м, характеризующиеся полосчато-слоистым строением. Рудные тела приурочены в основном к верхней пачке усть-кутских отложений, сложенной известняками, но наблюдаются и в ослабленных зонах, на контакте между породами ордовика и кембрия.

Текстура руд, залегающих в породах кембрия и ордовика, полосчатая, обусловленная чередованием магнетитовых полос с безрудными прослоями. Ширина рудных полосок от 4—5 до 40—50 см, безрудных 10—20 мм. Содержание магнетита в прослоях неравномерное и изменяется от 30—40 до 80—90%.

В тушамских песчаниках (верхнепалеозойский структурный ярус) также наблюдаются небольшие по мощности и протяженности пластообразные магнетитовые тела, залегающие согласно с вмещающими породами.

Небольшие рудные тела залегают также в недислоцированных породах (туфогенных и туфогенно-осадочных) корвунчанской свиты, они имеют пластообразную форму и полого падают на юг под углом 3—5°. Длина тел по простиранию колеблется от 20 до 60 м, при мощности 4—10 м. Контакты рудных тел с вмещающими их туфами неровные, переход в безрудные породы через зону бедных руд постепенный.

Магнетитовые руды, локализованные в «чашеобразной» структуре, имеют специфические черты. Их основная особенность — образование путем метасоматического заме-

щения первичноосадочных карбонатных пород нерюндинской свиты триаса. В связи с различной степенью замещения, зависящей как от характера рудоносных растворов, так и от наличия тех или иных примесей в карбонатной основной массе и ее физического состояния, образовались различные текстурные типы руд, в основном прожилково-вкрапленные, местами с очень большим содержанием магнетита до почти сплошных, с иглоподобными параллельно и веерообразно расположенными пустотами (вероятно, от выщелоченного апатита), частично выполненными серпентинитом. Весьма редко руды имеют слоисто-сланцевую текстуру, по трещинам в них выделяется серпентин, в свою очередь рассекаемый длинными кристаллами клинохлора.

#### ТЕКСТУРЫ. СТРУКТУРЫ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

На месторождении преобладают руды брекчиевидной текстуры, в подчиненном количестве встречаются прожилково-вкрапленные, полосчатые, массивные и оолитовые руды.

Брекчиевидные руды состоят из обломков различных пород (рис. 35). Количество обломков изменяется от 5—10 до 70—80%.

В рудах, залегающих среди туфогенно-осадочных пород триаса, обломки представлены породами серпентин-хлорит-гранатового, кальцит-гранатового и существенно гранатового состава; в незначительном количестве отмечаются обломки измененных базальтов. Размер обломков колеблется от 2—3 мм до 10—12 см в поперечнике (средний размер 5—10 мм); форма изометричная, овально-вытянутая, неправильная. Наблюдаются ленточные формы с извилистыми контурами. Цементирующая масса представлена мелкозернистым агрегатом, сложным магнетитом, кальцитом, хлоритом, серпентинитом, пироксеном, гранатом; иногда наблюдаются биотит, апатит, сфен. Распространены руды брекчиевидной текстуры, в которых магнетит нацело замещает измененные обломки туфов.

Изредка встречаются брекчиевидные магнетитовые руды, в которых обломки представлены только магнетитом (рис. 36). Количество обломков изменяется от 40 до 70%. Размер колеблется от 4×5 мм до 3×4 см. Цементом в них служат кальцит, хлорит, серпентин и мелкие (2—3 мм) обломки магнетита. В рудах, где обломочный материал значительно преобладает, в цементирующей массе присутствуют обломки измененных долеритов величиной от 1×1,5 до 3×3 мм.

В брекчиевидных рудах, залегающих в нижнем структурном ярусе, среди пород ордовика и кембрия, обломки представлены породами пироксенового и пироксен-хлоритового состава с примесью граната, сцементированные магнетитом, хлоритом, серпентинитом, кальцитом. Количество обломков изменяется от 20—25 до 85—90%. Форма изометричная, иногда округлая. Размер колеблется от 2—3 (в поперечнике) до 10×12 мм.

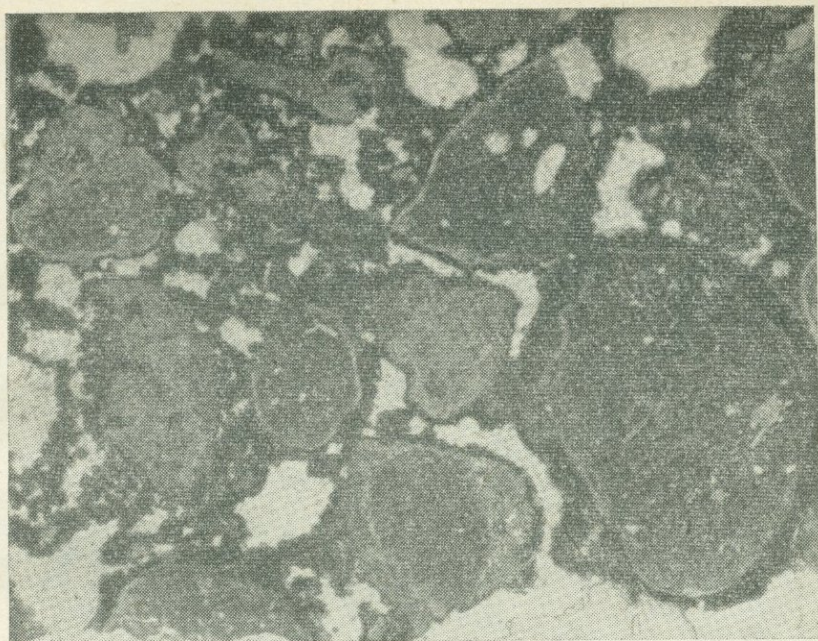


Рис. 35. Брекчиевидная текстура магнетитовой руды. Обломки измененных траппов в хлорит-кальцит-магнетитовом цементе. Нерюндинское м-ние. Аншлиф. Ув. 8. Без анализатора

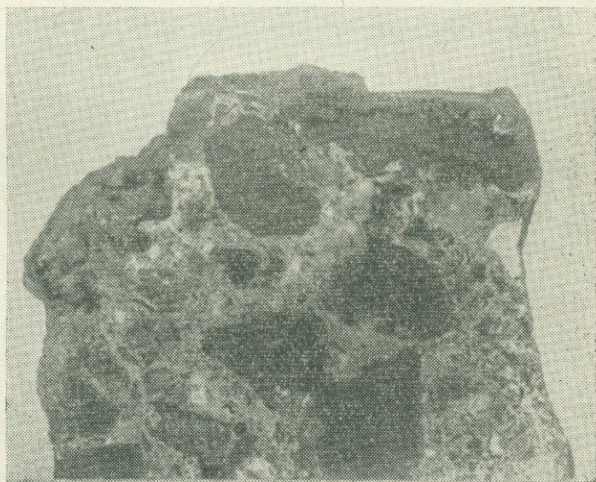


Рис. 36. Брекчиевидная текстура магнетитовой руды. В цементе присутствуют обломки измененных траппов. Нерюндинское м-ние. Штуф. Нат. вел.

Прожилково-вкрапленные руды слагают приконтактные части рудных тел, залегающих в вулканогенно-осадочных породах триаса, где они перемежаются с другими текстурными типами руд — полосчатыми и брекчиевидными. Различно ориентированные прожилки магнетита мощностью от 2—3 мм до 2—2,5 см проникают в скарированные туфы, образуя руды этого текстурного типа. Прожилково-вкрапленные руды характерны для залежей, встречающихся в пределах силла траппов. Магнетит здесь отлагается по раздробленным и измененным долеритам путем заполнения рудной массой промежутков между обломками. Мощность прожилков от 1—2 до 4—5 мм. В местах пересечения более мощных трещин магнетит обособляется в виде гнезд. Вкрапленность магнетита редкая и приурочена главным образом к зальбандам прожилков.

Полосчатые руды распространены в подсилловой залежи в приконтактных частях с силлом долеритов и в пологих рудных телах, залегающих среди скарированных пород кембрия и ордовика. В первом случае полосчатость обусловлена чередованием магнетитовых полосок со слабо измененными долеритами или полосок с различным содержанием магнетита. Ширина магнетитовых полосок 8—20 мм, долеритовых 10—12 мм. В магнетитовых полосках проходят параллельные извилистые серпентиновые полоски шириной от 2—3 до 10 мм. При чередовании полосок с различным содержанием магнетита ширина полосок с богатым содержанием магнетита изменяется от 2—3 до 20 мм (до 2,5 см), с бедным содержанием магнетита составляет 5—8 мм.

Полосчатые руды, залегающие среди пород ордовика, характеризуются чередованием рудных (магнетитовых) и безрудных прослоев. Ширина рудных полосок изменяется от 4—5 мм до 0,4—0,5 м, безрудных — от 10 до 20 мм. Содержание магнетита в полосках колеблется от 30—40 до 80—90%.

В рудах, залегающих среди пород кембрия, чередуются полоски с различным содержанием магнетита шириной от 1—2 до 20 мм. На контакте с вмещающими кембрийскими породами в рудах наблюдается сильная серпентинизация.

Массивные руды сложены мелко- и среднезернистым агрегатом магнетита, характерны для жильных рудных тел, залегающих в зоне дробления, и для подсилловой залежи. В этих телах распространена ориентированно-шестоватая текстура, характеризующаяся образованием шестоватых зерен магнетита и апатита, расположенных перпендикулярно к стенкам трещин.

Оолитовые руды залегают внутри жил (рис. 37). По разрезу они прослеживаются на глубине 150—200 и 1000 м. Размер оолитов изменяется от 5—6 до 10—15 мм. В разрезе наблюдается их зональное строение: чередуются зоны красно-бурого (гематит) и черного (магнетит) цвета. Кроме магнетита присутствуют крупнокристаллический кальцит, хлорит и серпентин. Есть мелкие агрегаты граната. В других участках оолитовые образования мономинеральны и состоят из тонкозернистого магнетита. Цементирую-

щая масса оолитов сложена магнетитом, кальцитом, хлоритом и составляет не более 20%.

В поверхностных горных выработках на месторождении встречены пизолитовые руды, в которых пизолиты приобретают форму додекаэдров, не характерную для магнетита, но отвечающую плотнейшей упаковке, что указывает на сдавливание в процессе их образования.

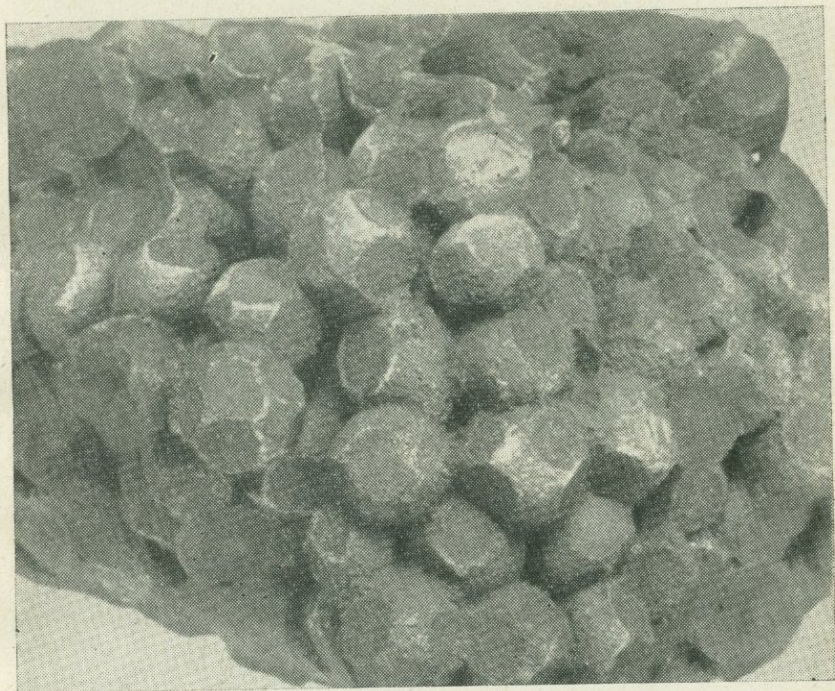


Рис. 37. Оолитовая текстура магнетитовой руды. Нерюндинское м-ние. Нат. вел.

Структуры магнетитовых руд Нерюндинского месторождения характеризуются значительным разнообразием (рис. 38).

Наиболее распространены аллотриоморфнозернистые и пятнисто-аллотриоморфнозернистые структуры, в которых рудные участки сложены идиоморфными зернами магнетита (рис. 38 а). Широко развиты цементно-идиоморфнозернистые структуры, в которых магнетит цементирует обломки измененных пород, и гипидиоморфнозернистые.

Наблюдаются скелетные структуры, в которых корродированные участки зерен магнетита заполнены серпентином или кальцитом (рис. 38 б). Незначительное распространение имеет порфировидная структура, обусловленная, с одной стороны, выделением агрегатов или крупных идиоморфных зерен магнетита среди

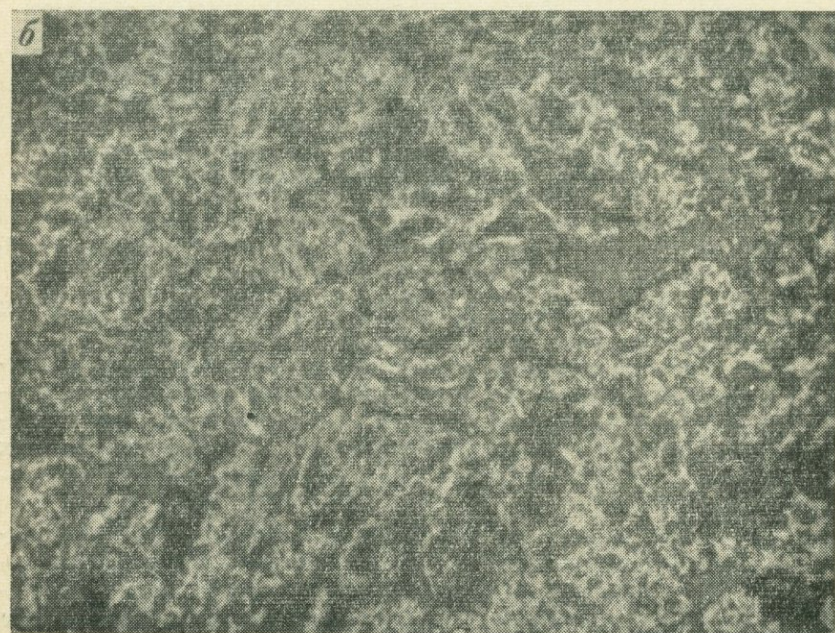
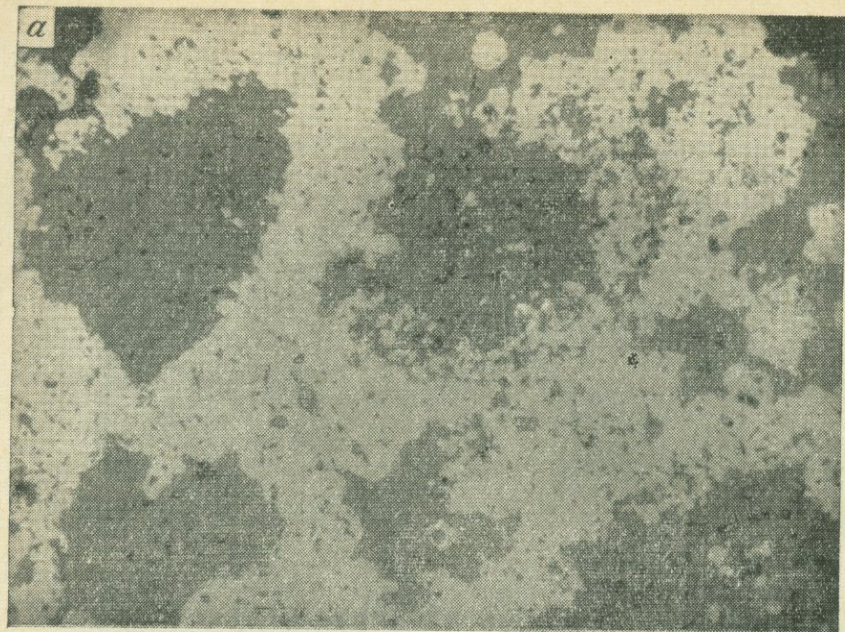


Рис. 38 а, б.

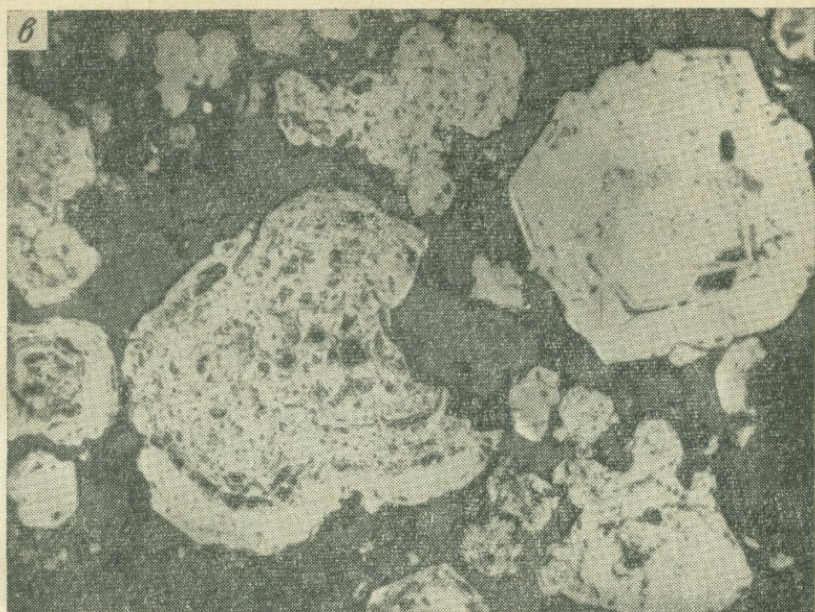


Рис. 38 в, г.

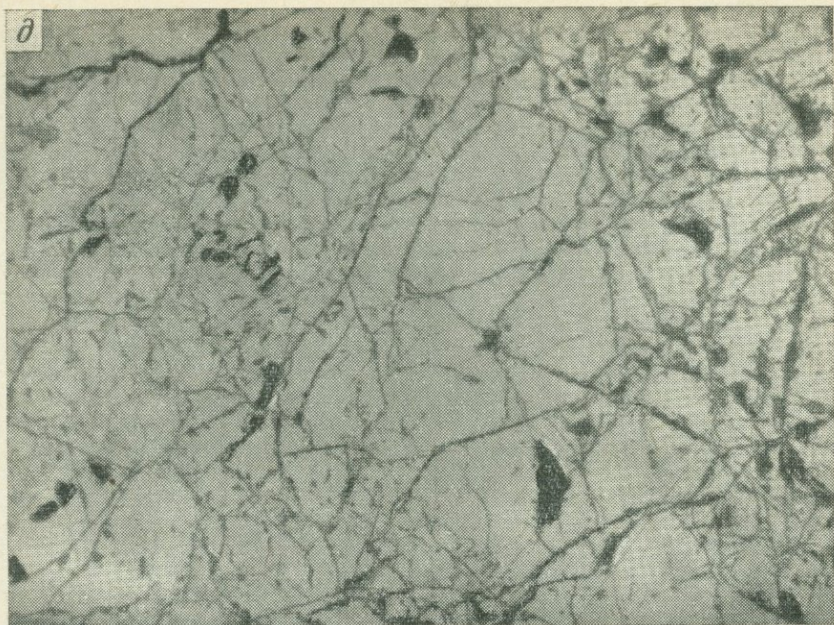


Рис. 38. Структуры магномангнетитовой руды Нерюндинского м-ния. Аншлифы.  
Ув. 70.

*а* — пятнисто-аллотриоморфнозернистая, *б* — скелетная, *в* — порфиroidная, *г* — офитовидная, *д* — структура дробления

мелкозернистой вкрапленности его, а с другой, — замещением крупных зерен граната, имеющих вид порфировых образований среди мелкой рассеянной вкрапленности магнетита (рис. 38 *в*).

Отмечаются концентрически-зональные структуры, где агрегат магнетита сложен зернами с зональным строением (рис. 39). Для жильных рудных тел характерны офитовидные структуры, в которых магнетит изрезан многочисленными включениями апатита и тонкими пластинками хлорита без какой-либо закономерности (рис. 38 *г*), а также катакlastические и ориентированно-катакlastические структуры в зоне дробления (рис. 38 *д*).

Текстурно-структурные особенности руд Нерюндинского месторождения показывают, что их типы отражают первичную текстуру литологических разностей пород, по которым руды образовались.

**Минеральный состав руд и метасоматитов.** Рудные тела независимо от их структурного положения имеют в общем однотипный минеральный состав, хотя по количественному соотношению минералов руды отличаются между собой. Главные нерудные минералы те же, что и в метасоматитах — хлорит, серпентин, пироксен, гранат, кальцит; подчиненное значение имеют биотит, флогопит, эпидот, сфен. Главным рудным минералом является магнетит; присутствуют также гематит, редко пирит и халькопирит.

*Магнетит* выделяется вокруг обломков скарнированных туфопесчаников, цементирует скарнированные обломки траппов, отлагается по трещинкам, образует вкрапленность и слагает агрегаты в рудах подсилловой залежи.

Возрастные взаимоотношения магнетита с другими минералами хорошо устанавливаются во всех его ассоциациях. По отношению к минералам скарнов гранату и пироксену он является поздним.

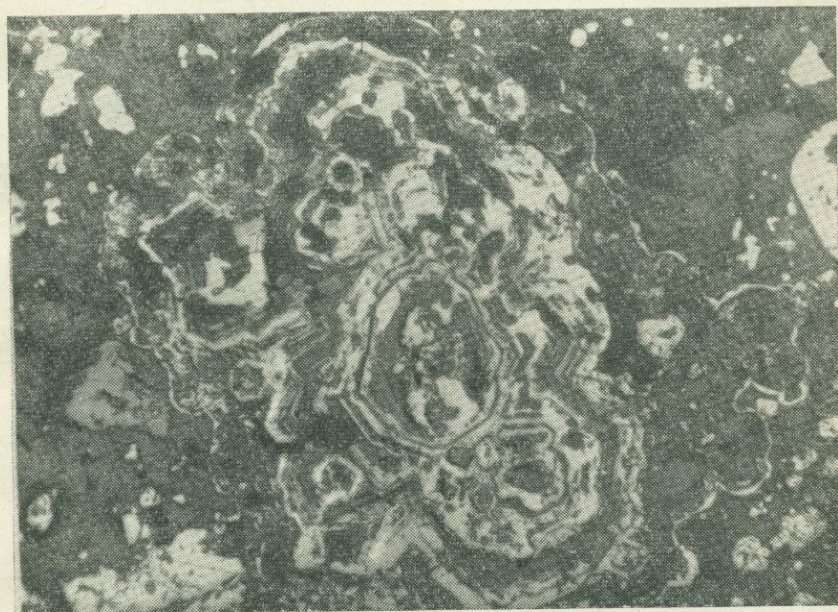


Рис. 39. Концентрически-зональная структура магнетита. Аншлиф. Ув. 120.

Хорошо наблюдается развитие магнетита по гранату с сохранением форм последнего и разъедание магнетитом пироксена. Взаимоотношение магнетита с хлоритом свидетельствует, с одной стороны, о раннем (до хлорита) и, с другой, — о позднем (после хлорита) отложении магнетита, который корродируется или сечется прожилками хлорита, а иногда он сечет хлорит и выделяется в его промежутках. Форма зерен магнетита изометричная, часто с округлыми контурами, напоминающими сферолитовые образования, нередко кристаллографические формы, шестовато-лучистые агрегаты мелких зерен и неправильные формы.

В рудах подсилловой залежи зерна магнетита собраны в агрегаты, вытянутые в цепочки. Неправильные формы обусловлены развитием магнетита между зернами хлорита и по трещинкам в нем, а также развитием тонкочешуйчатых агрегатов кальцит-хлоритового состава и корродированием этими минералами зерен

магнетита. Величина зерен колеблется от тысячных (0,006—0,008) до десятых (0,1—0,3 мм), реже до 2—3 мм (в массивных рудах). Средний размер 0,07—0,08 мм. Поверхность зерен магнетита компактная или микропористая. Магнетит с пористой поверхностью отмечается в полосчатых рудах. Менее порист он в брекчиевидных рудах, из зоны дробления и подсилловой залежи. Пористость наблюдается по периферии или в центральной части зерна.

Часто встречаются зерна зональной структуры, где чередуются зоны магнетита и нерудных минералов. В отраженном свете магнетит серый с сиреневым оттенком с пятнами голубоватого цвета. С иммерсионным объективом (ув. 720) видно, что минерал с голубоватой окраской является маггемитом. Процесс маггемитизации проявляется в виде зон различной величины и формы, пятен, в основном около участков трещиноватости. Изменение магнетита выражено также в мартитизации его, проявленной вдоль крупных трещинок или вокруг пустоток и пор. Иногда устанавливаются оба процесса. При этом маггемит наблюдается в мартите в виде

#### Химический состав магнетитов

Разновидности магнетитов	Номера проб	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	
Магнетиты из жильной магнетитовой руды	9/67	1,20	1,30	67,39	19,57	0,025	0,13	0,96	7,03	
	51/67	1,80	2,25	67,27	17,98	0,13	0,12	1,10	8,23	
	131/67	1,26	0,50	67,67	20,16	0,035	0,15	0,94	7,69	
	378/67	0,80	1,31	65,77	21,13	0,050	0,09	0,82	8,56	
Магнетиты из метасоматической магнетитовой руды	массивная	23/67	1,40	1,24	68,43	19,10	0,039	0,10	0,60	7,61
		141/67	0,48	1,30	67,09	20,55	0,34	0,06	2,60	5,12
		171/67	0,38	1,19	68,37	18,59	0,048	0,02	0,78	8,51
		237/67	1,24	2,38	66,75	21,76	He обн.	0,24	1,01	5,30
	брекчиевидная	167/67	0,60	1,30	71,26	15,44	0,21	0,12	3,20	4,72
		230/67	0,50	4,39	68,58	15,29	0,19	0,57	0,55	6,53
	оолитовая	75/67	0,66	1,65	62,60	17,33	0,35	0,53	5,64	5,84
		19/67	0,26	4,82	71,57	12,74	0,095	0,57	0,89	4,45
	вкрапленно-прожилковая	316/67	0,58	1,67	65,60	19,62	0,37	0,98	1,61	5,32

Аналитики Г. И. Авдеева, С. А. Перлина, К. А. Твердохлебова, ВИМС.

небольших пятен. Окисление, как правило, начинается с периферии зерен магнетита. В некоторых зернах магнетита часто наблюдаются (с иммерсионным объективом) включения минерала, вытянутые в виде цепочек вдоль микротрещинок.

Магнетит из жильных рудных тел не реагирует с соляной кислотой при действии на него в течение 2 мин, через 2,5 мин наблюдается слабое побурение отдельных зерен. Магнетит из руд подсилловой залежи после действия соляной кислотой в течение 2 мин лишь покрывается бурой пленкой. Участки сплошного магнетита из брекчиевидных руд и полосчатых руд тектонической зоны при действии соляной кислотой в течение 2 мин обнаруживают мелкозернистое строение. Магнетит больших глубин (500—600 м) частично растворяется после действия соляной кислотой в течение 1 мин. При этом растворяется или центральная часть, или отдельные зонки зерна.

Химический состав магнетитов Нерюндинского месторождения приводится в табл. 14. Содержание  $Fe_2O_3$  в магнетите изменяется

Таблица 14

Нерюндинского месторождения, %

MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ni	Co	S <sub>общ</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма
0,35	0,12	0,06	0,02	0,0003	0,0006	0,05	0,32	0,10	99,58
0,30	0,11	0,08	0,02	0,0005	0,0005	0,05	0,12	0,28	99,84
0,24	0,20	0,09	0,03	0,0003	0,0005	0,05	0,50	0,10	99,62
0,27	0,16	0,08	0,02	0,0005	0,0007	0,05	0,10	He обн.	99,21
0,036	0,16	0,10	0,02	0,0004	0,0005	0,05	0,22	He обн.	99,11
0,19	0,15	0,07	0,02	0,0012	0,0011	0,05	0,52	1,46	100,00
0,60	0,14	0,07	0,02	0,0003	0,0008	0,05	0,32	He обн.	99,08
0,25	0,07	0,03	0,06	0,0003	0,0005	He обн.	0,46	He обн.	99,55
0,032	0,14	0,10	0,02	0,0005	0,0004	0,05	0,56	2,74	100,49
0,034	He обн.	0,08	0,03	0,0120	0,0027	He обн.	0,50	2,78	100,04
0,40	0,17	0,07	0,02	0,0009	0,0011	0,05	0,88	3,23	99,42
0,54	0,07	0,08	0,03	0,0048	0,0920	He обн.	0,14	3,26	99,60
0,044	0,04	He обн.	0,03	0,0009	0,0007	He обн.	0,65	3,23	99,74

от 60,6 до 71,57%, что свидетельствует о частичном его окислении. Изучение под микроскопом показывает, что в магнетитах обычно присутствуют микровключения серпентина, хлорита, кальцита. В связи с этими механическими примесями в минеральной фракции установлено наличие кремнезема, который преимущественно связан с серпентином. С хлоритом может быть связана часть устанавливаемого глинозема и магнезия.

Содержание обнаруженных химическими анализами компонентов не выдержано. Так, например, содержание в магнетите  $MgO$  в метасоматических массивных рудах колеблется от 5,12 до 8,51% (ср. 6,63% по 4 анализам), в брекчиевидных рудах от 4,45 до 6,53% (ср. 5,37% по 5 анализам), а в массивных рудах из жильных рудных тел — от 7,03 до 8,56% (ср. 7,87% по 4 анализам). Отличаются магнетиты и по содержанию глинозема: в магнетитах из брекчиевидных руд глинозема содержится от 1,30 до 4,82% (ср. 2,75%), в магнетитах из массивных метасоматических руд от 1,19 до 2,38% (ср. 1,52%), в магнетите массивных руд из жильных тел от 0,50 до 2,25% (ср. 1,36%). Содержание фосфора несколько выше в магнетите брекчиевидных руд. Обращает на себя внимание высокое содержание  $CO_2$  в магнетите брекчиевидных и оолитовых руд, даже в пробах с небольшим количеством кальция. Это указывает на присутствие в этих магнетитах микровключений железистого или магнезиального карбоната. Обычной примесью в магнетитах является титан, количество которого колеблется от 0,025 до 0,35%. Присутствие марганца установлено в массивных рудах — десятые доли процента.

По микроэлементам — ванадию и цинку, содержащихся в вышекларковых количествах, наблюдается сходство магнетитов Нерюндинского, Тагарского и Беряμβинского месторождений. В магнетитах первых двух месторождений в вышекларковых количествах содержится никель. В магнетитах Беряμβинского месторождения его содержание на порядок ниже. По данным спектрального анализа вышекларковые содержания меди устанавливаются в магнетитах Нерюндинского, Беряμβинского месторождений и в магнетитах из апокарбонатных руд Тагарского месторождения. В вышекларковых количествах галлий присутствует в магнетитах Тагарского и Беряμβинского месторождений, а в магнетитах Нерюндинского месторождения он отмечается в тысячных долях процента.

*Пироксен* присутствует в брекчиевидных рудах и скарнах, образованных по туфопесчаникам и долеритам. Распространен он неравномерно. В больших количествах присутствует в брекчиевидных рудах зоны дробления, залегающей ниже силла долеритов, и в рудах подсилловой залежи. Он замещает обломки долеритов и присутствует в цементирующей массе. Форма зерен пироксена в обломках изометричная, размер колеблется от тысячных до десятых долей миллиметра. В цементе пироксен имеет в основном короткопризматическую форму иногда с пирамидальными концевыми гранями. Величина зерен изменяется от сотых до десятых долей миллиметра. Окраска минерала как в обломках, так и в цементе светло-зеленоватая, плеохроизм очень слабый. Изменения выражены в серпентинизации и кальцитизации.

В скарнах, образованных по вулканогенно-осадочным породам триаса (выше силла долеритов), пироксен не имеет широкого распространения. Ниже силла долеритов пироксен является главным минералом скарнов. По времени образования устанавливаются два пироксена: более ранний, образованный до граната, наблюдается в незначительных количествах; основная масса пироксена выделилась несколько позднее граната.

Показатели преломления пироксенов изменяются:  $n_g = 1,686—1,700$ ;  $n_p = 1,672—1,680$ ;  $n_g - n_p = 0,018—0,022$ . Эти константы характерны для моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда.

*Гранат* — широко распространенный минерал как руд месторождения, так и метасоматических пород. Наибольшее развитие он имеет в скарнированных туфопесчаниках и в брекчиевидных рудах зоны дробления, залегающей выше силла долеритов. Под микроскопом наблюдаются три разновидности граната, различающиеся по цвету; бесцветный, зеленовато-желтый и розовато-бурый. Наибольшее распространение имеют две первые разновидности, часто присутствующие вместе. Розовато-бурый гранат отмечается в небольших количествах и присутствует в виде пятен в зернах бесцветного граната, обычно в центральных частях их. Гранат образует крупные зерна размером от 0,1 до 1—2 мм или их агрегаты. Форма зерен изометричная, округлая, иногда с кристаллографическими контурами. Наблюдаются анизотропные гранаты, обычно в виде зон в изотропном гранате. Крупнозернистый гранат образуется при скарнировании туфогенных пород.

При скарнировании обломков базальтов образуется мелкозернистый агрегат граната, иногда с сохранением реликтов базальтовой структуры. Окраска его чаще зеленовато-желтая. Наблюдается зональное строение, обусловленное чередованием зеленовато-желтых и бесцветных зон. Гранат замещается пироксеном, эпидотом, кальцитом, агрегатом тонкочешуйчатого зеленого хлорита и магнетитом. Неоднородность химического состава даже в одном зерне граната, выраженная в зональной окраске его, и сложные изменения вторичными продуктами не позволили отобрать чистую пробу для определения химического состава граната. Поэтому характеристика их дается на основании показателя преломления и рентгеноструктурных данных (табл. 15).

Показатель преломления гранатов зависит от окраски минерала: наименьший у бесцветных, выше у желто-зеленых (кальциево-железистых) и наибольший — у розовато-бурых (титано-железистых) гранатов.

Рентгеноструктурный анализ показывает, что гранаты относятся к гроссуляр — андрадитовому ряду. Межплоскостные расстояния  $a = 11,90—11,97 \pm 0,01$  и  $a = 12,07 \pm 0,01$  соответствуют смеси гроссуляра и андрадита с преобладанием андрадитовой составляющей.

*Везувиан* отмечается спорадически, но в некоторых участках образует зоны мощностью 0,1—0,3 м. Он присутствует в скарнах вместе с гранатом и наблюдается в рудах. Выделяется в виде

## Показатели преломления гранатов Нерюндинского месторождения

Тип минерализованной зоны	Порода	Цвет граната	Показатель преломления
Тектоническая зона в туфогенных породах триаса	Кальцит-хлорит-гранатовый скарн	Бесцветный	1,712
	Гранатовый скарн	Бесцветный с пятнами розовато-бурого	1,775
Силл долерита	Кальцит-гранат-хлоритовая порода с пироксеном	Бесцветный с зеленовато-желтыми участками	1,783
Тектоническая зона в туфогенных породах триаса	Пироксен-хлорит-гранатовый скарн	Розовато-бурый	1,803
	Пироксен-магнетитовая руда	Бесцветный анизотропный	1,815
Тектоническая зона в породах нижнего ордовика	Брекчиевидная руда по брекчии траппов, пироксен-кальцит-магнетитовая	Зеленовато-желтый	1,818
	Пироксен-гранатовый скарн	Розовато-бурый	1,820

крупных зерен размером до 1—2 мм, чаще всего в виде агрегатов. Зерна бесцветные, изометричной и короткостолбчатой формы. Интерференционная окраска зерен буроватая с пятнами. Интерференция аномальная в густо-синих цветах. Наблюдается секториальное разделение зерен на симметричные поля с образованием структуры песочных часов. Показатели преломления везувиана изменяются:  $n_g = 1,710—1,714$ ;  $n_p = 1,702—1,708$ ;  $n_g - n_p = 0,006—0,008$ . Спектральный количественный анализ показывает содержание в нем до 1% бора.

В химическом составе везувианов кальций изменяется в небольших пределах (31,50—36,60). Значительные колебания имеются в содержании  $Fe^{+3}$  — от 2,4 до 15,9%.

*Эпидот* распространен в породах и рудах, в скарнах различного состава, в песчаниках и аргиллитах. Выделяется в виде крупных зерен, агрегатов и крупных обособлений. Форма зерен вытянутая, широколатитчатая. На отдельных разрезах наблюдается спайность вдоль длинной оси. Цвет минерала желтовато-зеленоватый. Зерна окрашены неравномерно: отмечаются светло- и густоокрашенные участки. Плеохроизм от светло-желтого по  $Np$  до желтовато-зеленоватого по  $Ng$ . В туфах присутствует эпидот, образующий мелкозернистые агрегаты. Цвет густо-зеленый, некоторые зерна зональные: густоокрашенные в центре и бесцветные в краевых частях. Иногда окраска пятнистая. В скарнированных туфах вместе с эпидотом присутствует клиноцоизит. В шлифе бесцветен. Двупреломление низкое. В некоторых разрезах крупных

зерен наблюдаются серо-синие и желтовато-бурые цвета интерференции, в других — желтые и оранжево-желтые и агрегатное угасание. Эпидот замещается хлоритом и кальцитом.

*Хлорит* широко распространен, входит в состав скарнированных пород и руд, где его присутствие устанавливается во всех текстурных типах. Характеристика хлорита приводится преимущественно на основании оптических констант, определенных в иммерсионных жидкостях с использованием диаграмм, составленных Винчеллом (1953), и рентгеноструктурных определений. Результаты изучения хлорита даны в табл. 16. Устанавливается хлорит, выделившийся по времени близко с магнетитом и хлорит поздний, секущий магнетит.

Хлорит развивается по пироксенам и гранатам, иногда нацело замещая отдельные участки, сложенные пироксеном, по трещинкам и пустоткам отлагается в гранате. В туфогенных породах хлорит замещает стекло. Он имеет светло-зеленый цвет и выделяется в виде тонкочешуйчатого агрегата. В скарнах и рудах хлорит имеет пластинчатые формы, по составу является магнезиальным и относится к пеннин — клинохлоровому ряду. В рудах, залегающих среди скарнированных пород кембрия, устанавливается магнезиально-железистый хлорит. Он образует пластинки, собранные в лучистые агрегаты. Под микроскопом слабо плеохроирует в желто-буроватых тонах. В отдельных участках пластинок наблюдаются буроватые цвета интерференции. В оолитовых рудах присутствует железистый прохлорит бурого цвета в виде тонких пластинок с игольчатыми концевыми гранями.

Хлорит, развивающийся по флогопиту, образует короткопризматические, бесцветные пластинки, со слабо-синеватыми цветами интерференции, характерные для железистых хлоритов. Рентгеноструктурный анализ показывает принадлежность его к железисто-магнезиальной разновидности.

Описанные хлориты корродируются и секутся прожилками и замещаются плотным тонкочешуйчатым агрегатом хлорита зеленого цвета, который выделяется также по трещинкам в магнетите.

Хлорит из руд, залегающих непосредственно в силле и в катских песчаниках, является клинохлором (по рентгеноструктурному определению). В отличие от описанных он содержит пылевидную вкрапленность рудного минерала, представленного гематитом. Местами она настолько обильна, что хлорит приобретает красно-бурый оттенок. Кроме клинохлора в рудах силла отмечается пеннин с характерными аномально синими цветами интерференции.

*Серпентин* распределяется неравномерно в породах и рудах месторождения. Находится в ассоциации с хлоритом. Минерал зеленовато-желтого цвета, иногда бесцветный. По рентгеноструктурным данным относится к хризотилу.

*Флогопит* наблюдается редко, количество его как в породах, так и в рудах невелико. Выделяется в виде пластинок, иногда собранных в небольшие агрегаты. Бесцветный, с высокими цветами интерференции. Угасание прямое.

## Оптические константы и свойства хлоритов

Тип минерализованной зоны	Породы	Форма и размер	Плеохроизм	Показатели преломления		
				$n_g$	$n_p$	$n_g - n_p$
Дайка на глубине 1013 м	Прожилок в долеритах	Крупнопластинчатый, размер 0,1—1,5 мм	Светло-зеленый до бесцветного	1,571	1,566	0,005
Тектоническая зона в породах карбона	Пироксен-хлорит-магнетитовая руда	Пластинки размером 0,01—0,1 мм	Бесцветный	1,572	1,567	0,005
Тектоническая зона в туфогенно-осадочных породах триаса	Пироксен-гранатовый скарн с кальцитом	Мелкие пластинки размером 0,05—0,1 мм	От слабо-зеленоватого до бесцветного	1,574	1,568	0,006
	Пироксен-хлорит-гранатовая	Крупные пластинки, собранные в лучистые агрегаты	Бесцветный	1,575	1,570	0,005
Туфобрекчия на контакте с силлом долерита	Хлоритизированные туфобрекчии	Тонкочешуйчатые агрегаты	Слабый до светло-зеленого	1,576	1,572	0,004
Тектоническая зона в туфогенно-осадочных породах триаса	Пироксен-хлорит-магнетитовая руда	Пластинки размером 0,03—0,1 мм	Слабо-зеленоватый до бесцветного	1,579	1,575	0,004
Тектоническая зона в кембрийских породах	Магнетит-хлорит-пироксеновая	Пластинки, собранные в лучистые агрегаты	Бесцветный	1,579	1,573	0,006

*Биотит* наблюдается часто в породах и рудах, но широкого распространения не имеет. Выделяется в виде отдельных пластинок и тонкочешуйчатых агрегатов. Присутствует вместе с хлоритом, которым замещается. Минерал зеленого цвета, с резким плеохроизмом: темно-зеленый по *Ng* и светло-желтый по *Np*. Угасание прямое.

*Апатит* довольно распространенный минерал, но в основном он присутствует в жильных рудных телах. Взаимоотношение апатита с магнетитом свидетельствует, с одной стороны, о раннем его выделении, так как наблюдается развитие магнетита по апатиту, а с другой, оба эти минерала близки по времени, поскольку в жильных телах апатит вместе с магнетитом образует ориентированно-шестоватые агрегаты.

Карбонаты представлены кальцитом, железистым доломитом, сидеритом, магнезитом.

*Кальцит* присутствует в рудах и метасоматитах. В рудах он ассоциирует с магнетитом, выделяется в промежутках между зернами магнетита, в прожилково-вкрапленных рудах, образует прожилки мощностью 0,5—1 мм, секущие магнетит, замещает и сечет зерна апатита и хлорита. Кальцит образует крупнозернистые агрегаты, цвет минерала серый, поверхность чистая, лишь изредка внутри кристаллов кальцита наблюдается пылевидная вкрапленность непрозрачного минерала, распределенного в них зонально. Термический анализ показывает присутствие органики в кальците.

*Железистый доломит* присутствует в рудах, залегающих под «чашечной» структурой. Устанавливаются две разновидности железистого доломита, отличающиеся по рельефу и окраске. Более ранний доломит буровато-серого цвета, с высоким рельефом, содержит мелкую вкрапленность магнетита. Вторая разновидность образует более крупнозернистый агрегат серого цвета. Оба карбоната имеют изометричную форму зерен с ромбовидными сечениями. Присутствие железистых доломитов подтверждается термическим анализом.

В рудах вблизи поверхности обнаружен *сидерит*. Он образует сплошные зернистые агрегаты, в которых чередуются зоны чистого карбоната с зонами, насыщенными гидроокислами железа. Термограмма этого карбоната характерна для сидерита.

*Магнезит* обнаружен в измененных тушамских песчаниках вместе с кальцитом и гетитом. Его присутствие фиксируется эндотермическим эффектом при температуре 635°.

**Стадии минералообразования.** На основании изучения взаимоотношений отдельных минеральных ассоциаций на месторождении выделяются три этапа:

I — скарновый; II — рудный; III — послерудный (хлорит-кварц-карбонатный). Два первых этапа протекали непрерывно, но на рудном этапе имели место подвижки с дроблением уже образованных руд и обрастанием обломков магнетитом. Послерудный этап протекал после тектонических подвижек.

I. *Скарновый высокотемпературный этап.* С ним связано обра-

зование скарновых пород пироксенового, пироксен-гранатового и гранатового состава. В образовании и размещении скарнов ведущая роль принадлежит вмещающим породам. Гранатовые скарны образовались в основном при взаимодействии скарнирующих растворов с туфопесчаниками, туфоаргиллитами и туфоалевролитами. Воздействие скарнирующих растворов на породы основного состава (долериты, базальты) привело к образованию пироксеновых скарнов.

Интенсивность скарнообразования уменьшается по мере удаления от зоны тектонического нарушения. На расстоянии 10—40—50 м от зоны нарушения наблюдаются гидротермальные изменения пород, лишь иногда с незначительной вкрапленностью граната. Изменения пород на Нерюндинском месторождении, как и на других месторождениях магномангнетитовой формации Сибирской платформы (Тагарском и Коршуновском), характеризуют пространственную горизонтальную зональность, которая проявилась в разности высокотемпературной ассоциации минералов в рудной зоне и по краям сменяется более низкотемпературными ассоциациями.

Взаимоотношения минералов скарнов не всегда четко проявлены. В редких случаях можно наблюдать замещение и пересечение пироксена гранатом. Наиболее распространенным минералом является гранат. Образование его происходило при изменении концентрации в растворе кальция, железа и титана, что выразилось в зональном строении зерен от желто-зеленого до бесцветного (чаще по периферии). Состав граната изменяется (в зонах) от андрадит-гроссуляра до почти чистого андрадита. В центре зерен часто присутствует меланит, окрашенный в красновато-бурый цвет. Очевидно, по времени близко к гранату образуются и везувиан.

II. *Рудный этап.* На стадии кальциево-магниевого метасоматоза происходило выделение значительных количеств пироксена диопсид-геденбергитового ряда, заполнивших промежутки между зернами граната; агрегаты пироксена, вытянутые в цепочки, секут гранатовые участки. Отложение гидротермального пироксена происходило при общем повышенном потенциале в растворе кальция, а также железа и магния. Кальций и железо оставались активными и на последующих ступенях гидротермального процесса, концентрируясь в минералах группы эпидота. Эпидот отлагался между зернами граната и замещал пироксен.

За кальциевым метасоматозом следует магниевый. Последовательная смена кальциевого метасоматоза магниевым сопровождается отложением хлорита и замещением им эпидота и пироксена. К концу этапа растворы приобрели щелочной характер, что нашло отражение в образовании флогопита.

Следующая стадия — в основном рудная минерализация. На этой стадии резко возросла концентрация железа в растворе. Отложение магнетита носило, очевидно, пульсационный характер, выраженный в образовании чередующихся рудных и нерудных зон в зернах магнетита. Для начала процесса характерно образование магнетита в виде вкрапленности среди пироксена, который он

частично замещал. Затем происходило выделение магнетита близко одновременное с хлоритом и отложение основной массы его после хлорита.

III. *Послерудный этап.* Протекал после тектонических подвижек. Происходило метасоматическое замещение ранее образовавшихся минералов и выполнение мелких трещин. Продолжалось отложение хлорита, цементирующего и замещающего магнетит. Образовались прожилки хлорита, иногда в ассоциации с кальцитом. Растворы приносили кальций, магний, а также незначительное количество серы и железа, вошедших в состав пирита. На последних ступенях этапа началось усиленное выделение из растворов кальция и замещение кальцитом ранее образовавшихся минералов, а также выделение кремнезема.

В конечном итоге на отдельных небольших участках образовались существенно карбонатные и окварцованные породы среди вулканогенно-осадочных пород, а также жильные образования кальцита мощностью от 0,5 до 1 м. В тектонической зоне до глубины 200 м наблюдаются окварцованные участки и маломощные прожилки, сложенные кварцем и аметистом. С этим этапом связан и незначительный привнос элементов высокого атомного номера с большим радиусом ионов, например ртути в виде киновари.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНОМАГНЕТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

### 1. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В главе III были рассмотрены региональные тектонические факторы, контролирующие размещение магномангнетитового оруденения. Отмечалось, что железорудные месторождения располагаются на окраинах и сочленениях платформенных структур первого и второго порядков, к которым, как правило, приурочены глубинные и региональные разломы, сопровождаемые дизъюнктивами высших порядков. Ослабленные зоны разломов служили путями подъема с глубины скарнирующих и рудоносных растворов, сформировавших месторождения. Железорудные поля контролируются складчатыми структурами третьего порядка — горст-антиклиналями и грабен-синклиналями, брахиструктурами, локальными антиклинальными поднятиями и т. д. Примером их являются Кодинская, Агалеевская, Коршуновская, Литвинцевская, Тубинская, Нерюндинская и другие структуры, к которым приурочены железорудные месторождения.

Сами железорудные месторождения в пределах рудных полей локализуются в наиболее ослабленных зонах, обычно приуроченных к структурам четвертого порядка — мелким складкам и флексурным перегибам слоев, усложняющим основные складчатые структуры. Складчатость высших порядков сопровождается многочисленными дизъюнктивами различных направлений, обуславливающих мелкоблоковую тектонику рудных полей и самих месторождений.

Строение месторождений и морфология рудных залежей определяются структурными факторами высших порядков и литологией вмещающих пород, чем обусловлены чрезвычайно разнообразные структурно-морфологические формы локализации железоруденения в осадочном чехле платформы.

Большинство предыдущих исследователей рудолокализирующие структуры месторождений относили к типу диатрем — древних вулканических аппаратов и «трубок взрыва». В качестве доказательств приводились следующие положения.

1. Изометричная (до эллипсовидной) в плане и воронкообразная и цилиндрическая форма месторождений в вертикальном разрезе.

2. Наличие у «трубок» близ поверхности компенсационных прогибов — воронок, где вмещающие осадочные породы имеют наклон-

ное залегание, направленное к центру вулканических аппаратов. При этом допускается выброс в больших количествах материала из «трубок взрыва» и обрушение в образующуюся воронку прилегающих осадочных пород.

3. Выполнение полостей «трубок» туфогенными образованиями и трапповыми агломератами, позднее нацело скарнированными и оруденелыми.

Результаты геологоразведочных работ последних лет и структурное изучение месторождений позволяет отказаться от такой упрощенной трактовки рудовмещающих структур. В действительности они имеют различное происхождение и многообразны по морфологическим особенностям. В настоящее время известно большое количество месторождений, форма которых, даже по чисто внешним признакам, не может приниматься за трубкообразную. «Компенсационные прогибы» на большинстве месторождений (Тагарское и другие) отсутствуют вообще, а там, где наблюдается наклонное к центру месторождений залегание осадочных пород, это объясняется приуроченностью месторождений к брахисинклинальным складкам высших порядков (Коршуновское месторождение). Кроме того, трудно допустить, чтобы при образовании «воронок» имел место выброс в больших количествах материала вмещающих пород при взрывообразном прорыве вулканических газов. Более вероятно, наоборот, образование вулканических конусов и вспучивание пород, вследствие их разрыхления при взрыве.

Что касается пирокластической природы брекчий, выполняющих каналы и воронки «трубок взрыва», то их отнесение к туфобрекчиям, туфам и агломератам неоправданно. Подобные образования даже при детальном петрографическом исследовании месторождений не были достоверно установлены. Трудно согласиться, что при предполагаемом широком их развитии среди образований «трубок взрыва» они не могли сохраниться, будучи полностью замещенными скарново-рудными породами при формировании месторождений. С другой стороны, последовавшие за взрывом внедрение основной магмы и цементация ею «брекчий взрыва» должны были привести к закупорке каналов «трубок взрыва», а это вряд ли могло способствовать столь интенсивному проявлению метасоматических процессов в этих структурах.

В соответствии с характером рудовмещающих структур платформенного чехла выделяются следующие **основные структурно-морфологические типы магнетитовых месторождений** южной части Сибирской плиты.

1. Крутонаклонные жило-линзо- и столбообразные скарново-рудные зоны (Тагарское, Коршуновское и Нерюндинское месторождения).

2. Наклонные жило-линзообразные рудные тела древних эрозионно-тектонических впадин (Рудногорское, частично Коршуновское и Нерюндинское месторождения).

3. Пологозалегавшие линзо-пластообразные рудные зоны (Питовое, подсилловая рудная залежь Нерюндинского месторожде-

ния, Зиргули, северный фланг Коршуновского месторождения и другие).

4. Наклонные скарново-рудные зоны, залегающие согласно с вмещающими осадочными породами (Огненское, Таловское, Правобережное и другие месторождения).

5. Жилы магнетита субвертикального залегания.

Большинство месторождений, в том числе и наиболее крупные из известных, относятся к первому типу. Структура этих месторождений и морфология рудных тел определяются их приуроченностью к субвертикальным разломам. Последние обычно сопряжены с антиклинальными и реже синклинальными складками. В ослабленных зонах породы претерпели интенсивное дробление с образованием тектонических брекчий, в которых впоследствии произошло скарнирование и рудоотложение. Определяющая в рудолокализации роль разломной тектоники обусловила в целом столбо-жилообразную форму скарново-рудных зон. Сами рудные тела чаще всего вытянуты по простиранию и падению рудовмещающих структур. В центральной части, в зоне предполагаемых рудоподводящих каналов, рудные тела имеют столбообразную форму (Коршуновское месторождение).

Второй структурно-морфологический тип в большинстве случаев не имеет четкого пространственного разграничения с первым. Наблюдается их совмещение в пределах одних и тех же месторождений (Нерюндинское и Коршуновское месторождения). Вероятно, разнородный обломочный материал, широко развитый в рудовмещающих структурах этих месторождений, имеет полигенное происхождение, т. е. образовался как при осадконакоплении в древних эрозионно-тектонических впадинах докарбонového возраста, так и тектоническим путем — при дроблении и брекчировании пород в зонах разломов и складчатости высших порядков. Для рудных залежей этого структурно-морфологического типа характерны жи́ло-линзообразная форма, крутое падение и сопровождающие их пологозалегающие рудные тела.

К третьему структурно-морфологическому типу относятся месторождение Пихтовое и подсилловая рудная залежь Нерюндинского месторождения, а также Зиргули, предположительно Лучик и другие менее изученные месторождения Маньзинского железорудного района. Скарново-рудная зона Пихтового месторождения имеет пологонаклонное (до горизонтального) залегание и приурочена к контакту ниже-среднекембрийских известняков и доломитов с перекрывающим их терригенно-карбонатными породами эвенкийской свиты верхнего кембрия и песчаниками тушамской свиты нижнего карбона. Верхнекембрийские отложения в основном были денудированы в дотушамское время и сохранились лишь в виде реликтов. Положение и морфология скарново-рудной зоны месторождения определяются экранирующим воздействием существенно терригенных пород нижнего карбона.

Сходную структурную позицию занимает оруденение на участке Нижне-Тагарского месторождения, где залежь сильно вывет-

рельефных окисленных железных руд располагается на контакте между известняками кембрия и несогласно перекрывающими их песчаниками карбона. Наличие среди рыхлых окисленных руд мелких обломков магнетита ориентированно-шестоватой текстуры может указывать на существование крутопадающих жильных рудных тел, сформировавшихся в зоне разлома — рудоподводящего канала.

На Нерюндинском месторождении на границе тушамской и корвунчанской свит располагается силл траппов горизонтального залегания. Под трапповым экраном среди подстилающих их песчаников тушамской свиты образовалась крупная пластообразная залежь магнетитовых руд мощностью до 40 м. Подсилловая рудная залежь непосредственно соединяется с крутопадающими рудными телами, сформировавшимися в субширотной тектонической зоне. Такая связь двух структурно-морфологических типов оруденения наблюдается и на других месторождениях. Например, на Коршуновском месторождении основные жило-столбообразные рудные тела сопровождаются на северном фланге пологонаклонной пластообразной рудной залежью, образовавшейся путем послонного избирательного рудозамещения существенно карбонатных пород. На это указывает согласное залегание рудных прослоев и вмещающих осадочных пород при их частом чередовании. Существенно терригенные породы мамырской и братской свит выступают в роли локальных экранов для оруденения.

В Маньзинском железорудном районе предполагается широкое развитие пологозалегающих рудных залежей. На месторождении Зиргули среди мраморизованных ниже-среднекембрийских известняков в результате послонного рудозамещения образовались мало-мощные согласные тела вкрапленных магнетит-кальцитовых руд. На слабо изученной магнитной аномалии Водораздельная бедное оруденение локализуется среди карбонатных пород под крышкой из мергелисто-аргиллитовых отложений верхнего кембрия.

В районе также следует ожидать обнаружения «слепых» подсилловых рудных залежей. На это указывает пространственная близость к трапповым силлам ряда относительно слабых, но имеющих рудную природу магнитных аномалий (Юбилейный участок).

Четвертый структурно-морфологический тип также весьма распространен. Обычно наклонные и согласные залегающие с вмещающими породами рудные залежи этого типа образовались путем послонно-избирательного рудозамещения определенных литологических разностей пород. Структурно залежи приурочены к ослабленным зонам, образовавшимся при сложных складчато-разрывных деформациях слоистых осадочных толщ. Наиболее благоприятны для локализации руд этого морфологического типа крылья мелких складок приразломного характера, осложненные флексурными перегибами. Структуры этого типа преимущественно образуются в сравнительно «жестких» карбонатных породах кембрия и ордовика. В участках резких перегибов слоистые осадочные породы испытывают дробление с образованием брекчий и сильно трещиноватых зон, в которых затем и произошло метасоматичес-

кое рудоотложение. Типичными примерами месторождений этого типа служат Огненное, Таловское и Правобережное в Среднем Приангарье. Наклонные «залежи — апофизы» магнетитовых руд иногда сопровождают и крутопадающие рудные тела, контролируемые зонами разломов (Тагарское и Коршуновское месторождения).

Жилы (пятый тип) лишь сопровождают оруденение других морфологических типов, а на отдельных месторождениях практически отсутствуют. Размеры жильных тел и их ориентировка в пространстве самые различные. В большинстве случаев они имеют крутое, до вертикального, залегание, а их мощность составляет первые метры при длине в первые сотни метров. Жильный магнетит завершает процесс рудоотложения на месторождениях, а сложенные им тела локализовались в различных трещинах и полосках, связанных с внутрирудными тектоническими нарушениями.

Если структурными факторами преимущественно определяются положение и морфологические особенности месторождений, то литологический контроль в основном влияет на положение, морфологию и вещественный состав рудных залежей. Вмещают месторождения разнообразные породы платформенного осадочного чехла и интрузивные траппы. Наиболее благоприятны для скарново-рудного замещения брекчированные карбонатные отложения кембрия, терригенно-карбонатные породы ордовика и обломочный материал древних эрозионно-тектонических впадин; менее благоприятны — терригенные отложения перми и туфогенные образования триаса. Траппы, песчаники и аргиллиты карбона, а также массивные интенсивно мраморизованные разности известняков и доломитов кембрия слабо подвергаются рудному замещению, и поэтому нередко выступают в роли «экрана» для оруденения.

Месторождения контролируются разломами и ослабленными зонами в участках вторичной складчатости и флексур, по которым происходила циркуляция гидротермальных растворов. Инфильтрационный процесс в пределах рудоподводящих структур сочетался с диффузионным метасоматозом в контактах литологически разнородных пород — траппов, песчаников и аргиллитов с известняками. Наиболее интенсивно диффузионный метасоматоз протекал в брекчиевидных и обломочных породах с различным литологическим составом обломочной фракции и цемента. В частности, это широко проявилось на Тагарском месторождении, где подавляющая часть промышленного оруденения локализовалась в трапповых брекчиях с карбонатным цементом и меньшая часть — в прилегающих к ним брекчированных и трещиноватых известняках кембрия.

Сходная картина наблюдается и на Коршуновском месторождении, в центральной части которого столбообразные рудные тела сформировались среди брекчированных пород верхнего кембрия и ордовика и трапповых брекчий. На Пихтовом месторождении избирательному рудозамещению, наряду с брекчиями траппов, частично подверглись и сильно нарушенные послойными подвижками низы эвенкийской и, возможно, тушамской свит, сложенные гли-

нисто-песчанистыми известняками и песчаниками на карбонатном цементе. На нижних горизонтах Пихтового месторождения среди массивных и слабо трещиноватых известняков магнетитовое оруденение практически отсутствует.

На Нерюндинском месторождении, где вскрыты различные стратиграфо-литологические комплексы, основная часть промышленных руд локализовалась в дробленных породах субширотной тектонической зоны. На восточном фланге месторождения намечается мощная «слепая» верхнепалеозойская рудная структура второго типа; под трапповым силлом в подстилающих песчаниках тушамской свиты сформировалась пластообразная рудная залежь горизонтального залегания.

В западной части юга Сибирской платформы (Маньзинский железорудный район), где широко развиты относительно слабо дислоцированные кембрийские отложения, установлены факты избирательного рудозамещения оолитовых известняков (месторождения Лучик, Понепта), с образованием псевдоморфоз магнетита и пирита по оолитовым стяжениям карбоната. Намечается также связь оруденения с гипсоносными карбонатными отложениями. С другой стороны, наблюдается экранирующая роль для оруденения пластов аргиллитов или массивных тонкозернистых известняков (участок Водораздельный); аналогичная роль предполагается для трапповых силлов, распространенных в районе.

Локализуясь в различных литолого-стратиграфических комплексах платформенного чехла, магнетитовое оруденение не подчиняется прямому стратиграфическому контролю. Но так как рудозамещение происходит избирательно — в стратиграфических горизонтах с наиболее благоприятным литологическим составом, то можно говорить о стратиграфо-литологическом контроле магнетитового оруденения Сибирской плиты. Это может быть использовано для прогнозной оценки слабо изученных рудопроявлений, магнитных аномалий и глубоких горизонтов известных месторождений. Для этой цели предлагается *модель обобщенного рудного профиля* для осадочного чехла платформы.

Этот «рудный профиль» охватывает отложения от нижнего кембрия до низов триаса включительно — общей вертикальной мощностью в 1,5—2 км. В главе IV приведена подробная характеристика структурного положения, форм локализации и вещественного состава железооруденения применительно к различным литолого-стратиграфическим подразделениям платформенного чехла. В качестве рудоподводящих каналов для месторождений служат зоны разломов, которые чаще всего являются и основными рудо-локализирующими структурами как для метасоматического, так и для сопровождающего его жильного оруденения. Лишь в литологически благоприятных для рудозамещения боковых породах разломов магнетитовое оруденение может, при соответствующей структурной подготовке, проникать и в стороны от рудонесущих зон (подсилловая залежь Нерюндинского и согласные рудные тела северного фланга Коршуновского месторождений и др.).

В пределах «стержневой» (рудоподводящей и рудонесущей) структуры магнетитовое оруденение локализуется в зависимости от структурных и стратиграфо-литологических факторов. В общем случае наиболее интенсивно метасоматическое оруденение развивается в стратиграфических горизонтах, имеющих благоприятные для скарново-рудного замещения литологические особенности пород. Например, такие как кембрийские и нижнеордовикские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения (месторождения Средне-Ангарского района, Коршуновское и другие). В стратиграфических интервалах с существенно-терригенным составом пород (средний — верхний ордовик, силур, карбон, триас) широко развито отложение рудного вещества в тектонических трещинах. Масштабы метасоматического оруденения в этом случае снижаются, а рудозамещению обычно подвергается существенно карбонатный материал тектонических брекчий и мелкие обломки вмещающих пород (Седановское, Красноярское и другие месторождения).

Из этого следует, что с помощью обобщенного рудного профиля, по геофизическим данным и по морфологическим признакам, масштабам и качеству оруденения на определенных денудационных срезах можно судить о рудоносности на глубине всего разреза в пределах рудных полей. Например, на Седановском месторождении известна протяженная жильная зона, контролируемая разломом. Вмещающими для жильных рудных тел являются терригенные отложения братской и мамырской свит ордовика, неблагоприятные для метасоматического рудного замещения. Но это не исключает возможности обнаружения в нижележащих стратиграфических горизонтах ордовика и кембрия, имеющих терригенно-карбонатный состав, залежей метасоматических железных руд. Об этом свидетельствуют результаты разведки Тагарского, Огненского, Коршуновского и других месторождений, на которых в стратиграфическом интервале нижний кембрий — нижний ордовик установлены разнообразные по морфологии и структурному положению крупные залежи метасоматических магнетитовых руд.

Большой интерес вызывает и проблема рудоносности известной Тушамской аномалии. Установленная на Сибирской платформе древняя денудационная поверхность, соответствующая среднепалеозойскому этапу ее тектоно-магматической активизации и фиксируемая выпадением из разреза платформенного чехла отложений верхнего силура и девона, явилась благоприятным структурным элементом и для внедрения трапповой магмы в мезозойский этап активизации платформы.

Трапповые силлы локализуются и в вышележащих пермо-карбонных образованиях. Как установлено на Нерюндинском месторождении, под траппами могут образоваться мощные пластообразные тела метасоматических железных руд. В этой связи необходима проверка Тушамской аномалии глубоким бурением до полной перестройки известной трапповой интрузии и вскрытия подстилающих ее отложений.

В пределах южной части Сибирской платформы известен ряд рудопроявлений (Юрохтинское, Верхне-Ильбокичское, Нижне-Таргарское и другие) среди отложений карбона. Степень их изученности еще недостаточна для окончательной оценки перспектив. Следует указать, что малые масштабы и невысокое качество оруденения в каменноугольных отложениях не могут служить доказательством бесперспективности этих месторождений на глубину. **Оруденение в отложениях карбона может служить «индикатором» более крупных промышленных скоплений магнетитовых руд в пределах тех же рудоконтролирующих структур в нижележащих отложениях ордовика и кембрия, имеющих благоприятный литологический состав для метасоматического рудообразования. Отмеченное обстоятельство с полным правом может быть отнесено и к рудопроявлениям в пермо-триасовых терригенных и туфогенных образованиях.**

Модель «обобщенного рудного профиля» может, помимо оценки известных месторождений или магнитных аномалий, применяться и для прогнозирования в новых потенциально рудных площадях и районах, выделенных на основе анализа региональных рудоконтролирующих факторов.

## 2. СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Различная глубина формирования минерализованных зон, литологический состав пород, особенности развития районов — все это оказывало влияние и осложняло общую картину формирования магномагнетитовых месторождений южной части Сибирской плиты. Как было отмечено, на основании геофизических данных можно предполагать существование на глубине, в теле фундамента пород типа железистых кварцитов. Этому представлению соответствуют большая протяженность субмеридиональных рудоносных зон, совпадающих с направлением полосовых магнитных аномалий в кристаллическом фундаменте.

Аналогия в условиях формирования руд рассматриваемых месторождений выявляется в специфических особенностях их залегания, морфологии рудных тел, структур и текстур минеральных ассоциаций, в парагенезисе минералов и последовательности их образования в геохимическом родстве микроэлементов. При этом намечается единство процесса рудоотложения, проявляющееся в закономерной смене парагенетических ассоциаций минералов.

Гидротермальные процессы в рудных полях выражаются в скарнировании, хлоритизации и серпентинизации пород. Во вмещающих породах вдоль контакта с рудной зоной не обнаруживается высокотемпературных минералов. Здесь развиты хлоритизация и серпентинизация пород. Мощность зон такого изменения определяется первыми метрами. Количественное соотношение метасоматических минералов в зависимости от особенностей литоло-

гического состава изменяется в широких пределах. Руды месторождений, образованные в результате многостадийного развития гидротермального процесса, представляют собой сложный агрегат. Они состоят в одних случаях из интенсивно брекчированных и гидротермально измененных пород с наложенными выделениями различных минералов; магнетит, как правило, концентрируется в них в цементирующей массе, представленной минералами скарнов и апоскарнов. В других случаях он послойно распределяется вдоль первичной полосчатости карбонатных пород, обуславливая тонкополосчатые текстуры руд. В терригенных и карбонатно-терригенных породах магнетит также выделяется по слоистости, образуя полски различной мощности и с различным содержанием магнетита.

Рудообразование обособляется в послескарновый этап и накладывается на ореолы гидротермально измененных скарнов. Образующиеся при этом минеральные ассоциации, развившиеся в различные этапы постмагматического процесса, пространственно могут быть совмещены или разобщены между собой, но четкого их разделения не наблюдается. Наиболее широко распространены хлорит-магнетитовая, серпентин-хлорит-магнетитовая, кальцит-магнетитовая и пироксен-гранат-хлорит-магнетитовая ассоциации.

Таким образом, общей минералого-геохимической особенностью магномангнетитовой формации являются пространственная связь оруденения с высокотемпературными (форстерит, диопсид, гранат) минеральными ассоциациями, большое постоянство комплекса минералов в рудах, отложение магнетита близко одновременно с выделением минералов группы серпентина и хлорита, присутствие в составе магнетитов всех месторождений в тех или иных количествах магния, изоморфно замещающего двухвалентное железо, и резкое преобладание следующих элементов-примесей: марганца, ванадия, никеля, цинка, галлия.

**ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
МАГНОМАГНЕТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ**

При изложении новых данных о месторождениях этой формации, полученных в результате геологоразведочных и исследовательских работ за последнее десятилетие, уже обсуждались вопросы их генезиса. Задача настоящей главы — целостное рассмотрение этой проблемы на современном уровне познания месторождений магномагнетитовой формации. Этот уровень значительно выше предшествующего, на котором формировалась диатремическая генетическая гипотеза, и тем не менее он еще недостаточен для окончательного выяснения всех генетических вопросов. С полной определенностью можно лишь сказать, что полученные многочисленные данные не вписываются в прежние генетические представления и дают основу для создания новой генетической концепции, более близкой к истине и поэтому позволяющей более эффективно решать задачи геологического прогноза, поисков и оценки магномагнетитовых месторождений на территории Сибирской платформы.

Первым и наиболее сложным является вопрос об источнике железа. Уже давно установлена протяженность рудных зон на большую глубину. В настоящее время хотя и выяснено наличие мощных и протяженных пологих рудных залежей, но также выяснено, что они существуют не изолированно, а являются частью уходящих на глубину рудных зон, которые непосредственно бурением прослежены до глубины свыше 1 км (Нерюндинское, Тагарское месторождения). Еще не для всех пологих залежей удастся установить непосредственные рудоподводящие каналы в виде рудоносных крутопадающих трещинных зон, тем не менее такие зоны в пределах рудных полей, как правило, выявляются.

Этим определено, что основные источники железа магномагнетитовых месторождений чехла Сибирской плиты находятся на глубине, не выше ее кристаллического фундамента.

О глубинной природе рудного вещества свидетельствует и минеральный состав руд, а в особенности их ассоциация с различными пироксеновыми и гранатовыми скарнами, которые являются высокотемпературными образованиями и, следовательно, продуктами деятельности растворов, поднявшихся из глубины.

Однако глубинная природа и высокая температура рудообразующих растворов не является прямым свидетельством глубин-

ного источника железа. Не исключено, что источником этих растворов служат вадозные воды, выщелачивающие железо из пород, слагающих осадочный чехол Сибирской плиты, затем опустившиеся в основание платформы, где они были нагреты и вновь по трещинным зонам проникали в осадочный чехол, где и отлагали содержащееся в них железо, образуя месторождения.

Не отрицая возможности в определенных условиях такой циркуляции вадозных вод, нельзя согласиться с подобной схемой образования железорудных месторождений данной формации, поскольку она не отвечает их характеру.

Следует обратить внимание на следующее: растворы, проникшие из глубины в рудоносные трещинные зоны, первоначально были относительно бедны железом и первой стадией формирования месторождений явилось образование безрудных скарнов, в которых (в зависимости от глубины залегания и состава пород, взаимодействующих с растворами) образовывались или слабожелезистые гранаты троссуляр-андрадитового ряда, пироксен диопсид-геденбергитового ряда, везувиан, или столь же слабожелезистые магнезиальные силикаты, которые позднее сменялись хлоритом, серпентином и другими более низкотемпературными, но столь же слабожелезистыми минералами. Содержание окислов железа в хлоритах не превышает 3,5%.

Лишь на определенном этапе содержание железа в поступающих растворах резко повысилось, что привело к рудному метасоматозу, образованию рудных залежей по уже скарнированным породам.

Это не оставляет места для абстрактной схемы образования месторождений, путем циркуляции железистых растворов из осадочного чехла на глубину, а затем вновь в чехол, не говоря уже о невозможности объяснения такой схемы с физико-химических позиций. Ведь подобные железистые растворы, образовавшиеся в условиях осадочного чехла и равновесные с ним, должны были бы отлагать железо при изменении физико-химических условий, т. е. при проникновении в кристаллический фундамент, а не при возвращении в осадочный чехол, где они образовались.

Традиционным глубинным источником рудного вещества в теории рудообразования является магма. В условиях плиты древней платформы это может быть лишь базальтовая («трапповая») магма, которая по современным представлениям принадлежит мантии. Выплавление и поступление в осадочный чехол плиты этой магмы осуществляется на большой глубине, эпизодически, на этапах тектоно-магматической активизации платформы. Пути ее проникновения служат глубинные разломы, образующиеся при глыбовых тектонических движениях.

Обширные области траппового магматизма известны на многих древних платформах (Деканское плоскогорье в Индии, провинция Карру в Африке и другие). По своему типу (Эдвардс, 1942; Вембан, 1950; Уокер, Пальдерварт, 1950) траппы этих провинций близки между собой. В главе II показано, что близки к ним и

траппы Сибирской плиты, между тем трапповые провинции других платформ нигде не сопровождаются магномангнетитовыми месторождениями, характерными для этой плиты.

На Сибирской плите траппы имеют самое широкое развитие, но распределены они неравномерно, их сгущения в основном приурочены к тектоническим границам Тунгусской синеклизы. Однако известные рудные районы, как правило, не совпадают с районами наиболее интенсивного проявления траппового магматизма, находятся в стороне от них.

Изучение рудных полей показывает, что траппы проникали в осадочный чехол плиты по тектоническим зонам всех направлений, тогда как скарново-рудный процесс в основном тяготеет к глубинным тектоническим зонам широтного направления, и в них он развивался значительно позже внедрения траппов, после их дробления тектоническими подвижками.

Все эти данные противоречат представлению о траппах, как о источниках железа для рудообразования. Противоречит ему и следующее: «сухая» базальтовая магма не может дать того количества постмагматических растворов, которые необходимы для скарнирования пород и последующего рудообразования. Но если все же допустить, что каким-то путем такие железистые растворы отделялись, то, так же как и в рассмотренном выше представлении о вадозной природе рудообразующих растворов, представление о постмагматической их трапповой природе не объясняет, почему они вначале были слабожелезистыми, образующими безрудные скарны, и лишь затем оказались богатыми железом, рудообразующими.

Из всех возражений сторонники трапповой природы рудообразующих растворов пытались рассмотреть лишь одно — способ отделения растворов от трапповой магмы.

По мнению сторонников диатремической гипотезы, отделению этих растворов из трапповой магмы и мобилизации вместе с этим железа могло способствовать ее взаимодействие с соленосными отложениями нижнего кембрия, располагающимися в низах осадочного чехла Сибирской плиты.

Изложенные в предшествующих главах данные о характере магномангнетитовых месторождений Сибирской плиты не дают оснований рассматривать их как образования диатрем, что в самой основе отвергает эту гипотезу. Развитие соленосных комплексов в основании ленского яруса кембрия территориально не совпадает с железорудной провинцией. Основным вместилищем соленосных комплексов являются прогибы, развитые по периферии Сибирской плиты. Это прежде всего Вилюйская синеклиза, южная часть Ангаро-Ленского перикратонного прогиба, на западе Канско-Тасеевская впадина, а на остальной территории, где и сосредоточены рудные районы, по Н. А. Архангельской, распространены фации зоны нормальной солености или солености лишь переходной к повышенной.

Известно, что траппы неоднократно внедрялись в осадочный чехол платформы и если бы отделение рудоносных растворов

и образование руд в действительности происходило благодаря взаимодействию траппов с соленосными комплексами, то должны быть месторождения магнетитовых руд, принадлежащие всем этапам тектоно-магматической активизации, с широким развитием хлорсодержащих минералов. Между тем пока все известные месторождения относятся к последнему мезозойскому этапу и в них нет минералов, богатых хлором. То, что руды нигде не сопровождаются натровым метасоматозом, а калиевый метасоматоз отмечается лишь в месторождениях, располагающихся в низах разреза, также свидетельствует об отсутствии связи между соленосными комплексами и рудообразованием.

В. Н. Гоньшакова (1961) и другие исследователи связывают магнетитовые месторождения с дифференцированными трапповыми комплексами. Как показано в главе II, интенсивно дифференцированные комплексы траппов, такие как кузьмовский, на платформе относительно редки и в рудных полях трапповые тела принадлежат слабодифференцированным или недифференцированным комплексам.

С. С. Смирнов не рекомендовал связывать рудообразующие растворы с каким-либо конкретным трапповым комплексом, по его мнению, трапповые тела и рудоносные растворы являются самостоятельными производными глубинных магматических очагов.

Принимая эту рекомендацию, трудно допустить, что растворы выходили из глубинных магматических очагов уже обогащенные железом. Конечные кислые дифференциаты магмы отличаются низким содержанием железа, входящего в основном в продукты прото- и мезокристаллизации.

Геологи, развивающие в настоящее время представления о постмагматическом образовании различных железорудных месторождений, все чаще приходят к выводу об ассимиляции постмагматическими растворами основной части находящегося в них железа из богатых им пород, встречающихся на пути движения растворов. Это представление наиболее соответствует и месторождениям данной железорудной формации.

В главе III, опираясь на геологическую схему строения кристаллического фундамента южной части Сибирской плиты, созданную ВСЕГЕИ, показано, что железорудные месторождения размещаются над богатыми железом докембрийскими комплексами пород шарыжалгайской серии и свиты Соснового Байца, включающими и мощные пачки железистых кварцитов. Им соответствуют и полосовые геофизические аномалии, выявленные в кристаллическом фундаменте.

Таким образом, *строение кристаллического фундамента Сибирской плиты и характер слагающих его пород являются одним из основных факторов, управляющих закономерностями размещения магнетитовых месторождений ангарской железорудной формации.*

Познание строения кристаллического фундамента Сибирской плиты сейчас находится в самой начальной стадии и возможность

практического использования этого фактора для целей прогноза пока не велика. Но сделанный вывод указывает на необходимость усиления его изучения, прежде всего средствами геофизических исследований и бурением структурных скважин.

Вопросы мобилизации железа из кристаллических пород, железистых кварцитов в данном случае рассматриваться лишь сухо гипотетически. Постмагматические растворы обычно характеризуются накоплением кислых компонентов, что делает их хорошими растворителями минералов железа.

Мантийная природа и, следовательно, большая глубина расположения магматического очага, давшего эти растворы, обусловили многокилометровую протяженность их пути от магматического очага к осадочному чехлу платформы. Если при этом учесть крутое залегание железистых пород, присущее древним кристаллическим комплексам, то растворы могли находиться с ними в контакте на очень большом протяжении своего пути вверх.

Учитывая общие законы кинетики процессов химического взаимодействия растворов и железистых боковых пород, можно полагать, что концентрация железа в растворах по крайней мере на первых этапах их движения вверх была прямо пропорциональна времени указанного взаимодействия. Поэтому первоначально в осадочный чехол поступали растворы, еще мало обогащенные железом, но с наиболее высокой температурой, это и вызвало скарирование пород осадочного чехла. Со временем концентрация железа в поступающих растворах там, где на пути их находились железистые породы, должна была возрастать, а температура снижаться, а это создавало условия для рудоотложения в осадочном чехле.

Следует также полагать, что при движении от мантийного очага к осадочному чехлу плиты в растворах вследствие взаимодействия с боковыми породами неизбежно должна была понижаться концентрация водородных ионов, поскольку на своем многокилометровом пути они взаимодействовали не только с минералами железа, но и с более легко растворимыми минералами щелочей и щелочных земель. В результате, возможно, при достижении осадочного чехла растворы могли оказаться уже не кислыми, а близкими к нейтральным и даже слабощелочными.

Это представление о мобилизации железа из его источника в кристаллическом фундаменте дает объяснение полосового размещения железорудных месторождений. Так, например, размещение месторождений Шестаковского, Коршуновского, Рудногорского, Тубинского, Коврижко-Поливского, а также известных месторождений Ангаро-Катского района (кроме Пономаревского и Молдаванского) в единой субмеридиональной зоне протяженностью до 300 км при этом может рассматриваться как следствие наличия в кристаллическом фундаменте аналогичной субмеридиональной полосы железистых пород, служивших источником железа для этих месторождений. Действительно, на юге, где на непосредственном продолжении указанной рудоносной зоны выведена

на поверхность часть кристаллического фундамента в виде Шары-жалгайской глыбы, в комплексах архея этой глыбы выявлены мощные пачки железистых пород типа железистых кварцитов (Байкальское месторождение). В протерозойских комплексах (свита Соснового Байца) здесь также известны железистые кварциты.

Располагаясь в субмеридиональной зоне перечисленные выше магномангнетитовые месторождения чехла платформы сами приурочены к субширотным глубинным разломам. Для Рудногорского, Коврижко-Поливского, Нерюндинского, Катского и других месторождений вследствие этого характерна четкая субширотная ориентировка рудных полей.

Эти данные позволяют конкретизировать сформулированный выше общий вывод о связи закономерностей размещения магномангнетитовых месторождений со строением кристаллического фундамента. Месторождения локализуются в местах, где субширотные рудоподводящие глубинные разломы пересекают в фундаменте полосы железистых пород, служившие источником железа.

Преимущественная субширотная ориентировка рудоподводящих разломов отмечена В. Б. Ковалевичем в его диссертационной работе, Алешиним при определении рудоконтролирующих признаков математическими методами (с применением ЭВМ) и другими иркутскими исследователями. Рудные залежи иных направлений преимущественно принадлежат оперяющим трещинам, отходящим от этих разломов, и обычно имеют подчиненное значение (залежь Спутник в Нерюндинском рудном поле и др.).

Сопоставляя это с развитием траппов по всей системе разломов и с фактом несомненно более позднего образования руд по сравнению с траппами, можно сделать следующий вывод: в отличие от траппов, внедрившихся в периоды максимальной тектонической активизации Сибирской плиты, рудообразующие растворы поднимались в ее осадочный чехол уже в периоды спада тектонической активизации, когда приоткрывались только широтные разломы, а выполнявшие их траппы дробились, открывая пути для проникновения конечных дифференциатов тех магматических очагов, которым принадлежали траппы.

Этим и определяется пространственная парагенетическая связь между рудными залежами и дайками траппов. В этой связи трапповые тела, залечивавшие тектонические трещины, выступают как препятствие для рудообразования, последнее могло осуществляться лишь там, где послетрапповые тектонические движения открывали пути рудоносным растворам, но и при этом в брекчиях обломки траппов, являясь весьма устойчивыми к рудному метасоматозу, сохранялись в образующихся рудных залежах в виде нерудного балласта, снижая качество железных руд. Вот почему поля обильного развития траппов характеризуются или пониженной рудоносностью или наличием руд пониженного качества.

Существенно иной по отношению к рудоносным растворам была роль трапповых силлов. Образующиеся при их внедрении ослабленные пологие зоны были удобны для проникновения растворов,

тогда как сами силлы при этом играли роль экранов, что приводило к образованию пологих сопровождающих силлы рудных залежей, подобных выявленной и разведанной в последние годы на Нерюндинском месторождении.

В районах субширотных рудоносных разломов подобные залежи могут находиться и под другими силлами траппов. Так, вероятно наличие такой залежи на территории крупнейшей Тушамской геофизической аномалии, на Пономаревском месторождении и других.

Взаимоотношения мигрирующих рудоносных растворов с траппами являются лишь одной из сторон сложного комплекса взаимодействия этих растворов с боковыми породами осадочного чехла, определяющего размеры и форму образуемых этими растворами рудных тел, качество принадлежащих им руд.

Уже первые исследователи ангаро-илимских месторождений отметили зависимость формы рудных залежей и особенностей руд от характера боковых пород.

В песчаниках, алевролитах, сланцах, осадочно-вулканогенных породах, неблагоприятных для проникновения растворов и рудного метасоматоза, основная часть рудного вещества отлагалась в рудоподводящей тектонической зоне, образуя компактные крутые жильные тела. В карбонатных породах, активно взаимодействующих с растворами, развивались безрудные гранатовые скарны, а затем вкрапленное и вкрапленно-прожилковое оруденение. На этих горизонтах растворы отлагали во много раз больше железа, образуя обширные залежи вкрапленных руд, но в самих трещинных зонах при этом интенсивность рудного процесса значительно снижалась.

Наилучшими приемниками растворов были обломочные образования (конглобрекчии, межпластовые ослабленные зоны и пр.). В них рудный метасоматоз развивался наиболее интенсивно. Материал, цементирующий обломки, замещался рудным веществом полностью, замещение же обломков пород зависело от их характера и размеров. В результате образовались руды с различной брекчиевидной, кокардовой или массивной текстурами. Поскольку в рудоподводящих тектонических зонах, благодаря развитию в них брекчий, образуются руды аналогичных текстур, в таких местах трудно отличить эти зоны от оруденелых боковых пород. Они выступают совместно как единая рудная залежь сложной формы, размеры которой в основном зависят от мощности и распространения замещаемых обломочных образований.

Н. П. Херасков, анализируя платформенные осадочные комплексы, отмечал, что для них характерны быстрые изменения состава отложений по вертикали и медленные фациальные изменения по латерали, региональный характер большинства наблюдаемых перерывов в отложении. Это полностью относится к осадочному чехлу Сибирской плиты, за исключением перикратонных и других прогибов, обрамляющих ее по периферии.

Данная особенность обуславливает литологическое однообразие стратиграфического разреза платформенного чехла на больших пространствах, а это в свою очередь дает основание полагать следующее: по крайней мере на всей южной части Сибирской плиты продвигавшиеся вверх из кристаллического фундамента рудоносные растворы, взаимодействуя с боковыми породами, на каждом стратиграфическом уровне образовывали однотипные рудные залежи, и для этой территории все рудные очаги имеют примерно одинаковую вертикальную зональность, некоторый единый «рудный профиль».

Изучение рудных районов с различным денудационным срезом дает в настоящее время возможность установить эту вертикальную зональность, наметить модель такого единого рудного профиля от нижнекембрийских до триасовых отложений включительно, общей протяженностью по вертикали порядка двух километров.

Данные изучения Средне-Ангарского железорудного района, отличающегося наиболее низким денудационным срезом, где на поверхность выходят комплексы нижнего и среднего кембрия, позволяют определить низы этого профиля. В пределах месторождений Кодинской группы находящиеся в них рудные залежи разведаны бурением до глубины одного километра.

Комплексы нижнего и среднего кембрия имеют существенно карбонатный состав. В них следовало бы ожидать широкого развития вкрапленного и вкрапленно-прожилкового оруденения, но вдоль мощных рудоподводящих тектонических зон на Тагарском и других месторождениях здесь карбонатные породы интенсивно мраморизованы, превращены в кальцифиры и промышленного вкрапленного оруденения не содержат.

Это явление, по-видимому, обусловлено как высокой температурой первоначально внедряющихся даек траппов, так и последующих термальных нерудных растворов, осуществивших мраморизацию и частичное скарнирование карбонатных пород и этим затруднивших последующий рудный метасоматоз.

Поднимавшиеся вслед за этим рудоносные растворы отлагали железо в мощной крутопадающей зоне разлома, образуя руды по тектонической брекчии траппов и известняков. Они интенсивно проникали в межпластовые ослабленные зоны, образуя рудные залежи, залегающие согласно с вмещающими породами (месторождения Огневское, Таловское и другие). В связи с наличием в карбонатных породах горизонта конглобрекций и по другим данным Г. В. Горшков, осуществляющий геологическое руководство разведочными работами в Кодинской группе месторождений, указал на возможность наличия залежей и на Тагарском месторождении.

Рудные образования в верхнем кембрии и ордовике характеризуют данные по месторождениям Ангаро-Илимского рудного района. Температура постмагматических растворов на этом уровне первоначально была более низкой и интенсивной мраморизации карбонатных отложений верхоленской и усть-кутской свит ни здесь, ни в других рудных районах (Октябрьское месторождение,

глубокие горизонты Нерюндинского месторождения и др.) не было. На Коршуновском месторождении бурением установлено обширное развитие в этих скарнированных глинисто-карбонатных отложениях вкрапленных и вкрапленно-прожилковых промышленных железных руд.

В вышележащие мамырскую и братскую свиты ордовика, а также в отложениях силура, представленные осадочными терригенными комплексами (песчаники, алевролиты, мергели и пр.) оруденение из рудоподводящих тектонических зон не проникает, локализуясь в этих зонах в виде брекчиевидных и жильных руд. Особенно ярким примером этого может служить Седановское месторождение, где на поверхность и под наносы выходит мощное субширотное жильное тело богатых руд, залегающих в указанных осадочных комплексах.

**Особая роль в формировании структур и комплексов, благоприятных для проникновения рудоносных растворов и рудного метасоматоза, принадлежит среднепалеозойскому этапу тектоно-магматической активизации, отвечающему второй половине силура и девону.** В разрезе большей части Сибирской плиты этот этап выражен отсутствием отложений этого периода. Ему отвечает наличие древней денудационной поверхности.

Среднепалеозойский этап тектоно-магматической активизации характеризовался не только общим поднятием региона, но и интенсивными дифференциальными блоковыми движениями. Там, где они были длительными, это приводило к развитию на преимущественно опускавшихся тектонических блоках депрессий с длительным, исключительно мощным локальным накоплением обломочных пород, за счет денудации и сноса обломочного материала с соседних поднимавшихся блоковых структур.

Эти локальные образования при геологических съемках не выделены, по-видимому, в связи с их сходством с делювием или тектоническими брекчиями. В Ангаро-Илимском районе они были встречены при разведке железорудных полей. Являясь прекрасными проводниками и коллекторами для термальных растворов, в пределах этих полей они подверглись интенсивному скарнированию и оруденению, сильно изменившими их облик. Несмотря на присутствие в этих обломочных образованиях, отмеченных многими исследователями, полуокатанных обломков пород, обугленной древесины и пр., они относились к тектоническим брекчиям, а в последнее время рассматривались как продукты взрыва и использовались в качестве прямого подтверждения наличия рудоносных трубок взрыва.

При разведке Нерюндинского месторождения одна из скважин под отложениями нижнего карбона пересекла неоруденелые обломочные образования. Их осадочная природа отражена в чередовании грубообломочного материала с прослойками алевролитов (глава IV, рис. 5).

Вследствие неравномерно-послойного распределения в таких отложениях пород с различным количеством и различными разме-

рами обломков такой же неравномерно-послойный характер имеет и распределение в них рудного вещества при оруденении. Бурением прослеживаются отдельные, подчас мощные пластообразные линзы сплошных руд, но основная их масса имеет брекчиевидную текстуру.

Известно, что при дифференцированных вертикальных блоковых движениях может возникнуть боковое давление, в результате которого эти слои выводятся из горизонтального залегания и могут сминаться даже в крутые складки. Примером может служить Рудногорское месторождение, где наблюдается в плане извилистое залегание пластообразной залежи сплошных руд, а в разрезе она имеет крутое переменное падение. Это нельзя объяснить, если залежь считать рудной жилой.

Грабеновидные структуры, выполненные обломочным материалом, выходящие на среднепалеозойскую денудационную поверхность, вместе с тектоническими брекчиями ограничивающих их разломов служили крупнейшими коллекторами рудоносных растворов при формировании таких месторождений, как Коршуновское и особенно Рудногорское. Именно их наличие определяет крупные масштабы месторождений. Представление об этих структурах как о мезозойских трубках взрыва исключает возможность их слепого залегания под вышележащим комплексом верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

Предлагаемое же новое представление об их природе утверждает такую возможность и должно учитываться при интерпретации геофизических аномалий. Выявленное на восточном фланге Нерюндинского месторождения под отложениями карбона мощное локальное слепое рудное тело, которое еще не полностью оконтурено, возможно, принадлежит структуре именно этого типа. Со структурой такого типа может быть связана основная гравитационная аномалия Капаевского месторождения.

К древней денудационной поверхности в южной части Сибирской плиты также в той или иной мере тяготеют силлы траппов. Таким образом, к ней пространственно близки и подсилловые рудные залежи. Налгающие на нее терригенные отложения карбона сами иногда служат экраном для рудообразующих растворов и под ними образуются рудные залежи (Нижне-Ангарское магномангнетитовое месторождение). Все это позволяет выделить данную поверхность в качестве одного из важнейших рудоконтролирующих структурных факторов.

Терригенные угленосные комплексы карбонового и пермского возраста, как и породы верхнего ордовика и нижнего силура, неблагоприятны для рудного метасоматоза. В их пределах оруденение сосредоточивается в рудоподводящих крутых тектонических зонах, иногда достигая значительной мощности (верхние горизонты Капаевского месторождения), или в пологих подсилловых ослабленных зонах.

Осадочно-вулканогенные комплексы нижнего триаса ведут себя по отношению к рудоносным растворам в основном так же, но там,

где встречаются карбонатные отложения (рудоносная «чашка» на восточном фланге Нерюндинского месторождения, аналогичные залежи в триасовых отложениях на Октябрьском месторождении), в них прослеживаются согласные с напластованием рудные залежи.

*Эта модель размещения рудных залежей по вертикали отражает современное состояние знаний о рудоносности осадочного чехла южной части Сибирской плиты и увязывает в единую систему все многообразие известных в ней рудных образований.*

Представление же о рудном профиле как о трубке взрыва, пересекающей все отложения от соленосных комплексов нижнего кембрия до мезозойских включительно, не отвечает имеющимся фактическим данным и не объясняет наблюдаемого разнообразия форм и условий залегания рудных тел. Следует отметить, что согласно этому представлению кембрийские соленосные отложения должны быть нижней границей развития рудных залежей. Излагаемая новая модель не делает такого ограничения и допускает развитие рудного процесса в рифейских платформенных комплексах, залегающих на глубине.

В главе IV дана характеристика вещественного и минерального состава руд и сопутствующих им метасоматических образований для месторождений, расположенных на различных литолого-стратиграфических уровнях. Различия в этих составах могут обуславливаться, во-первых, неодинаковым составом пород, подвергавшихся рудному метасоматозу, и, во-вторых, изменением физико-химических параметров и состава рудоносных растворов при их продвижении вверх, в результате снижения температуры, давления и взаимодействия со все новыми комплексами пород осадочного чехла.

Сопоставляя данные о вещественном составе текстурно однородных руд, характеризующихся близкими средними содержаниями железа (в данном случае брекчиевидных руд) по Тагарскому месторождению, представляющему нижний и средний кембрий, и Нерюндинскому месторождению, в котором по вертикали прослежено оруденение от верхнего кембрия до триаса включительно, мы имеем возможность установить некоторые закономерности геохимической вертикальной зональности рудного процесса.

Прежде всего довольно четко наблюдается зависимость содержания магния в руде от характера пород, подвергшихся оруденению. Наибольшее его количество в руду вносит брекчия траппов (Тагарское месторождение), наименьшее — брекчия туфогенно-терригенных пород триаса (Нерюндинское месторождение), но содержание магния в магнетите ведет себя противоположно. В магнетите апотрапповых руд Тагарского месторождения содержание магниоферритовой молекулы ( $MgFeO_4$ ) не превышает 10,6%, тогда как в магнетитах апокарбонатных руд оно порядка 35%, а в магнетитах Нерюндинского месторождения достигает 56%.

В апотрапповых и апокарбонатных брекчиевидных рудах Тагарского месторождения со средним содержанием железа 32,0

и 29,8% соответственно, сумма окислов магния и кальция стабильна и в среднем составляет 21%, но в апотрапповых рудах среднее содержание окиси магния почти в 3 раза превышает среднее содержание окиси кальция.

В апокарбонатных же рудах Тагарского месторождения, как и в брекчиевидных рудах Нерюндинского месторождения, расположенных выше — на уровне глинисто-карбонатных свит верхнего кембрия — нижнего ордовика, при одинаковом содержании железа отношение средних содержаний этих окислов близко к единице.

В брекчиевидных и прожилковых рудах Нерюндинской подсилловой залежи (ср. содержание железа 34,2 и 29% соответственно) среднее содержание окиси кальция уже превышает среднее содержание окиси магния.

В брекчиевидных рудах, залегающих на уровне эффузивно-осадочного комплекса корвунчанской свиты нижнего триаса, при среднем содержании железа 28,2% содержание окиси кальция почти вдвое превышает содержание окиси магния (15,7 и 8,2% соответственно). Наиболее высоким является отношение среднего содержания окиси кальция (14,9%) к окиси магния (3,5%) в рудах, сплошно замещающих карбонатные отложения в нерюндинской свите нижнего триаса (ср. содержание железа 39,3%).

Таким образом, четко *наблюдается рост величины отношения содержания окиси кальция к окиси магния в железных рудах вверх по разрезу.*

Интересно отметить, что во всех рассмотренных типах руд содержание титана в несколько раз превышает содержание марганца, хотя то и другое измеряются десятными долями процента. В апокарбонатных же рудах нерюндинской свиты нижнего триаса, наоборот, содержание марганца вдвое превышает содержание титана. В магнетите Тагарского и Берябинского месторождений содержание ильменитового компонента достигает 2,5%, тогда как в магнетите Нерюндинского месторождения его содержание не превышает 0,6%, а нередко он вообще отсутствует.

*Содержание серы резко повышено в рудах Тагарского месторождения, располагающегося на глубоком стратиграфическом уровне, наиболее близком к источнику рудоносных растворов. В брекчиевидных рудах Нерюндинской зоны разлома оно на порядок ниже и измеряется сотыми и первыми десятными долями процента.*

Среднее содержание пятиоксида фосфора, наоборот, в рудах Тагарского месторождения низкое (0,1% в апокарбонатных рудах и 0,12% в апотрапповых). На Нерюндинском месторождении в рудах, располагающихся на уровне верхнего кембрия — нижнего ордовика, *содержание пятиоксида фосфора возрастает вверх по разрезу*, а в рудах, располагающихся в нижнем триасе, его содержание достигает 0,6%.

Вертикальная зональность подтверждается и следующим: *на Тагарском месторождении ярко проявлен предрудный калиевый метасоматоз, развита борная минерализация, а на Нерюндинском и других месторождениях, отвечающих более высокому стратигра-*

фическому уровню, она в такой мере нигде не наблюдается. На *высоких стратиграфических уровнях, отвечающих триасу*, в порудных гидротермальных образованиях месторождений Ангаро-Катского района *фиксируется наличие элементов с крупными размерами ионов* — ртути, золота, урана, тория.

Имеющиеся, правда немногочисленные, определения абсолютного возраста траппов в рудных полях калий-аргоновым методом дают величины, близкие к 200 млн. лет, что отвечает раннему мезозою. Поскольку разведочными работами четко устанавливается более позднее образование руд по отношению к этим траппам, то *возраст месторождений также определяется как триас — юрский*. На Октябрьском месторождении в локальной грабеновой структуре сохранились перекрывающие рудные образования, фаунистически охарактеризованные нижнемеловыми отложениями, что подтверждает указанный возраст месторождений.

В течение мезозоя и кайнозоя Сибирская плита, испытывая интенсивную тектоно-магматическую активизацию, была приподнята и на ее поверхности господствовали континентальные условия, в которых магномагнетитовые месторождения длительно подвергались гипергенным изменениям и денудации.

В процессах гипергенеза неустойчивые и выветриваемые минералы руд и боковых пород разрушались, формировались зоны окисления рудных тел, а при наличии карбонатных пород, выходящих на поверхность и под наносами, в них развивалось карстообразование.

Характер зон окисления рудных залежей во многом определяется особенностями основного минерала руд — магнетита. Наличие в нем магнезиоферритовой молекулы ( $MgFeO_4$ ) повышает устойчивость этого минерала к выветриванию, в связи с тем что в решетке минерала неустойчивый перед окислением двухвалентный ион железа частично замещен устойчивым ионом магния.

Выше было отмечено, что *с переходом от низов стратиграфического разреза к его верхам содержание магнезиоферритовой молекулы в магнетите железных руд быстро возрастает*. Вследствие этого на месторождениях, располагающихся на стратиграфически более высоких уровнях, зоны окисления рудных залежей относительно невелики, магнетит в них мартитизируется, причем интенсивность его мартитизации с глубиной быстро падает. Гематитовые образования прослеживаются на таких месторождениях (например, Нерюндинском) до очень больших глубин, но, видимо, обусловлены уже не гипергенными, а иными процессами.

В месторождениях, принадлежащих низам осадочного чехла (например, Тагарском), где содержание магнезиоферритовой молекулы в магнетите является наиболее низким, зоны окисления развиваются весьма интенсивно, до глубины 150 м, причем в верхних зонах образуются лимонитовые руды. Процесс формирования зон окисления на Тагарском месторождении усиливается развитием в боковых карбонатных породах карста и зоны окисления здесь особенно мощные.

Денудация магномагнетитовых месторождений приводит к образованию вокруг них вторичных ореолов рассеяния магномагнетита и относительно устойчивых силикатов скарновых зон, например гранатов, которые могут служить поисковыми признаками. При этом следует иметь в виду, что значительное количество магнетита в рыхлые отложения поступает в результате выветривания и денудации траппов, но этот магнетит является титанистым. Это позволяет его отличать в шлихах от магномагнетита железорудных месторождений, поскольку в последних содержание ильменитовой молекулы не превышает 2,5%.

Подводя итоги рассмотрения вопросов генезиса месторождения магномагнетитовых руд, следует отнести их к генетическому типу гидротермально-метасоматических, образованных растворами, возникшими при дифференциации симатической магмы в глубинных ее очагах. Указанные растворы первоначально были кислыми и слабозелезистыми, при прохождении сквозь многокилометровую зону кристаллического фундамента Сибирской плиты растворы ассимилировали железо из пород, богатых его растворимыми минералами (железистых кварцитов, магнетитсодержащих сланцев и пр.), и за счет взаимодействия с минералами, содержащими щелочные земли и щелочи, стали нейтральными или слабощелочными.

Эти метасоматические месторождения отличают следующие признаки.

1. Полиформационность, *расположение рудных залежей в различных платформенных геологических формациях* и на всем изученном интервале разреза осадочного чехла *при четком литологическом контроле оруденения.*

2. *Наличие интенсивно рудоносных рудоподводящих каналов, четко выделенных при проведении геологоразведочных работ.*

3. *Наличие в рудных зонах вертикальной геохимической зональности, отражающей продвижение растворов в осадочных комплексах пород и их взаимодействие с ними.*

Основной причиной приуроченности месторождений этой железорудной формации именно к плите Сибирской платформы и их отсутствия на других древних платформах является **исключительно интенсивная и многоэтапная активизация Сибирской платформы.** Наиболее близка по структурно-морфологическому типу к данной железорудной формации формация типа Бильбао, месторождения которой образуются в результате интенсивной тектоно-магматической активизации областей завершённой складчатости эпигерцинских платформ, но по минеральному составу руды этих формаций различны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе анализа геологического строения Сибирской плиты и сравнительной характеристики железорудных месторождений трех рудных районов показано значение состава и

строения кристаллического фундамента для формирования железорудных месторождений, в новом аспекте рассмотрена роль траппового магматизма, литологии и структур платформенного осадочного чехла.

Обоснована следующая гипотеза: основным источником железа для образования месторождений являлись железистые породы фундамента, относимые к шарыжалгайской серии архея и свите Соснового Байца нижнего протерозоя. Исходя из этого, в качестве первого рудоконтролирующего фактора магномангнетитовых месторождений выдвигается широкое развитие в кристаллическом фундаменте Сибирской плиты именно архейско-нижнепротерозойских образований шарыжалгайской серии и свиты Соснового Байца, выделение которых возможно по данным геофизических методов и глубокого бурения. Районирование по этим признакам фундамента позволит в первом приближении выделить потенциально-рудоносные зоны, а в их пределах на дальнейшем этапе прогнозирования с учетом других рудоконтролирующих факторов могут быть выделены локальные перспективные участки.

Ведущее значение при этом имеют структуры платформенного осадочного чехла, непосредственно в которых и локализуется магномангнетитовое оруденение. Эти структуры имеют длительную историю формирования, но основную роль играли среднепалеозойский и нижнемезозойский этапы тектоно-магматической активизации Сибирской плиты. Установлено, что рудолокализирующие структуры осадочного чехла разнообразны по генезису и морфологии, среди них в сочетании наблюдаются пликативные и дизъюнктивные формы с различными знаком и амплитудой деформаций. В зависимости от порядка (размера) структур контролируется пространственное положение рудных районов, рудных полей и отдельных месторождений.

Строение месторождений и морфология рудных залежей зависят от суммарного влияния локальных структурно-литологических факторов — структур высших порядков и литологического состава рудовмещающих пород.

Особое значение в качестве рудолокализирующих структур имеют эрозионно-тектонические впадины, заполненные осадочным обломочным материалом и образовавшиеся на среднепалеозойском этапе тектонической активизации платформы. Эти структуры приурочены к древней денудационной поверхности докарбонového возраста, что может являться критерием для их поисков. Благоприятный литологический состав отложений в эрозионно-тектонических впадинах обусловил образование в них крупных магномангнетитовых залежей (Рудногорское, частично Коршуновское и Нерюндинское месторождения).

В большинстве случаев устанавливается приуроченность железорудных месторождений к зонам субширотных разломов, чем обусловлено и наиболее часто наблю-

даемое субширотное простираание рудных полей. Мобилизация железа из пород докембрийского фундамента и перенос его в рудо-локализирующие структуры осадочного чехла осуществлялись, по-видимому, растворами глубинного происхождения. Вероятно, растворы и трапповая магма явились дифференциатами единых глубоководных магматических очагов, т. е. между ними существует лишь парагенетическая связь. Циркуляция растворов, выносивших из кристаллического фундамента железо, происходила преимущественно в зонах субширотных разломов глубокого заложения, неоднократно подновлявшихся в этапы среднепалеозойской и нижнемезозойской тектоно-магматической активизации платформ. Этот фактор также имеет важное рудоконтролирующее значение.

**Указанные рудоконтролирующие факторы имеют региональный характер, ими в основном определяются закономерности пространственного размещения железорудных полей и районов.** Анализ геологического строения региона для установления наличия всех благоприятных рудоконтролирующих факторов позволит более обоснованно наметить площади, перспективные на магномангнетитовое оруденение. В пределах этих площадей на основе учета и анализа геофизических и геохимических данных (наличие гравимагнитных аномалий «рудной» природы, ореолов гидротермально измененных пород, рудных свалов или шлиховых ореолов рассеяния магнетита, гранатов и т. д.) возможно выделение конкретных рудоносных площадей и участков.

**Для оценки известных рудопроявлений или выделенных потенциально-рудоносных площадей предлагается использовать модель «обобщенного рудного профиля», характеризующую размещение магномангнетитового оруденения и формы его локализации в платформенном осадочном чехле.** На конкретных примерах показана возможность применения модели для качественной оценки перспективности рудопроявлений или магнитных аномалий, а также для прогнозной оценки оруденения на глубоких горизонтах известных месторождений. **С использованием модели «обобщенного рудного профиля» возможна разработка методов количественной оценки запасов прогнозируемых объектов,** в основу которых будут положены вертикальная и горизонтальная плотность запасов для конкретных типов рудолокализирующих структур применительно к определенным литолого-стратиграфическим комплексам платформенного чехла.

- Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960 г., 188 с.
- Аникеев Н. П., Зорин Н. П. Ангаро-Илимские железорудные месторождения Восточной Сибири. ОНТИ НКТП СССР, 1934, 44 с.
- Ансимов К. Н., Замараев С. М. К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра. — «Геология и геофизика», 1960, т. 8, с. 23—28.
- Ангаро-Илимские железорудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960, 166 с. Авт.: Антипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В., Косыгин М. К. и др.
- Богданович К. И. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской губернии. — В кн.: Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги, вып. 2. СПб, 1896, с. 1—269.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1950, с. 245—278.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953, 502 с.
- Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966. 447 с.
- Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-западной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 278 с.
- Докторович-Гребницкий С. А. Очерк железных месторождений Николаевского завода. — «Тр. ГГРУ», вып. 33, 1931, 88 с.
- Железорудные месторождения Ангаро-Илимского района. Изд-во СОПС АН СССР, 1953, с. 170—172. Авт.: Буднев М. Л., Незабытовский И. П. и др.
- Ильяхина Н. П. Средне-верхнепротерозойские отложения среднего течения р. Ангары. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 40 1960, с. 47—65.
- Косыгин М. К., Росляков Г. В. К вопросу о структуре и генезисе Ангаро-Илимских железорудных месторождений. — «Тр. Ирк. горно-металлург. ин-та», вып. 10, 1956, с. 144—151.
- Косыгин М. К., Корабельникова В. В., Страхов Л. Г. Структуры железорудных месторождений трапповой провинции Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Изд-во АН УССР, 1960, с. 14—25.
- Лебедев А. П. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 4, с. 55—56.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С., Дилакторский И. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. — «Тр. СОПС АН СССР, сер. Сиб.», вып. 1, 1932, с. 16—17.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Магматические формации и комплексы Сибирской платформы и их минералогия. — В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 42—44, 47—48.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ляхович В. В. О некоторых особенностях траппов в бассейнах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 70, № 5, с. 871—873.

Ляхович В. В. Материалы к петрографии траппов южной части Тунгусского бассейна. — «Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Сер. геол.», вып. 2, 1955, с. 66—85.

Мищак М. С. Проявление протерозойского основного магматизма на южном склоне Анабарского щита. — «Геология и геофизика», 1969, № 6, с. 120—122.

Одинцов М. М. Раннемезозойский тектоно-магматический цикл на Восточно-Азиатской платформе. — «Геология и геофизика», 1961, № 1, с. 26—32.

Одинцов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время. — «Тр. Ирк. гос. универ. Сер. геол.», вып. 1, т. IX, 1953, с. 38—42.

Оффман П. Е. О вулканических трубках южной части Сибирской платформы и о происхождении железных руд, приуроченных к этим трубкам. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 10, с. 15—24.

Ревердатто В. В. О проблеме трапповых комплексов в связи с возрастом траппов Сибирской платформы. — «Геология и геофизика», 1968, № 4, с. 134—136.

Росляков Г. В. Вулканические трубки Ангаро-Илимского района. — В кн.: Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 239—250.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, 85 с.

Савинский К. А., Савинская М. С. Структура фундамента и ее соотношение с основными особенностями строения осадочной толщи южной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиености. М., «Наука», 1965, с. 103—112.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — «Тр. ИГН. Минералого-геохимич. серия», вып. 140, № 14, 1953, с. 175—178.

Смирнов С. С. Ангаро-Илимская железорудная провинция. — «Разведка недр», № 20, 1933, с. 17—24.

Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 359 с.

Соболев В. С. К вопросу о распределении месторождений магнетита на Сибирской платформе. — Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100, 1932, с. 43—46.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — «Тр. Арктич. ин-та», т. 43, 1936, с. 105—141.

Спичарский Т. Н. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы. — «Материалы ВСЕГЕИ, новая серия», вып. 7, 1955, с. 133—139.

Страхов Л. Г. О закономерностях распределения железорудных месторождений в южной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. 3(24). Иркутск, 1958, с. 75—82.

Страхов Л. Г. Октябрьское месторождение. — В кн.: Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 229—234.

Страхов Л. Г. Тектонические условия образования трубок взрыва на Сибирской платформе. — В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 109—114.

Структура, вулканизм и алмазность Иркутского амфитеатра. — «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР», вып. 4. 1962, 178 с. Авт.: Одинцов М. М., Твердохлебов В. А. и др.

Схема геологического строения фундамента Сибирской платформы. Масштаб 1:10 000 000. Главный редактор Д. С. Харкевич. Ленинград, ВСЕГЕИ, 1971.

Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1950, с. 133.

Хренов П. М. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. — В кн.: Генетические особенности формирования и размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966.

Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1950, с. 228—238.

Предисловие. <i>Г. С. Момджи</i>	3
Глава I. Краткий обзор результатов предшествующих исследований. <i>Г. С. Момджи</i>	6
Глава II. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. <i>А. Я. Архипенкова, В. А. Павлов</i>	14
1. Тектоническая структура и строение кристаллического фундамента	14
2. Этапы тектоно-магматической активизации	22
3. Трапповый магматизм и его роль в железорудном процессе	26
Характеристика траппов железорудных районов	30
Средне-Ангарский железорудный район	30
Ангаро-Илимский железорудный район	40
Ангаро-Катский железорудный район	43
Глава III. Закономерности размещения месторождений в Ангарской железорудной провинции. <i>В. Ф. Козлов</i>	48
1. Связь пространственного распределения железорудных месторождений с геологическим строением фундамента платформы	48
2. Положение месторождений в осадочном покрове Сибирской плиты	49
Положение месторождений в тектонической структуре	49
Положение месторождений в литолого-стратиграфическом разрезе	52
Глава IV. Геологическое строение месторождений. <i>А. Я. Архипенкова, В. Ф. Козлов, В. А. Павлов</i>	56
1. Месторождения, локализованные в отложениях нижнего и среднего кембрия	56
Геологический разрез и структуры рудного поля	56
Структурно-литологический контроль оруденения	62
Текстуры, структуры и минеральный состав руд и метасоматических пород месторождений Кодинской группы	78
2. Месторождения, локализованные в отложениях верхнего кембрия (на примере Берямбинского месторождения)	105
Геологический разрез и структура рудного поля	105
Характеристика скарново-рудных образований и структурно-литологический контроль	110
3. Месторождения, локализованные в отложениях кембро-ордовика и силура (на примере Ангаро-Илимского железорудного района)	112
Коршуновское месторождение	114
Геологический разрез и структура рудного поля	114
Литолого-структурный контроль и морфология рудных тел	117
Рудногорское месторождение	123
Геологический разрез и структура рудного поля	123
Рудоконтролирующие структуры и морфология рудных тел	129
Текстуры, структуры и минеральный состав руд месторождений Ангаро-Илимского района	132
4. Месторождения, локализованные в отложениях верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (на примере Ангаро-Катского железорудного района)	140
Нерюндинское месторождение	141
Геологический разрез	141

Структура рудного поля и магматизм . . . . .	149
Литологический контроль скарнирования и оруденения . . . . .	154
Текстуры, структуры и минеральный состав руд и метасоматических пород . . . . .	158
<b>Глава V. Общая характеристика магномагнетитовой формации Сибирской плиты. В. Ф. Козлов, А. Я. Архипенкова</b> . . . . .	176
1. Структурно-морфологическая характеристика железорудных месторождений . . . . .	176
2. Структурно-текстурные и минералогические особенности месторождений . . . . .	183
<b>Глава VI. Генезис месторождений магномагнетитовой формации. Г. С. Момджи</b> . . . . .	185
Заключение В. Ф. Козлов . . . . .	198
Список литературы . . . . .	201

**ПЛАТФОРМЕННАЯ МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ**  
(на примере Ангарской железорудной провинции)

Редактор издательства З. Д. Соломатина  
Переплет художника Ю. Г. Асафова  
Художественный редактор В. В. Евдокимов  
Технический редактор В. В. Соколова  
Корректор Л. И. Округло

---

Сдано в набор 20/1 1976 г. Подписано в печать 30/VI 1976 г. Т-13042  
Формат 60X90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2 Печ. л. 13,25 с вкл. Уч.-изд. л. 15,04  
Тираж 600 экз. Заказ 115/11909-4. Цена 1 р. 61 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1р.61к.

1839

**НЕДРА**