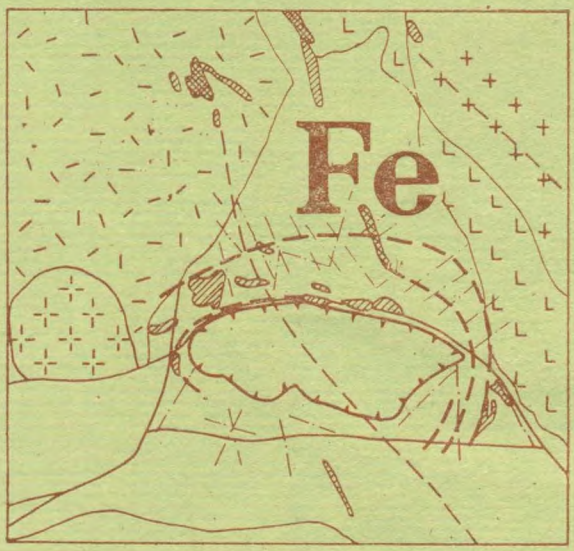
Ю. В. Индукаев

# ПОСТОРОГЕННАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СУБФОРМАЦИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ



Ю. В. Индукаев

# ПОСТОРОГЕННАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СУБФОРМАЦИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1983

УДК 553.064.3 : 553.31 : 235.222—223

Индукаев Ю. В. **Посторогенная железорудная субформация контактово-метасоматических месторождений центральной части Алтае-Саянской области.** — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1983. — 13,87 л. — 2 р. 300 экз. 1904020000.

В работе обобщаются результаты многолетнего изучения наиболее важных в промышленном отношении железорудных месторождений Алтае-Саян, парагенетически связанных с формацией субвулканических гранитов и сиенитов. Описание весьма своеобразных контактово-метасоматических месторождений выполнено на формационной основе в пределах единой субформации. В работе детально характеризуются ее главные свойства (признаки), в частности, показано положение месторождений в региональных структурах и закономерности пространственного распределения, особенности их геологического строения, морфология рудных тел, минералогия руд и измененных пород, геохимические и генетические условия образования.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся поисками и изучением эндогенных месторождений железа.

Рецензент — канд. геол.-минерал. наук
А. Ф. Коробейников
Редактор — проф. Б. М. Тюлюпо

И $\frac{1904020000}{177(012)-83}$ 94—83

© Издательство Томского университета, 1983 г.

# Введение

Предлагаемая монография является результатом многолетнего изучения весьма своеобразных контактово-метасоматических месторождений железа, развитых в центральной части Алтае-Саянской области (рис. 1, 2). Это исследование является частью общей работы автора, посвященной изучению закономерностей формирования и пространственного распределения контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саян, отнесенных к различным рудным формациям (субформациям; табл. 1 [Индукаев Ю. В., 1976, 1980]). Если в предыдущих работах дан общий формационный анализ территории и геологических комплексов Алтае-Саян, приведена классификация разнообразных месторождений и описаны различные рудные формации, то в данной монографии освещаются свойства и закономерности распределения рудных полей железорудной субформации (табл. 1), связанной с субвулканическими гранитами и граносиенитами.

Описываемая железорудная субформация представляет собой группу месторождений, сформированных в близких геологических условиях, парагенетически связанных с родственными интрузиями формации субвулканических гранитов и граносиенитов и характеризующихся однотипным вещественным составом в отношении промышленно-ценных компонентов, а также одинаковыми свойствами. Под свойством рудной субформации понимается то, что характеризует ее с какой-либо одной стороны и что выявляется при ее сравнении с другими рудными формациями (субформациями). В числе важнейших свойств выделялись: а) тектоническое положение месторождений в региональных структурах разных порядков и природы (структурно-формационные зоны и т. д.); б) связь с интрузиями определенного формационного типа; в) вещественный состав руд и околорудноизмененных пород; г) геологические условия рудных месторож-

Таблица 1

**Рудные и магматические формации контактово-метасоматических месторождений некоторых металлов Алтае-Саянской области**

| № п.п. | | Рудные формации, субформации контактово-метасоматических месторождений | Минеральные подтипы | Формационный тип скарнов | Магматические комплексы, формации | Примеры месторождений | Геологический возраст | Отношение оруденения к тектоно-магмат. циклам, эпохам, этапам и стадиям |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1. | Железорудная | Доорогенная (рифейская) железорудная субформация (в зонах глубинных разломов) | Скарновый | Известково-скарновый | Габбро-диорит-диабазовая (Ташелгино-Майзасская интрузия) | Ташелгинская группа (Горная Шория) | $Rf_2$ | Байкальский, геосинклинальный, доорогенный |
| | | Доорогенная железорудная субформация (крупных геосинклинальных структур) | Скарновый | Известково-скарновый | Габбро-плагиогранитная (Лавреновский габбро-плагиогранитный комплекс) | Канымская группа (Кузнецкий Алатау) | $\in_1$ | Салаиро-каледонский цикл салаирской эпохи, доскладчатые |
| | | Доорогенная железорудная субформация (краевых линейных вулканических зон) | Скарновый, водно-силикатный | Магнезиально-известково-скарновый | Габбро-сиенитовая (Кондомский комплекс) | Кондомская группа (Горная Шория) | $\in_2$<br>$\in_3$ | —„— |
| | | Раннеорогенная железорудная субформация (крупных синклинорных структур) | Скарновый, скаполитовый, водно-силикатный | Известково-скарновый | Габбро-диорит-гранодиоритовая (Таятский комплекс и др.) | Месторожд. Таят-Табратского района Вост. Саяна и Кузнецкого Алатау | $\in_3$—O | Оруденение связано с синорогенным этапом каледонского тектоно-магматического цикла |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Железорудная | Орогенная железорудная субформация (линейных вулканических и промежуточных зон и крупных поднятий) | Скарновый, иногда водно-силикатный | Магнезиально-известковый и известково-скарновый | Гранитоидные батолиты «пестрого состава» (Тельбесский, Улень-Туимский, Мартайгинский, Ольховский, Таннуольский и др.) | Тельбесский, Ольгинско-Ампалыкский, Туимо-Карышский и др. районы | O—S, $\epsilon_3$—O | Оруденение с синорогенным этапом каледонского тектоно-магматического цикла |
| | | Посторогенная железорудная субформация линейных вулканических зон (локальные, троговые прогибы, мобильные швы и др.) | Водно-силикатные, смешанные скаполит-водно-силикатные, смешанные скарново-водно-силикатные (скаполитовые) | Известково-скарновый | Габбро-альбититовая субформация габбро-сиенитовой формации (Анзасский, Хайлеолский и др.) | Месторожд. Шаманской, Балыксинской групп | Шаманская $\epsilon_3$—$O_3$ —Абаканское—$D_1$ Балыксинск. групп, $S_2$—$D_1$ | Оруден. Шаманской группы связано с син- или посторогенным этапами каледонского цикла. Месторожд. Белыксинской группы и Абаканское с активизацией каледонских структур зон завершенной складчатости в девонское время |
| | | Постскладчатая железорудная субформация (наложенных мобильных среднепалеозойских структур) | Водно-силикатные смешанные скарново-водно-силикатные | Известково-скарновый | Габбро-сиенитовая (Торгалыкский комплекс) | Месторожд. Карбайского района в Зап. Саяне и оруден. Центральной и Зап. Тувы | $D_3$—$C_1$ | Месторождения постскладчатые, связанные с герцинской активизацией каледонид |

Продолжение табл. 1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Железорудная | Посторогенная железорудная субформация (в зонах глубинных разломов в пределах консолид. салаирских и каледонских складчатых структур на границе с налож. девонскими прогибами) | Скарновый, реже водно-силикатный | Магнезиально-известковый и известково-скарновый | Субвулканических граносиенитов | Тейская, отчасти Ирбинской, Краснокаменской групп | $D_1$ | Оруденение связано с этапом герцинской активизации послекаледонского тектоно-магматического цикла |
| | | Посторогенная железорудная субформация (зон глубинных разломов) | Скарновый, иногда скарново-водно-силикатный | Магнезиально-известковый и известково-скарновый | Габбро-диорит-диабазовая (Чарышский габбро-диабазовый комплекс малых интрузий) | Инское, Белорецкое Горного Алтая | $D_3$—$C_1$ | Месторождения постскладчатые, связанные с герцинской активизацией каледонид |
| | | Посторогенная железорудная субформация (девонских межгорных впадин) | Водно-силикатный | | Габбро-диорит-диабазовая (Тарбаганский комплекс дайковых диабазовых тел) | Оруден. Минусинской котловины — Карагайское | $C_1$ | Оруденение, возникшее в результате герцинской активизации складчатых структур, сложенных средне-верхнедевонскими толщами |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2 | Мышьяково-кобальтовая | Посторогенная мышьяково-кобальто-(никелиевая) субформация | Скарновый | Известково-скарновый | Габбро-диорит-диабазовая (Чарышский габбро-диабазовый) | Владимирское и др. Горного Алтая | $D_3$—$C_1$ | Оруденение связано с герцинской активизацией каледонид |
| | | Посторогенная мышьяково-кобальто-(железорудная) субформация | Смешанный скарново-водно-силикатный, водно-силикатный | Известково-скарновый | Габбро-сиенитовая (Торгалыкский комплекс) | Малокарбайские мест. Зап. Саяна и оруденения Тувы | $D_2$—$C_1$ | —„— |
| | | Мышьяково-кобальтовая субформация | Скарновый | Известково-скарновый | Гранодиоритовых (гранодиорит-тоналитовых) батолитов | Карагемское и ряд рудопроявлений Горного Алтая | $D_3$—$C_1$ | Оруденение связано с активизацией зон глубинных разломов в пределах консолидированных структур горстовых поднятий |
| 3 | | Медно-молибден-вольфрамовая | Скарновый | Известково-скарновый, реже известково-магнезиально-скарновый | Гранитоидные батолиты «пестрого состава» (Улень-Гуимский и др. комплексы) | Батеневско-Беллыкская зона, мест. Хакасии и отчасти Вост. Саяна | $\in_3$—$O$ | В орогенную стадию развития геосинклиналей каледонского цикла |

Продолжение табл. 1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4 | | Вольфрам-молибденитовая (вольфрам-редкометально-молибденитовая) | Скарновый (смешанная скарново-грейзеновая) | Известково-скарновый | Гранитная батолитовая (плутоны биотитовых, калиевых гранитов—Белорецкий и др.) | Холзунско-Чуйский антиклинорий и др. сопредельные территории Горного Алтая (Белорецкое и др.) | $C_2$—P | В областях завершенной каледонской складчатости, позднее подвергавшихся герцинской активизации |
| 5 | | Вольфрам-молибден-полиметаллическая | Скарновый | Известково-скарновый | Гранодиорит-тоналитовых батолитов (Яломанский и др. комплексы орогенной стадии герцинского цикла) | Оруденение Центральной и Северо-Запад. частей Ануйско-Чуйского синклинор. (Ширгайтинское, Больш. Яломан и др., Горный Алтай) | $C_1$—$C_3$ | Оруденение орогенной стадии герцинского цикла |
| 6 | | Полиметаллическая | Скарновый | Известково-скарновый | Гранитоидные батолиты «пестрого состава» (Танчуольский и др.) | Улуг-Шанганское, Акхемское (Тува), Горный Алтай, Хакасия | $\in_{2-3}$—O для Тувы и Хакасии; $C_{1-2}$—Горный Алтай | Месторождения связаны с орогенными стадиями развития разных регионов салаиро-каледонского и отчасти герцинского циклов |

Продолжение табл. 1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 7 | | Золоторудная | Скарновый | Известково-скарновый и магнезиально-известково-скарновый | Гранитоидные батолиты «пестрого состава» (Тannуольский, Ольховский, Мартайгинский и др.) | Местор. Тапса-Каахемского междуречья в Туве, Ольховско-Чибижекский район в Вост. Саяне, Натальевское в Мартайге, Синюхинское и др. Горного Алтая, Лебедское Горной Шории | $\in_{2-3}$<br>$\in_3$—O | Местор. формируются в орогенную стадию тектоно-магматических циклов |
| 8 | | Сложных комплексных (Mo, TR, W, Pb, Nb, Cu, Be и др.) руд | Скарновый, скарново-водно-силикатный | Известково-скарновый, реже магнезиально-известково-скарновый | Формация малых гранитных интрузий сейбинского типа (субплатформенная, близкая к формации «глыбовых зон») | Восточный Саян; зона сочленения Дербинского антиклинория с Сисимо-Казырским синклинор. | $C_2$—P | Оруденение связано с возобновлением тектонической активизации отдельных платформенных зон Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау предположительно в верхнем палеозое |

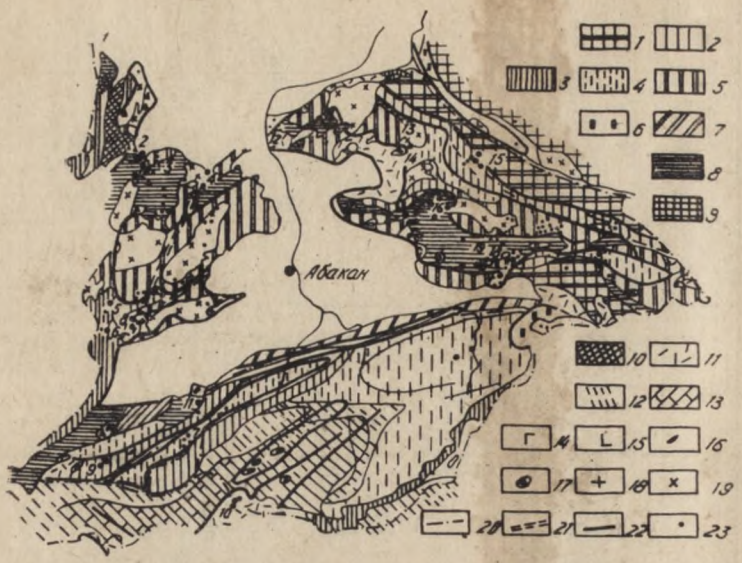



Рис. 1. Схема размещения железорудных районов юга Красноярского края:

Структурно-формационные зоны раннекаледонской эвгеосинклинали: *1* — срединные и краевые массивы, сложенные метаморфическими породами докембрия; *2* — прогибы доинверсионного этапа, сопряженные с глубинными разломами и выполненные породами зеленокаменно-кремнисто-сланцевой и спилито-диабазовой формаций; *3* — офиолитовые пояса; *4* — прогибы доинверсионного этапа, выполненные породами кремнисто-сланцевой, осадочно-вулканогенно-железорудной и железорудно-кремнистой формаций; *5* — относительные поднятия, сложенные существенно карбонатными и туфогенными породами; *6* — локальные, тектонически относительно устойчивые участки внутри приразломных прогибов, сложенные существенно карбонатными породами; *7* — относительные поднятия, сложенные породами спилито-кератофировой формации; *8* — наложенные прогибы, выполненные породами базальто-андезитовой формации и осложненные локальными поднятиями, сложенными породами туфово-терригенной и андезито-дацитовой формаций; *9* — Манский передовой прогиб; *10—11* — структуры постинверсионного (орогенного) этапа (*10* — приразломный прогиб, сложенный породами базальтоидной формации, *11* — наложенные прогибы, выполненные породами трахилипаритовой формации); *12—13* — структуры позднекаледонской флишоидной геосинклинали (*12* — относительные поднятия, сложенные существенно карбонатными и карбонатно-терригенными породами; *13* — относительные прогибы, сложенные породами флишоидной формации); *14—19* — естественные ассоциации интрузивных пород (*14* — габбро-анортозитовая, *15* — габбро-пироксенитовая, *16* — габбро-альбититовая, *17* — габбро-диорито-гранодиоритовая, *18* — гранит-граносиенит-сиенитовая формация субвулканических гранитов и граносиенитов, *19* — гранито-гранодиоритовая формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава); *20* — основные глубинные разломы; *21* — наиболее крупные ослабленные зоны инверсионного и постинверсионного этапов; *22* — границы рудных районов; *23* — контактово-метасоматические месторождения железа.

дений и закономерности размещения оруденения; д) геохимические и технологические свойства руд и многие другие.

Актуальность данной проблемы определяется как научными, так и народнохозяйственными задачами. Известно, что определение геолого-генетических характеристик и закономерностей размещения типовых месторождений необходимо прежде всего для решения проблемы генезиса и промышленной оценки рудных полей, которая считается одной из актуальнейших в современной геологии. Успешное решение генетических вопросов на типовых месторождениях позволяет определить методику поисково-разведочных работ, обоснованно оценивать перспективы рудоносности отдельных регионов, выявлять закономерности распределения оруденения и глубже понимать сущность процессов рудообразования. Контактово-метасоматические месторождения рассматриваемой железорудной субформации представляют собой весьма своеобразные продукты развития земной коры, в строении которых отразились результаты проявления интенсивных процессов магматизма, метаморфизма, метасоматоза и деятельности гидротермальных растворов.

Данные рудные поля представляют собой благоприятные объекты для решения и понимания многих вопросов теории породо- и рудообразования. Кроме того, необходимо помнить, что многие месторождения данной субформации в настоящее время эксплуатируются и поставляют руду для металлургических заводов юга Сибири (Тейское, Абагасское, Ирбинское, Одиночное и т. д.). Изучением этих месторождений занимались: И. К. Баженов (1930), А. И. Васильева (1970), Р. А. Виноградова (1966), В. И. Гери (1962), Г. В. Горшков (1964), П. К. Грузинский (1948), Н. В. Дербиков (1936), В. А. Десяцкий (1949), А. М. Дымкин (1964, 1975), М. Н. Злобин (1934), А. В. Капинос (1968), И. К. Кокодзеев (1960), П. В. Комаров (1962), О. В. Кононов (1966), В. Г. Корель (1957, 1958), В. М. Кляровский и Н. Х. Белоус (1958), Г. А. Крутов (1960), Л. Я. Кулешов (1960), М. П. Мазуров (1971, 1975), В. И. Медведев (1953), А. А. Меняйлов (1936), А. А. Месянинов (1935), Н. В. Перфильева (1976), Г. В. Поляков (1971), Г. В. Поляков и А. Е. Телешев (1959, 1960, 1962, 1964), Г. Л. Поспелов и О. Г. Кинэ

---

Месторождения (1—19):
*1* — Урюпинское; *2* — Шипилинско-Коммунаровская группа; *3* — Тунгужильское; *4* — Карышская группа; *5* — Изых-Гольское; *6* — Хайлеолское; *7* — Джебашская и Джойская группы; *8* — Тейская группа: *9* — Анзасская (Шаманская) группа; *10* — Карбайская группа; *11* — Абаканское; *12* — Ирджинское; *13* — Березовское; *14* — Сыдинское; *15* — Лысанская группа; *16* — Краснокаменская группа; *17* — Ирбинская группа; *18* — Казырская (Таят-Табратская) группа, *19* — Тереховское

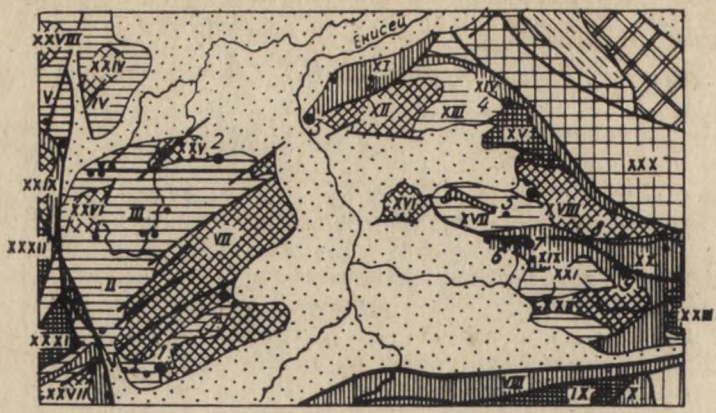



Рис. 2. Основные структурно-формационные зоны Восточного склона Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна:

Главные типы геологических структур:

*1* — зоны протерозойской (байкальской) складчатости (метаморфические сланцы, гнейсы и метаморфизованные карбонатно-терригенные формации протерозоя, прорванные докембрийскими и палеозойскими гранитоидами); *2* — раннепалеозойские наложенные миогеосинклинальные прогибы, сложенные преимущественно кембрийскими терригенно-осадочными отложениями. Структуры раннекаледонской (или салаирской) складчатости; *3* — линейные вулканические зоны, сложенные преимущественно вулканогенными комплексами спилит-диабазовой, спилит-кератофировой и андезит-базальтовой формаций при меньшем значении карбонатных и терригенно-сланцевых отложений, а также прорывающими эти комплексы гипербазитовыми, габбровыми и гранитоидными интрузиями раннего палеозоя; *4* — внутригеосинклинальные поднятия и структурно-формационные зоны, сложенные главным образом карбонатно-терригенными отложениями с широким развитием раннепалеозойских гранитоидных батолитов; *5* — промежуточные зоны; *6* — докембрийские выступы, сложенные протерозойскими метаморфическими сланцами и кремнисто-карбонатными отложениями; *7* — герцинские краевые и межгорные прогибы; *8* — разломы (*а* — зоны региональных глубинных разломов, *б* — разломы меньшего значения); *9* — магнетитовое оруденение (*а* — промышленные месторождения, *б* — рудопроявления).

Месторождения железа (цифры на карте):

*1* — Тейско-Тузухсинская группа; *2* — месторождение Самсон; *3* — Ирджинское; *4* — Березовское; *5* — Краснокаменская группа; *6* — Ирбинская группа.

Структурно-формационные зоны. Промежуточные зоны:

*I* — Балыксинская; *II* — Усинская; *III* — Коммунаровская; *IV* — Черно-Июсская; *V* — Золотогорская; *VI* — Минусинский межгорный прогиб; *VII* — Батеневское внутригеосинклинальное поднятие; *VIII* — Северо-Саянская линейная вулканическая зона; *IX* — Джебашский выступ; *X* — Кандатско-Куртушибинская зона; *XI* — Аспагашская линейная вулканическая зона; *XII* — Беллыкское поднятие; *XIII* — Беллык-Сисимская промежуточная зона; *XIV* — Шиндинская зона; *XV* — Сыдинский выступ; *XVI* — Байтакское поднятие; *XVII* — Шушенская промежуточная зона; *XVIII* — Артемовская мегаантиклинальная; *XIX* — Кизир-Байтакская вулканическая зона; *XX* — Кизир-Казырская вулканическая зона; XXI — Кизир-Казырская про-

(1958), А. Л. Павлов (1964, 1967), В. Н. Ролдугин (1959), В. Н. Семенов (1969), Л. И. Староверов (1934), А. Е. Телешев (1964), А. В. Тимофеевский (1933), В. Е. Хохлов (1980), А. Д. Шелковников (1960), Г. В. Шубин (1958) и многие другие.

Несмотря на многолетнее изучение данных месторождений, имеется ряд недостаточно полно разработанных научных проблем, решение которых имеет большое практическое значение. К числу таких проблем относятся: особенности развития земной коры; место и время появления оруденения и продуктивного магматизма; региональные закономерности размещения и формирования оруденения; особенности проявления продуктивных интрузий и специфика их петрологических, петрохимических и петрофизических свойств; стратиграфическая приуроченность рудных тел и геохимические черты рудовмещающих пород; содержание элементов-примесей в рудах и околорудных метасоматитах, пригодных для использования в качестве критериев поиска, а также источник рудного вещества и др.

Рассматриваемые в предлагаемой монографии вопросы могут способствовать не только познанию региональных закономерностей размещения и формирования рассматриваемых месторождений, но и частичному решению перечисленных выше проблем.

В отличие от вышеперечисленных исследователей автор строит предлагаемую работу на основе рудно-формационного анализа. Последний позволяет рассматривать весьма специфическую и обособленную группу месторождений (Тейское, Абагасское, Ельгень-Тагское, Одиночное, Березовское, Ирджинское, Ирбинское и т. д.) в виде единой модели (субформации), которая однозначно характеризуется с помощью соответствующих свойств (признаков). Подобный модельный подход к учету влияния совокупности факторов, приводящих к формированию месторождений, позволяет глубже понять физико-химические условия их образования и значительно расширить наши представления в области теории рудогенеза.

---

межуточная зона; *XXII* — Сретенско-Таятский массив; *XXIII* — Базыбайский выступ; *XXIV* — Китатский массив; *XXV* — Ефремкинский массив; *XXVI* — Восточно-Усинская метасинклиналь; *XXVII* — Шорское внутригеосинклинальное поднятие; *XXVIII* — Верхне-Урюпская мегантиклиналь; *XXIX* — Канымская мегасинклиналь; *XXX* — Дербинский антиклинорий

# ГЛАВА I

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КРУПНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

Месторождения данной субформации парагенетически тесно связаны с проявлением своеобразного гранитоидного магматизма, который отражает определенный субплатформенный этап развития структур земной коры центральной части Алтае-Саянской области. В связи с этим пространственное размещение и закономерности развития рудоносных магматических комплексов полностью определяют структурно-формационное положение и специфичность железооруденения данного формационного типа. Отсюда и возникает необходимость параллельного рассмотрения закономерностей локализации как рудных полей, так и магматических комплексов. Все магнетитовые месторождения, ассоциирующие с граносиенитовыми интрузиями, располагаются в каледонском складчатом обрамлении межгорных впадин (см. рис. 1), приурочиваясь к зонам сопряжения салаирокаледонских структур Кузнецкого Алатау или Восточного Саяна с наложенными среднепалеозойскими блоковыми прогибами. Как правило, рудоносные интрузии и оруденение локализуются в областях развития молодых девонских разломов окраин межгорных впадин, ассоциируя с девонскими эффузивами вулканических поясов, обрамляющих эти впадины.

Железорудные месторождения в связи с интрузиями субвулканических гранитоидов образуются тогда, когда последние накладываются на вулканогенно-осадочные отложения линейных вулканических и промежуточных зон салаирид (см. рис. 1, 2). Такие структурно-формационные зоны характеризуются широким развитием раннепалеозойских карбонатных и вулканогенных комплексов основного состава, значительных масс батолитовых орогенных гранитов и предшествующих им интрузивов, габброидных формаций, что обеспечивает в случае внедрения более молодых девонских

субвулканических гранитов максимально благоприятные условия для развития реакционных процессов.

Такие, в частности, условия создавались в юго-западной (Тейско-Балыксинский район; см. рис. 1, 2, 3) и в северо-восточной (Ирбинско-Краснокаменский район; см. рис. 1, 2) окраинах Южно-Минусинской впадины. Здесь широко развиты эффузивы трахиандезит-липаритовой формации и комагматичные им субвулканические интрузии граносиенитов и сиенитов, прорывающие салаирские вулканогенно-осадочные отложения Тейско-Балыксинской и Сисимо-Казырской структурно-формационных зон (см. рис. 1, 2). Именно здесь размещается большинство железорудных полей, связанных с девонскими граносиенитовыми интрузиями: Тейско-Тузухсинская — в первом и Ирбинско-Краснокаменская — во втором [Поляков Г. В., 1971]. Таким образом, можно отметить, что области сопряжения линейных вулканических и промежуточных зон со структурами северо-восточного и юго-западного краев Южно-Минусинской впадины являются наиболее перспективными районами для развития скарново-магнетитового оруденения, связанного с девонскими субвулканическими граносиенитовыми интрузиями (Тейское, Абагасское, Ельгентагское, Ирбинское, Одиночное, Ирджинское, Березовское и др.).

Формирование рудоносных субвулканических граносиенитов и железооруденения осуществлялось в субплатформенных условиях, в эпоху сводовоглыбовых движений и образования межгорных впадин, и связано с девонской активизацией тектонических и магматических процессов в пределах консолидированных складчатых салаиро-каледонских структур. В последних активизация проявляется в связи с заложением новых и оживлением старых региональных разломов, которые и явились причиной проявления мощного магматизма и оруденения. Именно поэтому посторогенные (субплатформенные) магматические формации девона размещаются на современном срезе салаиро-каледонских складчатых областей в пределах зон девонской тектоно-магматической активизации, имеющей характер «геотектонической решетки» [Поспелов Г. Л., 1958].

Подобные зоны в значительной мере являются отражением эволюции фундамента и частично дизъюнктивов, заложенных в нижнем палеозое вне районов развития герцинских структур, причем зоны девонской тектоно-магматической активизации имеют определенную закономерность в своем проявлении. Они развиваются вдоль окраины каледонид в пределах их сопряжения со структурами среднепалеозойских блоковых прогибов (Минусинских и других) или вдоль

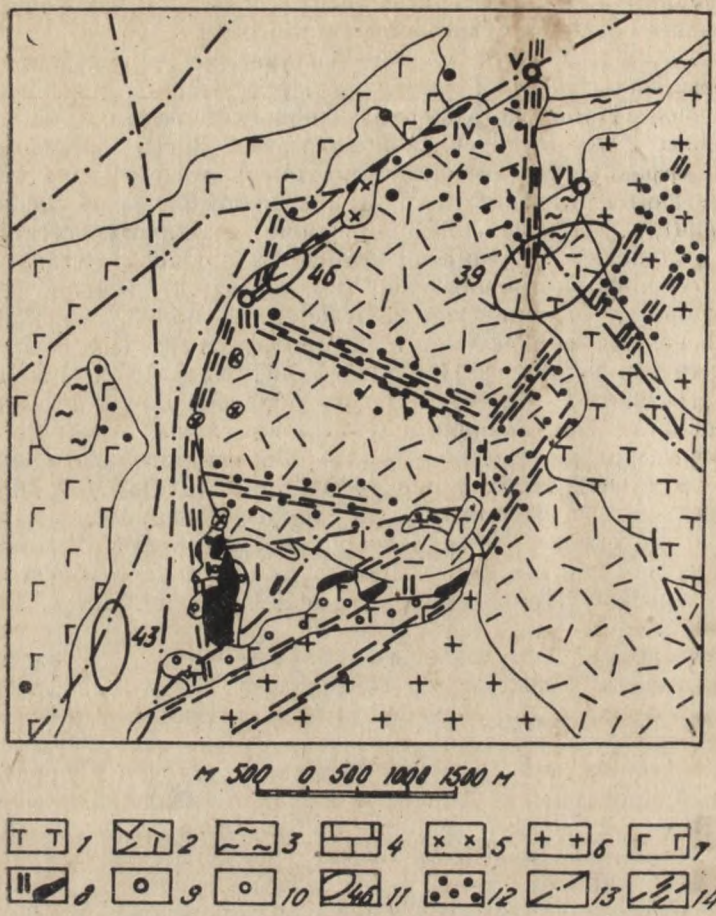



Рис. 3. Металлогеническая схема магнетитового оруденения Тейско-Тузухсинского района (составил В. Н. Семенов по материалам В. И. Геря, Г. Л. Поспелова, Л. Я. Кулешова, В. Г. Кореля, В. В. Беляевой, Р. В. Тереховой):

*1* — вулканогенно-терригенные породы средне-верхнего девона; *2* — ортофиры, фельзиты, плагиопорфиры, трахиандезиты, их туфолавы, лавобрекчии силура; *3* — песчано-сланцевые отложения нижнего кембрия; *4* — карбонатные породы нижнего кембрия; *5* — граносиениты, сиениты ($S_1$—$D_1$); *6* — плагиограниты, гранодиориты, порфировидные граниты Есинского массива; ($\in$—О); *7* — габбро, габбро-диориты Тейско-Шорского массива ($\in_2$—$\in_3$); *8* — месторождения (рудные тела); *9* — мелкие месторождения и рудопроявления магнетита; *10* — точки магнетитовой минерализации; *11* — магнитные аномалии, перспективные на магнетитовое оруденение: *12* — поля гидротермально-метасоматических пород (скарнирование, альбитизация, грейзенизация, серицитизация); *13* — разломы; *14* — трещинно-дайковые поля.

Месторождения и рудопроявления

*I* — Тейское; *II* — Абагасское, *III* — Тузухсинское; *IV* — Ельгентагское; *V* — Хабасское; *VI* — Высота 1064

Таблица 2

**Химический состав пород вулканогенного комплекса района Тейско-Тузухсинской группы месторождений**

| № образца / Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 69,30 | 73,98 | 74,94 | 69,98 | 71,20 | 71,87 | 65,6 | 45,64 | 46,46 | 43,76 | 46,63 | 50,78 | 63,62 |
| $TiO_2$ | 0,26 | 0,17 | 0,18 | 0,24 | 0,36 | 0,22 | 0,88 | 1,72 | 1,34 | 1,60 | 1,99 | 1,14 | 0,67 |
| $Al_2O_3$ | 11,24 | 11,68 | 11,42 | 12,39 | 13,16 | 14,66 | 18,19 | 15,60 | 15,60 | 15,60 | 16,60 | 16,12 | 15,34 |
| $Fe_2O_3$ | 2,17 | 0,82 | 0,49 | 2,05 | 1,61 | 0,84 | 1,79 | 5,73 | 4,08 | 10,26 | 4,02 | 2,47 | 3,60 |
| FeO | 4,16 | 2,68 | 3,87 | 2,38 | 2,69 | 1,82 | 1,17 | 7,29 | 7,29 | 3,35 | 8,26 | 5,95 | 5,20 |
| MnO | 0,06 | 0,02 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,19 | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,13 | 0,05 |
| MgO | 0,43 | 0,38 | 0,05 | 0,08 | 0,57 | 0,55 | 0,74 | 7,75 | 9,14 | 4,18 | 6,11 | 3,06 | 1,40 |
| CaO | 2,68 | 0,65 | 0,87 | 2,83 | 0,73 | 0,89 | 0,40 | 9,25 | 10,23 | 7,30 | 10,19 | 7,04 | 1,09 |
| $Na_2O$ | 0,25 | 0,87 | 0,64 | 3,43 | 3,45 | 1,23 | 8,56 | 2,74 | 2,06 | 3,90 | 3,08 | 2,70 | 5,20 |
| $K_2O$ | 8,32 | 7,43 | 6,62 | 4,44 | 5,34 | 6,95 | 1,56 | 0,88 | 1,17 | 1,55 | 0,92 | 4,53 | 1,95 |
| п.п.п. | 1,38 | 0,67 | 0,64 | 2,11 | 0,51 | 1,55 | 1,21 | 3,47 | 3,08 | 8,25 | 2,53 | 6,34 | 1,87 |
| Σ | 100,25 | 99,35 | 99,80 | 99,98 | 99,64 | 100,18 | 100,17 | 100,26 | 100,63 | 99,93 | 100,36 | 100,26 | 99,99 |
| Назв. породы | Базокварцевый порфир | Базокварцевый порфир | Базокварцевый порфир | Кварцевый гранит — порфир | Кварцевый трахит — порфир | Кератофир (базокварцевый порфир) | Кератофир (кварцевый) | Базальт | Базальт | Диабазовый порфирит | Базальтовый порфирит | Лабрадор. порфирит | Трахиандезит. порфирит |
| Место взятия | Южный склон гор Сох-Чах | Тейское м-е ЮЗ склона Абагас | Южный склон Сох-Чах | ЮЗ склон Сох-Чах | ЮЗ склон Сох-Чах | По И. К. Кокодееву, Тейское месторожд. | По П. И. Лебедеву (1934) | Тейское м-е, г. Абагас | Тейское м-е, г. Абагас | Тейское м-е, г. Абагас | Тейское м-е, г. Абагас | Тейское м-е, 6-й Ключ | Вершина Сох-Чах |
| | | | | | | | | по Г. В. Полякову (1971) | | | | | |
| Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому | | | | | | | | | | | | | |
| S | 77,8 | 82,8 | 82,6 | 78,5 | 79,2 | 78,9 | 73,2 | 55,0 | 55,1 | 57,0 | 56,2 | 62,6 | 71,1 |
| a | 12,5 | 12,4 | 10,6 | 13,9 | 14,8 | 12,3 | 20,5 | 7,6 | 6,2 | 12,0 | 8,5 | 13,4 | 13,9 |
| c | 1,2 | 0,8 | 1,1 | 1,3 | 0,8 | 1,0 | 0,46 | 6,9 | 7,3 | 5,5 | 7,3 | 4,8 | 1,3 |
| b | 8,5 | 5,0 | 5,7 | 6,3 | 5,2 | 7,8 | 5,96 | 30,5 | 31,4 | 25,5 | 28,0 | 19,2 | 13,7 |
| $m^1$ | 8,7 | 11,0 | 1,2 | 13,0 | 17,7 | 11,5 | 20,89 | 44,0 | 50,0 | 31,0 | 38,0 | 33,0 | 17,0 |
| $c^1$ | 23,5 | 25,0 | — | 34,0 | — | — | — | 15,0 | 16,0 | 17,0 | 20,0 | 23,0 | — |
| $f^1$ | 67,8 | 64,0 | 63 | 63,0 | 74,4 | 31,0 | 42,98 | 41,0 | 34,0 | 52,0 | 42,0 | 44,0 | 58,0 |
| φ | 21,0 | 13,0 | 7,0 | 7,0 | 25,0 | 8,8 | 24,4 | 16,5 | 11,0 | 38,0 | 12,5 | 11,7 | 22,0 |
| t | 0,3 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,99 | 2,7 | 2,0 | 2,7 | 3,1 | 1,6 | 0,6 |
| n | 4,3 | 15,0 | 13,2 | 54,0 | 48,5 | 21,2 | 89,6 | 81,0 | 73,0 | 79,0 | 84,0 | 48,0 | 80,0 |
| a/c | 10,5 | 15,5 | 9,7 | 11,0 | 18,5 | 11,8 | 44,56 | 1,1 | 0,8 | 2,2 | 1,2 | 2,8 | 10,7 |
| Q | 29,0 | 38,0 | 42,9 | 29,0 | 28,0 | 32,0 | 5,2 | —12,1 | —9,5 | —15,5 | —12,0 | —6,4 | +13,0 |
| FeO:MgO | 8,0 | 6,0 | 48,0 | 29,0 | 4,1 | 2,7 | — | 0,9 | 0,7 | 1,7 | 1,1 | 1,3 | 3,4 |
| $a^1$ | — | — | 36,0 | — | 8,8 | 57,5 | 38,21 | | | | | | 25,0 |

главнейших нижнепалеозойских глубинных разломов (Балыксинского, Восточно-Саянского, Кандатского и т. д.).

Подобная связь магматизма с разломами подчеркивается развитием вулканических поясов, которые четко фиксируются вдоль последних (см. рис. 1, 2). Эта особенность размещения девонских эффузивов указывает на цепочковидное расположение вулканов вдоль крупных региональных глубинных разломов, разграничивающих Восточный Саян и Кузнецкий Алатау на отдельные блоки. С данными эффузивными комплексами пространственно и парагенетически связаны интрузии субвулканических граносиенитов (Тея, Одиночное, Березовское, Ирджинское, Ирбинское).

В целом магматизм этого периода весьма специфичен. По характеру он отвечает субсеквентному магматизму, по Г. Штиле (1964), или внегеосинклинальному магматизму зон активизации областей завершенной складчатости и древних платформ, по Ю. А. Кузнецову и др. (1967). В дизъюнктивно нарушенных краевых зонах межгорных впадин и примыкающих к ним поднятий субплатформенный магматизм выражается в формировании трахиандезит-липаритовых вулканических комплексов и комагматичных им мелких тел субвулканических гранитов и граносиенитов (Тейско-Тузухсинский, Краснокаменско-Ирбинский и другие железорудные районы). В составе трахиандезит-липаритовой формации преобладают среднеосновные и кислые эффузивы повышенной щелочности (трахиандезиты, андезиты, плагиопорфиры, кварцевые трахиты и ортофиры, кварцевые порфиры, липариты и фельзиты; см. рис. 3, 4, 5, табл. 2). Наряду с этим многими отмечается подчиненное, а иногда и значительное развитие в этой формации основных эффузивов (диабазов, лабрадоровых порфиритов и т. д.). Причем в низах разреза отмечаются эффузивы средней, а иногда высокой основности при подчиненном значении кислых, в верхах же обычно преобладают продукты субщелочных липаритовых и андезитовых лав, содержащие лишь редкие маломощные горизонты основных эффузивов. Такие отношения различных по составу эффузивов отмечаются в районе Тейского, Ирбинского, Ирджинского, Березовского и других месторождений. Во всех случаях эффузивы данной формации слагают основания разреза девонских образований наложенных структур в складчатом обрамлении межгорных впадин (см. рис. 1, 2), обнаруживая ясно видимую связь с ограничивающими эти впадины зонами краевых глубинных разломов.

С трахиандезит-липаритовыми эффузивами в пространстве и во времени тесно сопряжены относительно небольшие по размерам (рис. 3, 4) резко гипабиссальные межформаци-

онные интрузивные залежи, а также трещинные интрузивы кварцевых сиенитов, граносиенитов, субвулканических гранитов и сиенит-порфиров, которые объединяются в Тейский (Кузнецкий Алатау) и Ирбинский (или Буеджульский, Восточный Саян) комплексы [Поляков Г. В. и др., 1960; Телешев А. Е., 1964; Поляков Г. В., 1967, 1971; Шелковников А. Д., 1962, 1967]. Определенная часть этих тел представляет собой корни субщелочных эффузивов, в основном

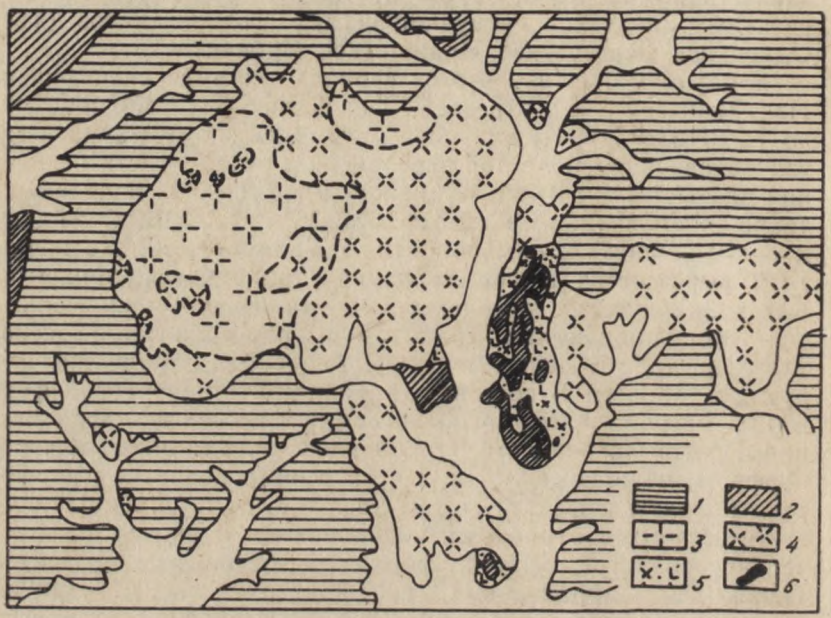



Рис. 4. Схематическая геологическая карта района Ирбинского месторождения (Использована схема Г. В. Полякова, 1971).

*1* — девонский вулканогенный комплекс: порфириты, плагиопорфиры, каратофиры, ортофиры и их туфы ($Д_1$), *2* — кнышинско-ирбинская свита карбонатных отложений, зеленокаменных эффузивов и их туфов ($\in_{1-2}$). Ирбинский плутон: *3* — щелочные граниты; *4* — кварцевые сиениты и граносиениты; *5* — фельдшпатизированные габбро и габбро-диориты Ирбинского останца; *6* — скарноворудные тела

же они проявились на заключительных этапах формирования всего вулкано-плутонического комплекса, образуя локализованные в зонах разломов трещинные интрузивы и межформационные залежи, приуроченные к разделам древних отложений нижнего структурного яруса и девонских эффузивов, играющих роль плотной экранирующей покрыш-

ки. Такие тела вскрываются в полях девонских эффузивов в эрозионных окнах вместе с древними комплексами пород и сероцветными трахиандезитами и порфиритами нижней части девонской вулканогенной толщи.

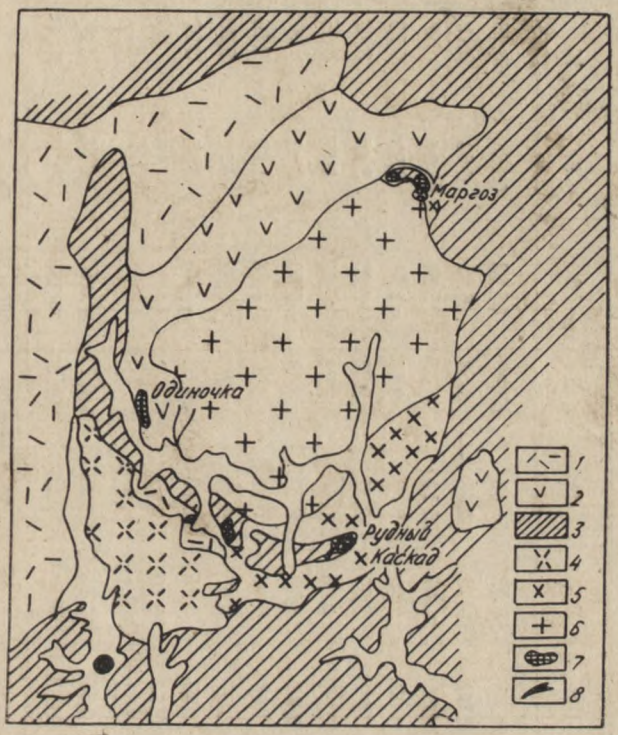



Рис. 5. Схематическая геологическая карта района Краснокаменской группы магнетитовых месторождений:

*1* — девонский вулканогенный комплекс: фельзиты, альбитофиры и их туфы (имирская свита, $S_2$—$D_1$); *2* — андезит-дацитовый комплекс эффузивов (кизирская свита, $\in_2$); *3* — кембрийские вулканогенно-осадочные отложения: кислые и среднеосновные эффузивы, туфы, туфопесчаники и сланцы с линзами известняков (осиновская свита, $\in_2$—$\in_2$)

Краснокаменский интрузив: *4* — граносиениты и кварцевые сиенит-порфиры.

Канзыбинский массив: *5* — габбро-диориты, кварцевые диориты; *6* — граниты и гранодиориты; *7* — скарны; *8* — магнетитовые рудные тела (По Г. В. Полякову, 1971)

Таблица 3

**Химический состав интрузивных пород Тейского комплекса формации субвулканических гранитов и граносиенитов**

| № образца Компоненты | 145 | 117 | 591 | 139 | 147 | 341 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68,75 | 68,84 | 73,78 | 67,86 | 68,57 | 69,03 | 68,40 | 67,82 | 66,56 | 68,28 | 68,72 |
| $TiO_2$ | 0,53 | 0,25 | 0,18 | 0,66 | 0,55 | 0,65 | 0,59 | 0,51 | 0,53 | 0,49 | 0,53 |
| $Al_2O_3$ | 14,82 | 17,56 | 14,81 | 14,88 | 14,40 | 15,14 | 15,17 | 15,34 | 15,34 | 14,51 | 14,82 |
| $Fe_2O_3$ | 1,28 | н. б. | 0,18 | 1,03 | 1,10 | 0,58 | 0,11 | 1,11 | 0,99 | 0,73 | 1,28 |
| FeO | 2,53 | 1,95 | 1,37 | 3,02 | 2,60 | 2,31 | 2,23 | 2,23 | 3,42 | 3,12 | 2,53 |
| MnO | 0,05 | 0,97 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,05 |
| MgO | 1,29 | 0,89 | 0,34 | 2,98 | 1,98 | 2,73 | 0,43 | 0,57 | 0,92 | 0,73 | 1,29* |
| CaO | 1,60 | 1,55 | 0,27 | 1,48 | 2,76 | 0,99 | 2,32 | 1,96 | 1,96 | 2,10 | 1,60 |
| $Na_2O$ | 5,38 | 4,67 | 3,78 | 1,57 | 0,50 | 4,48 | 5,04 | 5,32 | 4,56 | 5,00 | 5,38 |
| $K_2O$ | 2,84 | 3,71 | 4,44 | 2,26 | 3,25 | 0,78 | 4,63 | 4,18 | 4,15 | 3,07 | 2,84 |
| $P_2O_5$ | | 0,082 | 0,063 | 0,15 | 0,10 | 0,12 | | | | | |
| S | | 0,010 | 0,022 | 0,22 | 0,016 | 0,049 | | | | | |
| п.п.п. | | 0,28 | 0,44 | 2,56 | 3,90 | 2,36 | 0,43 | 0,50 | 0,88 | 1,36 | 1,05 |
| Σ | 99,07 | 99,99 | 100,72 | 99,73 | 100,08 | 99,28 | 99,38 | 99,61 | 99,37 | 99,44 | 100,89 |
| Название породы | Граносиенит | | Гранит лейкократовый | Скарнированные граносиениты с магнетитом и серпентином | | Кварцевый щелочной сиенит | | Кварцевый сиенит-порфир | Граносиенит | | Щелочной граносиенит |

Продолжение табл. 3

| Место взятия | Рудное поле Тейского месторождения | | | | | | Месторождение Ельген-Таг | | Ск. 113, глуб. 900 Тейское место-рожд. | Скв.113, глуб. 980 Тейское место-рожд. | Скв. 145 глуб. 243, Тейское место-рожд. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому | | | | | | | | |
| | № 145 | № 117 | № 591 | | | | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| S | 76,8 | 76 | 80,5 | | | | 77,3 | 76,2 | 74,2 | 73,2 | 76,8 |
| a | 15,7 | 15,1 | 14,2 | | | | 17,67 | 17,4 | 17,8 | 14,5 | 15,58 |
| c | 1,9 | 1,8 | 1,5 | | | | 1,14 | 1,4 | 1,1 | 1,8 | 1,9* |
| b | 5,6 | 7,2 | 3,8 | | | | 3,84 | 5,0 | 6,9 | 10,5 | 5,6 |
| $m^1$ | 38 | 20 | 18,8 | | | | 19,3 | 18,7 | 22,2 | 11,0 | 38,2 |
| $c^1$ | 1 | | | | | | 24,6 | 20,0 | 20,2 | 6,0 | — |
| $a^1$ | | 54,6 | 48,3 | | | | — | — | — | — | — |
| $f^1$ | 61 | 25,4 | 37,90 | | | | 56,3 | 61,4 | 57,6 | 83,0 | 60,7 |
| f | 19,2 | 0,0 | 3,4 | | | | 2,0 | 19,0 | 12,0 | 56,0 | 19,2 |
| t | 0,6 | 0,4 | 0,2 | | | | 0,3 | 0,5 | 0,6 | 0,4 | 0,6 |
| n | 74,0 | 65,9 | 56,2 | | | | 62,3 | 68,5 | 67,0 | 72,0 | 74,0 |
| Q | 20,4 | 19,8 | 31,1 | | | | 18,0 | 16,0 | 12,0 | 16,0 | 20,4 |
| a : c | 8,3 | 8,2 | 9,5 | | | | 16,0 | 12,0 | 16,0 | 8,0 | 8,3 |

Примечание. Формулы по Т. Барту:

№ 145 — граносиенит $K_{33}Na_{94}Ca_{16}Mg_{17}Mn_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{1,9}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{9}Al_{156}Ti_3S_{615}[O_{1600}]$;

№ 117 — граносиенит $K_{41}Na_{19}Ca_{25}Mg_{12}Mn_7F^{\cdot}_{1,4}Al_{182}Ti_2Si_{605}P_1[O_{1600}]$;

№ 591 — гранит лейкократовый $K_{49}Na_{63}Ca_{11}Mg_4Mn_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{1,6}F^{\cdot}_{1}Al_{149}Ti_2Si_{632}P_{0,5}[O_{1600}]\{K_{26}Na_{28}Ca_{15}Mg_{40}Mn_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{2,3}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{7}Al_{159}Ti_5Si_{616}P_1[O_{1600}]\}$;

№ 138 — граносиенит с новообразованиями;

№ 147 — граносиенит пироксена, магнетита $K_{38}Na_9Co_{27}Mg_{27}Mn_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{1,7}F^{\cdot\cdot\cdot}_{7}Al_{154}Ti_4Si_{624}P_1[O_{1600}]$;

№ 341 — граносиенит серпентина, эпидота $K_9Na_{78}Ca_{10}Mg_{36}Mn_{0,3}Fe^{\cdot\cdot}_{1,7}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{4}Al_{160}Ti_4Si_{618}P_1[O_{1600}]$;

Как видно из сравнения анализов, граносиениты в образцах № 138, 147, 341 обогащены Fe, Mg, Ca в ущерб щелочам.

Рис. 6. Геолого-структурный план Тейского железорудного месторождения (по В. Н. Семенову, 1974):

*1* — известняки, доломиты, доломитизированные известняки; *2* — брек-

Эксплозивный характер магматизма этого периода и широкое распространение субщелочных кислых эффузивов в верхах вулканогенной толщи свидетельствует о том, что в отдельные моменты обогащенные летучими субщелочные кислые расплавы прорывались на поверхность. В это время, вероятно, имела место частая смена интрузивного и эффузивного магматизма, а в отдельных случаях одновременное параллельное развитие того и другого [Поляков Г. В., 1971].

Сложный, длительный и многостадийный процесс формирования трахиандезит-липаритовых комплексов и субвулканических интрузий гранитов и сиенитов обусловил различные, нередко противоречивые соотношения этих эффузивов и интрузий, не позволяющие однозначно решать вопрос о последовательности их формирования. Однако эта особенность вполне отвечает общепринятым представлениям о посторогенном (субсеквентном) магматизме [Штилле Г., 1964; Поляков Г. В., 1971].

Субвулканические граносиенитовые интрузии не только пространственно и структурно связаны с трахиандезит-липаритовыми эффузивами, но и обнаруживают четко выраженную общность петрографических и геохимических черт (табл. 2, 3). Причем петрографические особенности рудоносных интрузий заключаются в исключительно устойчивом субщелочном гранит-сиенитовом характере ассоциирующихся пород. Резко гипабиссальные и приповерхностные условия формирования интрузивных тел и специфичность состава магмы обусловили преимущественно одношпатовый характер слагающих их пород, в которых преобладает калинатровый полевой шпат с высоким содержанием (до 50% и более) альбитовой молекулы. Отдельные самостоятельные зерна плагиоклаза встречаются редко и в небольших количествах. Подобное считается обычным явлением для сиенитов малых глубин [Боуэн Н. Л. и др., 1952; Поляков Г. В., 1971]. Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами рибекит-арфведсонитового ряда, натрийсодержащими гастингситами и, реже, обыкновенной известковистой роговой обманкой. В щелочных сиенитах встречается щелочной пироксен, а в граносиенитах и субщелочных гранитах — биотит. Характерными петрохимическими особенностями пород формации субвулканических граносиенитов и гранитов являются повышенная щелочность и железистость, относи-

---

чии карбонатных пород; *3* — амфиболиты; *4* — диориты, габбро-диориты; *5* — дайки, *6* — глыбово-валунный ксенотуф; *7* — вулканические брекчии, туфобрекчии; *8* — скарны, метасоматиты; *9* — железные руды; *10* — карбонат-магнетитовые породы (оруденелые карбонатные брекчии); *11* — глыбы и блоки брекчированных карбонатных пород; *12* — крупные трещины, зоны смятия, дробления, рассланцевания

**Схема последовательности процессов минералообразования**

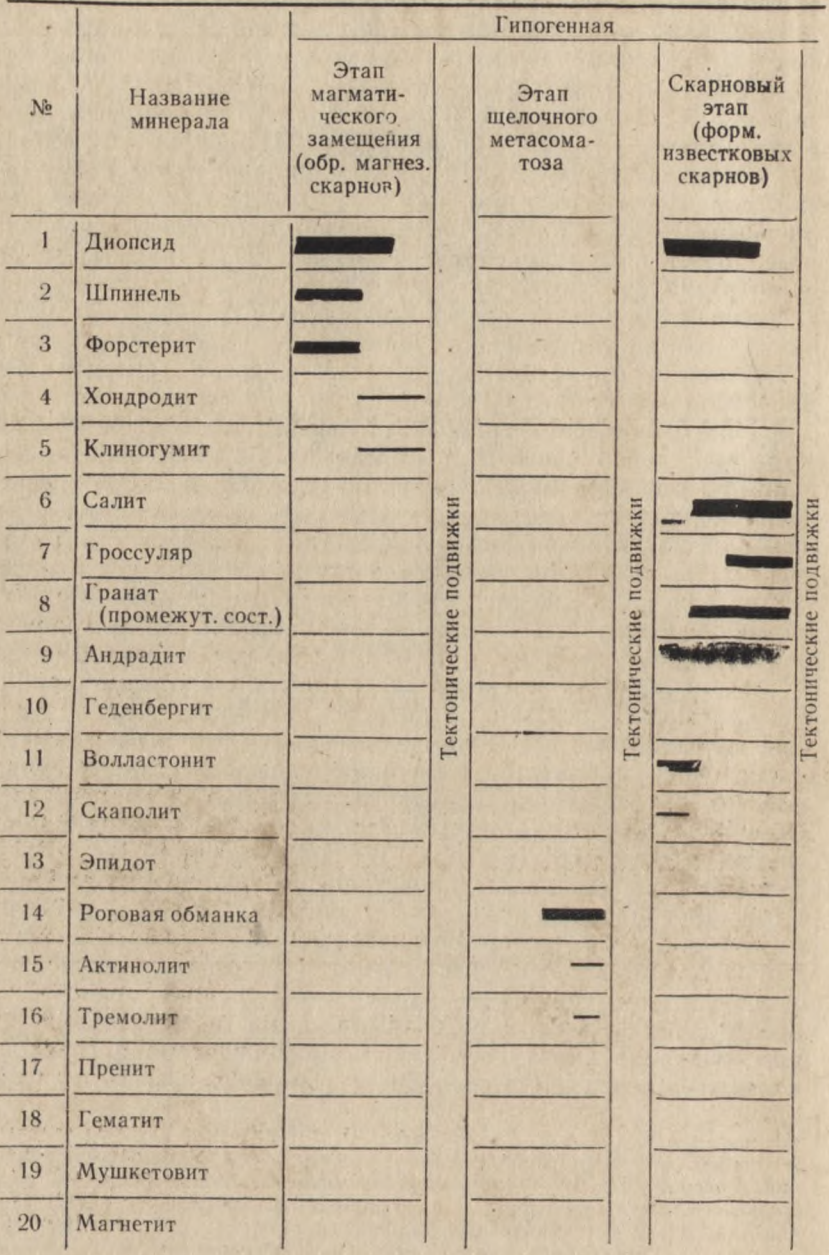
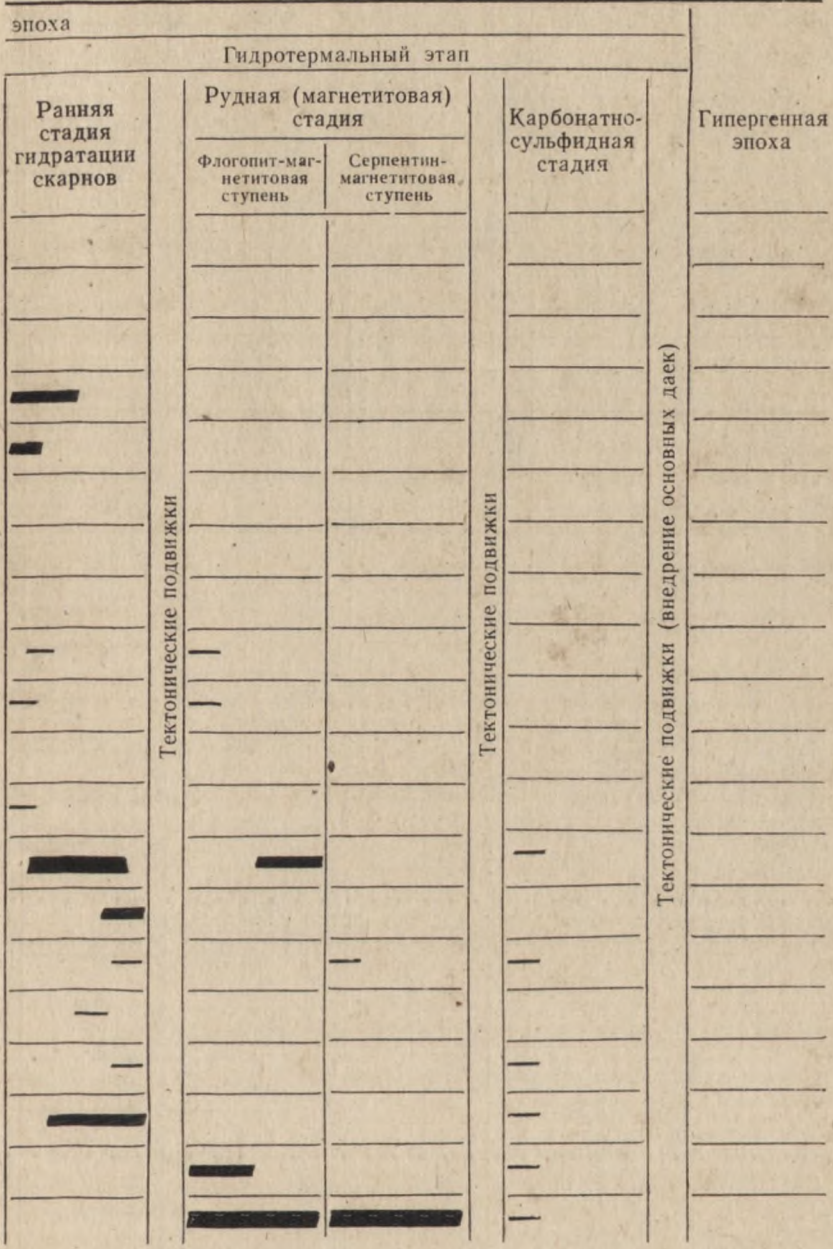
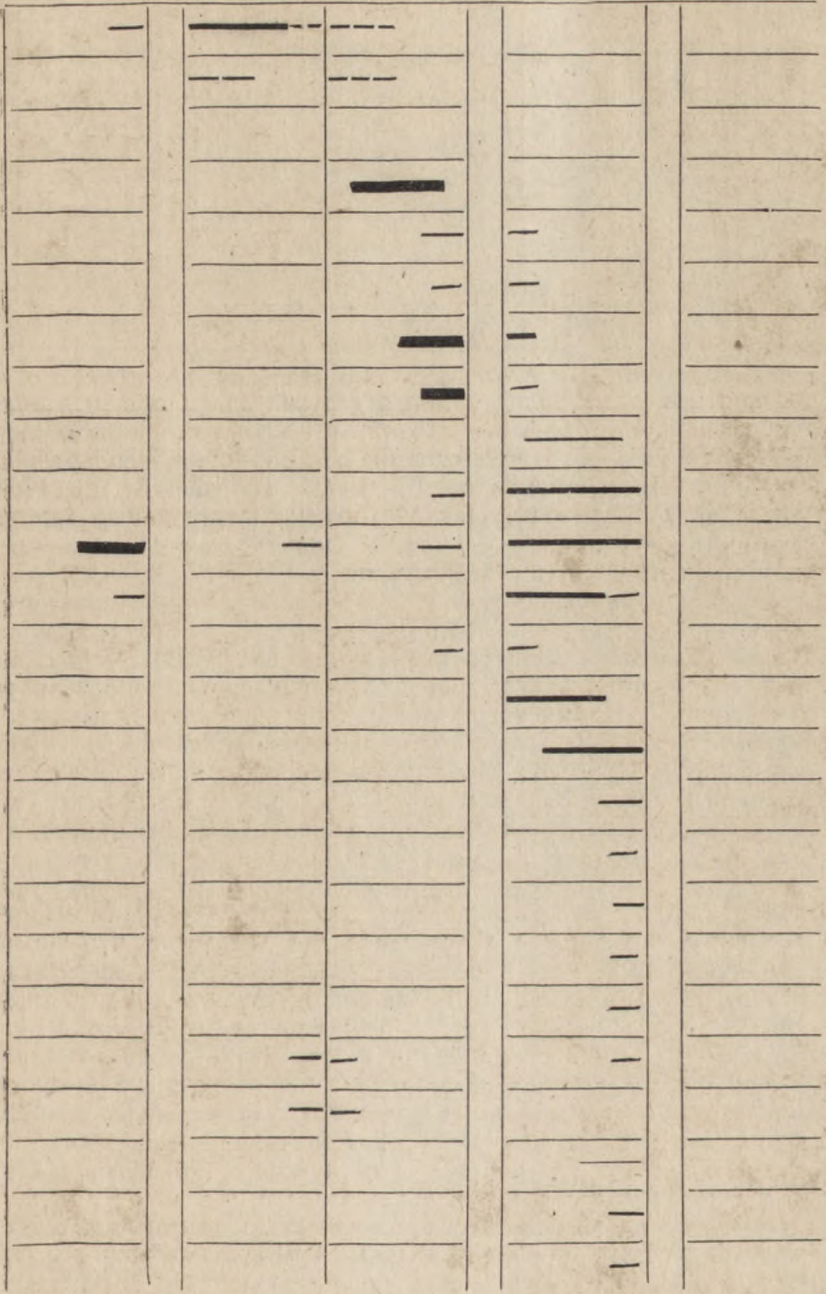


Таблица 4

**и порядок выделения минералов на Тейском железорудном месторождении**



| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 21 | Флогопит | | | | |
| 22 | Апатит | | | — | — |
| 23 | Сфен | | | — | — |
| 24 | Антигорит | | | | |
| 25 | Хризотил | | | | |
| 26 | Асбест | | | | |
| 27 | Офит | | | | |
| 28 | Хлорит | | | | |
| 29 | Сидерит | | | | |
| 30 | Доломит | | | | |
| 31 | Кальцит | | | | |
| 32 | Кварц | | | — | |
| 33 | Пирротин | | | | |
| 34 | Пирит | | | | |
| 35 | Халькопирит | | | | |
| 36 | Арсенопирит | | | | |
| 37 | Молибденит | | | | |
| 38 | Теннантит | | | | |
| 39 | Сфалерит | | | | |
| 40 | Галенит | | | | |
| 41 | Герсдорфит | | | | |
| 42 | Брусит | | — | | |
| 43 | Флюорит | | | | |
| 44 | Никелин | | | | |
| 45 | Шмальтин-хлоантит | | | | |



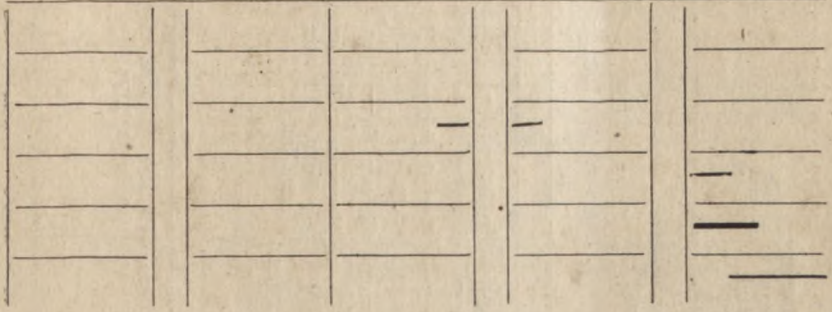
| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 46 | Кислые плагиоклазы | | | [redacted] | |
| 47 | Калиевый полевой шпат | | | | |
| 48 | Мусковит | | | | |
| 49 | Гипс | | | | |
| 50 | Мартит | | | | |
| 51 | Лимонит | | | | |

тельно высокая роль калия в составе щелочей и слабая пересыщенность кремнекислотой, а также явно пониженное, по сравнению со стандартными типами пород, содержание кальция [Шелковников А. Д., 1962; Телешев А. Е., 1964; Поляков Г. В., 1971]. Петрохимически интрузивные породы формации чаще всего близки к щелочноземельным рогово-обманковым сиенитам по Р. Дэли.

Субвулканические граниты и сиениты характеризуются специфическим набором элементов-примесей (редкоземельная и редкометальная специализация, Ge, F, B). Повышенные содержания акцессорного Ge характерны граносиенитам Тейского и Ирбинского типа. Это свойство характерно и комагматичным эффузивам [Шелковников А. Д., 1965; Семенов В. Н. и др., 1966, 1969; Поляков Г. В., 1971], что особенно четко проявляется в акцессорном магнетите. Так, этот минерал из сиенитов и ортофиров Тейского района содержит в среднем соответственно 11 и 14 г/т германия. Вероятно, повышенная германиеносность рассматриваемых гранитов связана с приповерхностными субвулканическими условиями их формирования, поскольку известно, что германий концентрируется в больших количествах в эффузивах и вулканогенно-осадочных комплексах [Момджи Г. С., 1959, 1963; Григорьев В. М., 1965 и др.]. Специализация этой магматической серии в отношении F доказывается часто встречающейся ассоциацией флюорита с кислыми и субщелочными эффузивами девона Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, а также наличием флюоритовой минерализации среди сиенитов рудоносных комплексов (тейского, ирбинского).

Наряду с этим девонские рудоносные комплексы содержат постоянно бор (в среднем 0,013% акцессорного B). Отмеченная геохимическая специализация в отношении

Продолжение табл. 4



редкоземельных и редкометальных элементов-примесей, F, B, Ge и других отчетливо проявляется и в минералах постмагматических образований (скарнов, руд и различных метасоматитов; табл. 4, 5). Специфика геохимических и петрохимических особенностей (особенно повышенная щелочность) пород девонской вулкано-плутонической ассоциации, с одной стороны, объясняется своеобразием проявления этого магматизма в условиях консолидированной складчатой области, а с другой — различного рода реакционными процессами, протекающими при формировании магматических очагов в условиях достаточно мощной и разнородной осадочно-метаморфической оболочки.

Таблица 5

**Краткая сводная схематическая таблица, отражающая разнообразие метаморфических и метасоматических пород железорудных полей Алтае-Саянской области, образованных в разные этапы развития контактово-метасоматического процесса**

| Этап минералообразования | Тип метасомат. относ. оруден. | Формация метасоматитов | Фации метасоматитов (группы, типы и разновидности пород) | Формационный тип интрузии | Месторождение |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Магматического замещения | Дорудные | Интрузовидных и эффузовидных пород [Поспелов Г. Л., Павлов А. П., 1967; Кузнецов Ю. А. и др., 1971 и т. д.] | 1. Лейкократовых сиенитов<br>2. Диоритовых порфиритов<br>3. Разнообразных гранитовидных пород<br>4. Диоритовидных пород<br>5. Разнообразных порфиритов и т. д.<br>6. Альбитовых и других полевошпатовых пород, дающих тела, нередко с резкими контактами | 1. Гранитоидных батолитов «пестрого состава»<br>2. Субвулканических гранитов и граносиенитов<br>3. Габбро-диорит-гранодиоритовая<br>4. Габбро-сиенитовая<br>5. Габбро-альбититовая | Тамир-Тау, Тельбесс, Уйзок и др.<br>Тея, Одиночное, Ирба и др.<br>Табрат, Таят<br>Месторожд. Кондомского района, Инское, Анзас, Хайлеол |
| | | Магнезиальных скарнов | Пироксен-магнетит-людвигитовые<br>Пироксен-магнетит-шпинель-людвигитовые<br>Магнетит-людвигит-хондродитовые | Габбро-диорит-диабазовая | Инское (в зоне глубинного разлома) |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| | Дорудные | | Монтичеллитовые, монтичеллит-бруситовые, клиногумит-магнетитовые, людвигит-ашарит-магнетитовые, шпинелевые, шпинель-пироксеновые, брусит-форстеритовые и т. д. | Габбро-сиенитовая | Леспромхозное (в зоне крутопадающего регионального разлома) |
| | | | Фассаит-шпинель-флогопитовые, пироксен-флогопитовые, пироксен-амфибол-флогопит-апатитовые, шпинель-форстеритовые и т. д. | Габбро-сиенитовая | Шерегеш (в зоне глубинного разлома) |
| | | | Пироксеновые, шпинель-пироксеновые, пироксен-флогопитовые, пироксен-шпинель-серпентиновые, часто с магнетитом, магнетит-ашарит-людвигитовые, клиногумит-серпентин-магнетитовые и т. д. | Гранитоидных батолитов «пестрого» состава | Темир-Тау (в зоне крутопадающих, регион разл.), Верхний Учулен (в зонах пологих контактов доломитов и гранитоидов) |
| | | | Пироксен-шпинелевые, пироксен-шпинель-серпентиновые, клиногумит-шпинель-пироксен-серпентиновые и т. д. | Субвулканических гранитов и граносиенитов | Тейское |

Продолжение табл. 5

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| Контактового метаморфизма | Дорудные | Контактовых роговиков | Разнообразные по составу роговики: пироксеновые, пироксен-эпидотовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые кварц-полевошпат-пироксеновые и т. д. Они образуются за счет различных пород — осадочных, эффузивных и интрузивных | В контактовых ореолах интрузий разнообразных формационных типов | Инское, Хайлеол, Темир-Тау, Шерегеш, Лавреновское, Табратское и др. |
| Щелочного метасоматоза | | Щелочных метасоматитов калиевого ряда | Фельдшпатолиты и разнообразные метасоматиты, содержащие разное количество калиевых полевых шпатов (амфиболов, пироксена, эпидота и др.) | Ташелгинская интрузия гиббро-диорит-диабазовая | Ташелгинская группа месторождений |
| | | | | Гранитоидные батолиты «пестрого» состава | Темир-Тау |
| | | | | Габбро-сиенитовая | Шерегеш |
| | | | | Субвулканических гранитов и граносиенитов | Гейско-Тузухсинская, Ирбинская и Краснокаменская группы |

Продолжение табл. 5

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| Скарнирования | Дорудные | Щелочные метасоматиты натриевого ряда | 1. Альбититы и различные альбитсодержащие метасоматиты | Габбро-диорит-диабазовая | Инское |
| | | | | Габбро-плагиогранитная | Канымская группа |
| | | | 2. Скаполитовые, скаполит-амфиболовые и другие метасоматиты | Габбро-альбититовая | Анзас, Хайлеол |
| | | | | Габбро-диорит-гранодиоритовая | Хайлеол, Таят, Табрат |
| | | | 3. Дашкесанитовые метасоматиты | Габбро-диорит-гранодиоритовая | Табрат |
| | | Метасоматиты кальциевого ряда | 4. Плагиоклаз-эпидотовые, плагиоклаз-амфибол-эпидотовые и др. | | |
| | | Метасоматические породы, сформированные в процессе силицификации | Разнообразные окварцованные породы и метасоматические кварциты | | Хайлеол, Анзас, Инское и др. |
| | | Известковистых скарнов | Биметасоматически-диффузионных | Многие формационные типы | Хайлеол, Ташелгинское месторождение, Канымское, Инское, Ирбинское, Тейское и др. |
| | | | Контактово-инфильтрационных | Габбро-диорит-гранодиоритовая | Табрат и др. |
| | | | Инфильтрационно-биметасоматических | Габбро-сиенитовая и др. | Шерегеш |
| | | | Автореакционных | Габбро-альбититовая | Хайлеол |
| | | | «Жильные скарны» — пироксеновые жилы | Габбро-диорит-гранодиоритовая | Таят, Табрат |

Продолжение табл. 5

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|
| Гидротермальный | Метасоматиты рудной стадии | Апоскарнов | Амфибол-эпидотовая | | |
| | | | Магнетитовые руды: 1. Магнетитовые руды с хлорсодержащими роговой обманкой или актинолитом (апатитом) 2. Магнетитовые руды с хлор-фторсодержащими амфиболами 3. Магнетитовые руды с флогопитом 4. Магнетитовые руды с эпидотом и многие др. | Разные формационные типы | Инское, Шерегеш, Лавреновское, Ташелгинские, Одиночное, Тейское, Хайлеол и многие другие (в разнообразных месторождениях по разному) |
| | Послерудные метасоматические и жильные гидротермальные образования | | Эпидозиты. Флогопит-амфиболовая. Хлорит-серпентиновая<br>Карбонатно-серпентин-тальк-хлоритовая<br>Кварц-карбонатная<br>Карбонатно-сульфидная<br>Кварцевые жилы и линзы<br>Кальцитовые жилы и брекчиевидные жилы карбонатов и другие | | В различных месторождениях по разному |

# ГЛАВА II

## СПЕЦИФИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Магнетитовые скарновые месторождения в связи с граносиенитовыми интрузиями формируются в наиболее активных в тектоническом и магматическом отношении структурных узлах, где девонский магматизм накладывается на интенсивно нарушенные участки эвгеосинклинальных зон салаирид. В сложении этих зон активную роль играют базальтоидные доорогенные вулканиты, карбонатные отложения и прорывающие их раннепалеозойские комплексы пород эвгеосинклинальных габброидных и синорогенных гранитных формаций. Все это обусловливает весьма сложное строение всех рудных полей без исключения (см. рис. 3, 4, 5, 6, 7, 8).

В качестве примера можно указать Тейско-Тузухсинский район (рис. 3, 6), расположенный в зоне сочленения девонских отложений Минусинской впадины с раннекаледонскими складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау. Здесь выделяется железорудный узел, объединяющий Тейское, Абагасское, Ельгентагское месторождения и ряд рудопроявлений. Все они локализуются в Тейско-Ужунжульской тектонической зоне, связанной с северо-восточными дизъюнктивами, являющимися оперяющими крупного регионального Балыксинского разлома, который имеет меридиональное простирание. В пределах данного рудного узла располагается наиболее крупное Тейское месторождение, которое может служить типовым для характеризуемой железорудной субформации. В строении этого рудного поля, как и других в Тейско-Тузухсинском районе, выделяются два структурных яруса (см. рис. 3, 6): 1 — фундамент и 2 — различные комплексы, связанные с этапом активизации (дающие в совокупности верхний ярус).

Образования фундамента представлены сильно метаморфизованными синийскими и древнепалеозойскими отложениями геосинклинального типа, смятыми в крупные, чаще всего опрокинутые, складки, осложненные дополнительной склад-

чатостью более высоких порядков. Складчатость сопровождается надвиговыми дислокациями, создающими в сланцевых отложениях чешуйчатые структуры. Отложения синия представлены карбонатной формацией (см. рис. 27) (доломиты, известняки, мраморы с линзами и прослоями метаморфических сланцев и амфиболитов, табл. 6, 7). Комплексы нижнего палеозоя представлены вулканогенно-сланцевыми (кондом-

Рис. 7. Схема геологического строения Березовского месторождения (по В. Т. Посохову):
*1* — среднекембрийские порфириты и их туфы (витебская, или кизирская, свита, $\in_2$); *2* — мраморизованные известняки, глинисто-кремнистые сланцы, кварциты (павловская, или овсянковская, свита $PR_2$); *3* — граниты и граносиениты, Ирбинско-краснокаменский комплекс ($S_2$—$D_1$).
Буеджуло-Предтеченский массив:
*4* — монцониты, сиениты, гранодиориты, граниты; *5* — диориты и габбро-диориты; *6* — скарны; *7* — магнетитовые рудные тела

ская свита $\in_1$ — микрокварциты, различные сланцы, диабазы и их туфы, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, песчаники и т. д.), карбонатными (усинская свита — $\in_1$) и терригенными (сыйская свита — $\in_{1-2}$ — граувакковые и полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и др.) образованиями

(см. рис. 3, 6). Толщи пород нижнего структурного яруса прорываются интрузивными телами доорогенного тейско-шорского габбро-диоритового — $\epsilon_1$ — (диориты, габбро, габбро-диориты, горнблендиты и т. д.) и орогенного гранитоидного ($\epsilon_2-\epsilon_3$) комплексов.

Второй структурный ярус сложен образованиями тейской свиты (трахиандезит-липаритовая формация), сформированной в субплатформенных условиях. Прихотливые очертания контуров полей вулканогенных пород, малые мощности и пологое залегание покровных тел, обычно не превышающее

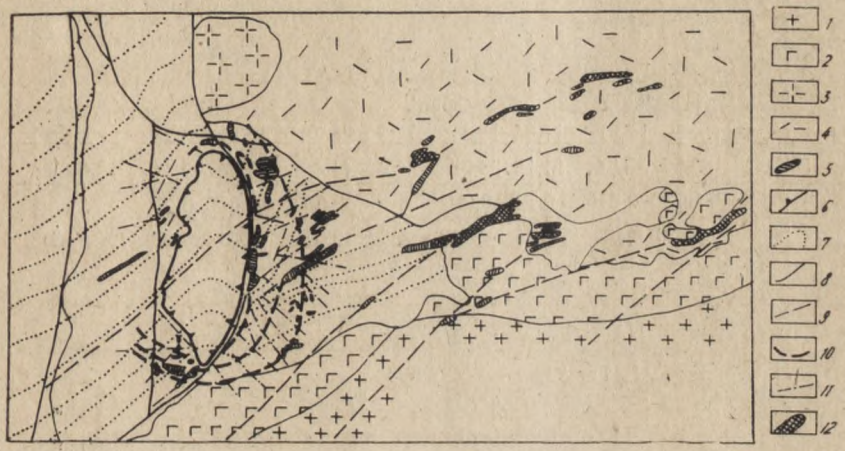


Рис. 8. Схема дорудной структуры Тейского месторождения (по В. Н. Семенову, 1974):

*1* — граниты, гранодиориты; *2* — габбро, габбро-диориты, диориты; *3* — сиениты, граносиениты; *4* — ортофиры, кварцевые порфиры, фельзиты; *5* — дайки; *6* — граница пород жерловой фации; *7* — элементы складчатой структуры; *8* — система дизъюнктивов Тейского взброса; *9* — абагасские нарушения; *10* — кольцевые трещинные зоны; *11* — радиальные трещинные зоны; *12* — рудные тела Абагасского месторождения

10—20°, свидетельствуют о том, что тейская свита эффузивов представляет лишь реликты эрозированного покрова. Рудный узел Тейско-Тузухсинского района расположен в пределах западного окончания этого покрова. Эрозионным срезом здесь вскрываются более глубоко залегающие породы Тейского вулкано-плутонического комплекса (гранитные и граносиенитовые тела и многочисленные более мелкие тела субщелочных фельзитов, фельзит-порфиров, кератофиров и сопровождающие их магматические брекчии).

Вулканогенная толща с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на сложнодислоцированных кембрий-

Таблица 6

**Химический состав некоторых карбонатных пород Тейского месторождения**

| Компоненты | № образца | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| $SiO_2$ | | | | 0,65 | 14,66 | 2,44 | 1,72 | 0,84 | 0,66 |
| $TiO_2$ | | | | | | | | 0,09 | |
| $Al_2O_3$ | | | | | | | | 0,28 | |
| $Fe_2O_3$ | | | | | | | | 0,61 | |
| FeO | | | | | 0,98 | | | 1,30 | |
| MnO | | | | | | | | 0,12 | |
| MgO | 4,69 | 14,87 | 17,34 | 18,81 | 11,80 | 8,78 | 18,27 | 20,34 | 0,70 |
| CaO | 48,76 | 35,04 | 21,15 | 33,72 | 34,64 | 41,42 | 33,24 | 29,34 | 55,63 |
| $P_2O_5$ | 0,030 | 0,040 | 0,12 | 0,082 | | 0,099 | 0,066 | 0,11 | |
| S | 0,026 | 0,12 | 0,11 | 0,046 | 0,26 | 0,076 | 0,060 | 0,66 | <0,01 |
| $N_2O$ | | | | | | | | 0,11 | |
| $K_2O$ | | | | | | | | сл. | |
| $R_2O_3$ | | | | 1,74 | 2,53 | 3,86 | 2,54 | | 0,30 |
| Н. О. | 2,36 | 1,41 | 29,55 | | 26,77 | | | | |
| п.п.п. | | | | 45,98 | | 42,81 | 44,86 | 45,11 | 43,38 |
| Σ | | | | 100,95 | | 99,38 | 100,60 | 99,48 | 100,68 |
| | Доломиты и доломитизированные известняки | | | | | | | | Известняк |

Примечание. Место взятия образца:

Северный фланг месторождения (висячий бок)

1. Скважина 106 (21,00—25,65 м);
2. —„— —„— (72,35—78,70 м);
3. —„— —„— (87,00—91,00 м).

Центральная часть месторождения

4. Скважина 127 (44,25—48,65 м), висячий бок;
5. Скважина 2 (98,40—104,00 м), лежачий бок.

Южный фланг месторождения (висячий бок)

6. Скважина 135 (32,40—36,85 м);
7. Скважина „ (87,85—91,50 м);
8. Скважина 134 (200,00—230,00 м);
9. Скважина 104 (98—103 м).

Анализы выполнены в химлаборатории ПГО «Красноярскгеология».

Таблица 7

**Химический состав сланцев и амфиболита Тейского месторождения**

| Название и место взятия образца | Неизмененный сланец, устье ручья № 5 (по Дербикову) | Слабо измененный сланец, скв. 98, 447 м (по Белоус) | Скарнированный, оруденелый сланец, скв. № 111 | | Амфиболит, южный фланг месторождения |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | 443,75—445,15 м | 452,68—456,50 м | |
| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| $SiO_2$ | 96,08 | 90,96 | 73,66 | 59,41 | 51,43 |
| $TiO_2$ | | 0,32 | 0,46 | 0,68 | 0,47 |
| $Al_2O_3$ | 1,16 | 2,93 | 4,41 | 7,85 | 15,12 |
| $Fe_2O_3$ | | 0,54 | 2,92 | 7,87 | 3,56 |
| FeO | | 0,86 | 3,92 | 6,30 | 8,76 |
| MnO | | — | 0,19 | 0,10 | 0,14 |
| MgO | 0,12 | 0,29 | 3,76 | 6,41 | 7,02 |
| CaO | 0,24 | 0,60 | 5,00 | 2,62 | 10,10 |
| $\varepsilon_{щел.}$ | | 1,97 | 2,08 | 2,89 | 2,51 |
| $V_2O_5$ | | | 0,35 | 0,13 | |
| $P_2O_5$ | Сл. | 0,71 | 0,14 | 0,30 | 0,12 |
| $S_{вал.}$ | 0,02 | — | 0,75 | 0,60 | 0,11 |
| $Fe_{пир.}$ | | | 0,65 | 0,52 | |
| $Fe_{вал.}$ | | | 5,74 | 10,92 | |
| $Fe_{сил.}$ | 1,29 | | 4,45 | 9,67 | |
| Co | | | 1,29 | 1,25 | |
| Co | | | 0,010 | | |
| Cu | Сл. | | | | |
| п.п.п. | 0,86 | 0,68 | 2,60 | 4,08 | 0,90 |

Примечание. Формулы по Т. Барту:

1 — $Ca_2Mg_2Al_{11}Si_{790}[O_{1600}]$;

2 — $O(Na+K)_{26}Ca_5Mg_3Mn_0Fe^{\cdot\cdot}_6Fe^{\cdot\cdot\cdot}_3\ Al_{28}Ti_2Si_{754}P_7[O_{1600}]$;

3 — $(Na+K)Ca_{49}Mg_{51}Mn_2Fe^{\cdot\cdot}_{3\,0}Fe^{\cdot\cdot}_{1\,6}\ Al_{48}Ti_8Si_{678}P_1V_2[O_{1600}]$;

4 — $(Na+K)_{46}Ca_{27}Mg_{95}Mn_1Fe^{\cdot\cdot}_{5\,2}Fe^{\cdot\cdot}_{5\,8}\ Al_{91}Ti_8Si_{589}P_2V_1[O_{1600}]$.

Анализы № 3, 4, 5 выполнены в химлаборатории ПГО «Красноярскгеология».

Таблица 7а

**Краткая характеристика магнезиальных скарнов Тейского месторождения**

| | |
|---|---|
| Характер распространения, форма проявления и место локализации | Ранее пользовались большим распространением, сейчас отмечаются в виде реликтов среди руд брекчиевой текстуры и различных метасоматитов (апоскарнов, особенно серпентинитовых). Встречаются в пределах всей рудной зоны, особенно на горизонтах 1000 и 985 м и ниже, в лежачем боку рудной зоны. Форма проявления — реликтовые неправильные участки площадью от первых квадратных метров (в 100 м на юг от 2-го ключа на гориз. 1000 и 985 м) до микроскопических выделений |
| Первичный состав замещаемых пород | Развиваются по зонам дробления и трещиноватости в эруптивных и карбонатных брекчиях (особенно в первых), а также в доломитах и доломитизированных известняках, чаще всего в лежачем боку рудной зоны. В брекчиях замещается прежде всего цемент и обломки доломитов. Обломки других пород иногда окружаются каемкой скарнов, чаще лишены их |
| Минералогический состав скарнов | Форстерит, диопсид, клиногумит, шпинель, хондродит, оливин. При этом чаще всего в реликтовых участках скарнов отмечаются диопсид, форстерит, хондродит; другие пользуются меньшей сохранностью и распространением |
| Структуры и текстуры скарнов | Структуры—гранобластовые, гломеробластовые, пойкилобластовые, нематогранобластовые<br>Текстуры — неоднородные, пятнистые, брекчиевые, брекчиевидные и др. |
| Краткая характеристика основных минералов скарнов | 1. Диопсид чаще всего устанавливается под микроскопом. Он отмечается в виде неправильных реликтовых зерен, реже встречаются уцелевшие выделения этого минерала, напоминающие коротконризматические индивидуумы, размеры зерен — 0,01—0,05 мм. Иногда (горизонт 1000 и 985 м в 100 м на юг от 2-го ключа) наблюдаются макроскопически видимые реликтовые участки пироксеновых магнезиальных скарнов со шпинелью и хондродитом. В этом случае диопсид образует мелкозернистые агрегаты зеленовато-серого и светло-зеленовато-серого цвета с размерами зерен от долей мм до 2—4 мм. $Ng=1{,}700—1{,}703$; $Nm=1{,}676—1{,}680$; $Np=1{,}669—1{,}673$; $\Delta=0{,}030$; $\angle C:Ng=39°$; $+2V=57—56°$; уд. вес — 3,26—3,28. Молекулярный состав — 5—10% CaFe и 95—90% CaMg — соответствует диопсиду. Химический состав обр. 533 (гориз. 1000 м в 100 м на юг от второго ключа), %: $SiO_2$—51,20; $TiO_2$—0,03; |

MgO—16,24; $Al_2O_3$—2,60; $Fe_2O_3$—2,09; FeO—2,20; MnO—0,21; CaO—25,35; п.п.п.—0,21; Σ—100,13.

Кристаллическая формула: $Ca_{1,00}(Mg_{0,90} \times$

$$\times Fe^{2+}_{0,05}Fe^{3+}_{0,05})_{1,00}[(Si_{1,89}Al_{0,11})_2O_6]$$

2. Шпинель чаще всего наблюдается в шлифах. Иногда в реликтовых участках, скарнов образует значительные скопления (гориз. 1000, 985 м). Скарны, состоящие из диопсида и шпинели, развиваются по эруптивным брекчиям, замещая цемент и обломки доломитов и доломитизированных известняков. Чаще всего шпинель развивается в массе диопсида, реже — форстерита, реликты которых иногда видны в массе шпинели при больших увеличениях. Макроскопически шпинель развивается в виде вкрапленности как отдельных зерен, так и их скоплений, размер их — 3—4 мм в поперечнике. В пустотах видны хорошо образованные кристаллы в виде {111} и {110}. Характерны двойники по (111) — шпинелевому закону, реже — двойники полисинтетические. Иногда на кристаллах пирамиды роста с неровными границами. Цвет меняется от темно-зеленого до светло-зеленоватого. Причем темно-зеленые и зеленовато-черные тона окраски характерны для более крупных кристаллов и крупнозернистых агрегатов шпинели. Шпинель более мелкозернистых агрегатов имеет более светлые тона (светло-зеленые и зеленые). Наряду с этим встречается и почти черная шпинель, нередко образующая сплошные массы. Под микроскопом в шлифах шпинель наблюдается в виде ромбовидных, изометричных, шестиугольных, реже удлиненных сечений, размером от долей до 1—3 мм. Зерна изотропны, а иногда слабо аномальны. При N = = 1,721—1,742 $a_0$ = 8,027—8,103 Å; при N = 1,725 $a_0$ = 8,077 Å, а при N = 1,732 $a_0$ = 8,101 Å. Зеленые и черные разности шпинели относятся к изоморфному ряду магнезиальная шпинель ($MgAl_2O_4$) — герцинит ($FeAl_2O_4$), при этом черные разности стоят ближе к герциниту. Кроме этого, они содержат небольшое количество ганитовой молекулы ($ZnAl_2O_4$).

3. Форстерит обычно распознается только под микроскопом в виде реликтовых частей отдельных зерен, уцелевших от замещения хондродитом, серпентином и др. Ng = 1,670—1,680; Nm = = 1,652—1,660; Np = 1,636—1,645; Δ = 0,034—0,035; +2V = 86—88°; уд. вес—3,18—3,25. Соответствует по составу форстериту: $a_0$ = 4,776; $b_0$ = 10,216; $c_0$ = = 5,939

4. Хондродит развивается по форстеритовым и форстерит-диопсидовым скарнам. Хотя позд-

нее хондродит интенсивно замещался магнетитом, серпентином и другими минералами, в отдельных частях месторождения он образует значительные по площади участки (от нескольких квадратных метров до 20×70 и 120×405 м²), хондродитовых скарнов. В шлифах этот минерал отмечается в виде неправильных зерен, развивающихся в массе агрегатов зерен форстерита и диопсида. Сам он в различной степени замещается серпентином и магнетитом. Часто видны полисинтетические двойники, реже—простые. Зерна плеохроируют: по Np — бледно-желтые и желтые, по Nm и Ng—бесцветные и бледно-желтые. Ng=1,631—1,635; Nm=1,612—1,618; Np=1,600—1,604; Δ=0,031; 2V=72—74°; ∠C : Np=22°; уд. вес — 3,169. Химический состав обр. 53 (горизонт 1000 м в 100 м на юг от 2-го ключа); % : $SiO_2$—33,89; $Al_2O_3$—0,40; $Fe_2O_3$—0,44; FeO—0,42; MnO—0,04; MgO—59,41; F—6,31; $H_2O^+$—1,38. Сумма — 102,29; $-O=F_2$=2,69. Сумма с поправкой — 99,63. В другом случае химический состав выражается, % : $SiO_2$—35,82; $TiO_2$—0,21; $Al_2O_3$—1,13; $Fe_2O_3$—1,92; FeO—1,53; MnO—0,12; MgO—47,26; $\Sigma R_2O$—0,08; $H_2O^-$=0,53; $H_2O^+$—7,99; F—4,15; $CO_2$—0,65; S—0,81; $O=F_2$=2,14. Сумма с поправкой — 100,06 [Комаров П. В., 1963]; $a_0$=20,249 Å; $b_0$=4,728 Å; $c_0$=7,829 Å; β=109°05″

5. Клиногумит встречается сравнительно редко; развивается в виде неправильных зерен и их скоплений по форстериту. Плеохроирует: по Ng — бесцветный или бледно-желтый; по Nm — бледно-желтый; по Np — желтый. Ng=1,680—1,700; Nm=1,669—1,678; Np=1,649—1,656; Δ=0,031—0,044; 2V=74—88°. Из других минералов отмечаются флогопит, серпентин, кальцит, доломит, магнетит и др.

Зональность скарнов

1. Алюмосиликатные породы; 2. Скарнированные алюмосиликатные породы с широким развитием диопсида; 3. Диопсидовые скарны; 4. Диопсид-шпинелевые скарны; 5. Шпинель-форстеритовые; 6. Шпинель-форстерит-хондродитовые скарны; 7. Форстерит-хондродитовые скарны; 8. Серпентин-хлоритовые апоскарны с реликтами форстерита, шпинели и хондродита; 9. Серпентиновые и хлоритовые апоскарны

ских отложениях и трансгрессивно перекрывает более ранние интрузии, в том числе орогенные гранитоиды Есинского плутона. В составе вулканогенной толщи преобладают эффузивы трахилипаритовой группы, и сравнительно небольшое развитие получили основные и среднеосновные породы андезитового ряда.

Особое место среди пород комплекса занимают эруптивные брекчии (рис. 9), широко развитые в Тейском рудном поле (см. рис. 6). Обломки в этих породах представлены: доломитами, мраморами, амфиболитами, габброидами, диоритами, гранитами, эффузивами кислого и среднего состава и т. д. Размеры обломков — от нескольких миллиметров до крупных глыб (3×3,8 м и более). Обломки сцементированы лавовым, туфогенным и обломочным материалом. В целом брекчия может классифицироваться как глыбовый агломератовый ксенотуф [Малеев А. В., 1963], а ее отдельные участки — как агломератовый ксенотуф, лапиллиевый ксенотуф, кластолава.

Рис. 9. Эруптивная брекчия. Штуф. Уменьшено в 5 раз. Тейское месторождение, гор. 1000 м

Граносиенитовые и гранитовые интрузивы Тейского и Абагасского рудных полей располагаются в корневой части вулканической трубки взрыва, вскрываясь на поверхности в виде разрозненных мелких выходов по ее периферии. Чаще всего они встречаются на более глубоких уровнях (в скважинах и в карьере) под достаточно мощным покровом брекчированных и измененных эффузивов и других близлежащих пород.

Интрузивы рудопроявлений Тузухсу, Ельген-Тага и Хабзаса приурочены к Тейско-Тузухсинской зоне разломов, об-

разуя внешнее более широкое, сравнительно с первым полукольцо интрузий и связанных с ними магнетитово-скарновых тел (см. рис. 3, 6). Данные интрузивы проявляются или в форме штоков, или в виде мощных даек и неправильных тел с многочисленными апофизами, тяготея к зонам разломов. Все эти тела характеризуются небольшими размерами (в среднем 200×100 м в плане) и сравнительно однородным составом. Тейские и Тузухсинские тела сложены граносиенитами, Ельген-Тагские — кварцевыми сиенитами, мелкие дайковые тела — сиенит-порфирами. По химическому составу кварцевые сиенит-порфиры, граносиениты и кварцевые сиениты (см. табл. 3) занимают среднее положение между гранитами и нордмаркитами, располагаясь часто в поле граносиенитов.

Аналогичное сложное строение отмечается в рудных полях Ирбинского, Ирджинского, Березовского, Одиночного и других месторождений Восточного Саяна (см. рис. 4, 5, 7). Так, железооруденение Одиночного месторождения (см. рис. 5) приурочено к кислым альбитизированным эффузивам имирской свиты ($Д_1$), образующим крупное поле, зажатое между Канзыбинским гранитоидным массивом ($\epsilon_3 — О$) и расположенными к западу дайкообразными выходами сиенит-порфиров ирбинско-краснокаменского комплекса. На более глубоких горизонтах рудного поля отмечаются кембрийские эффузивно-осадочные образования (см. рис. 5) (карбонатная и туфогенно-грауваккова формации осиновской и чибижекской свит).

Рудовмещающий вулканогенный комплекс ($Д_1$) лежит на различной поверхности туфопесчаников кембрия. Он представлен породами типа дацитов, липаритов и другими, которые испытали отчетливо выраженную альбитизацию, в связи с чем часто именуются альбитофирами. Вблизи рудных тел, особенно среди измененных альбитофиров, прослеживаются хорошо выраженные зоны ксенолитов чужеродных пород, имеющих с рудными залежами согласное залегание. Изучение условий залегания, особенностей состава и строения этих зон показало, что слагающие их породы представляют собой эруптивные брекчии [Виноградова Р. А. и др., 1966]. Сиенит-порфиры краснокаменско-ирбинского комплекса обнажаются к западу от месторождения, а непосредственно в рудном поле встречаются редко, главным образом, в его южной части (рудопроявление Незаметное). Чаще всего они встречаются на более глубоких горизонтах.

# ГЛАВА III

## ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В пределах рудных зон месторождений получили распространение самые разнообразные метаморфические и метасоматические породы (см. табл. 5, 8, 9, 10, 14 и рис. 6, 10—18). Наиболее характерны для данных рудных полей продукты магматического замещения с образованием «интрузовидных и эффузовидных» пород (см. табл. 5, [Поспелов Г. Л., Павлов А. Л., 1967 и др.]) Так, в частности, в ирбинском рудном поле в строении зоны внешнего ореола граносиенитового интрузива широко развиты продукты сиенитизации известняков с развитием «лейкократовых сиенитов» и их порфиритизации, с образованием пород типа «диоритовых порфиритов», приобретающих более щелочной состав по направлению к периферии. Явления сиенитизации и локально выраженного магматического замещения описаны для этого месторождения Г. В. Поляковым (1958, 1971) и Г. Л. Поспеловым и др. (1967) и нет необходимости на этом останавливаться. Эти же процессы отмечаются для месторождений Краснокаменской группы [Крутов Г. А. и др., 1965], Березовского, Новоспасского и других.

Широко развиты явления магматического замещения в рудных полях Тейско-Тузухсинской группы. Здесь получили распространение магнезиальные скарны (рис. 18, 19), особенно часто встречаемые на горизонтах 1060—980 м. Краткое описание этих скарнов и слагающих их минералов отражены в табл. 7а.

Все названные процессы магматического замещения характеризуют данный тип интрузий и связанные с ними железорудные месторождения и являются весьма специфическим в петрологическом отношении свойством субплатформенных граносиенитовых плутонов. Чаще всего эти явления носят локальный характер и тесно сопряжены с внедрением субвулканических граносиенитовых интрузий, развиваясь в надапикальных их зонах. В отдельных рудных зонах развиваются контак-

Таблица 8

**Краткая характеристика известковистых скарнов Тейского месторождения**

| | |
|---|---|
| Характер распространения, форма проявления и место локализации | Известковистые скарны развивались по всей рудной зоне, о чем свидетельствуют останцы скарных тел, обнаруживаемые в пределах рудного тела. Однако основная их масса отмечается в висячем боку, в верхней части рудной зоны. Наибольшее распространение скарны получили в центральной части месторожд. В пределах главной рудной залежи скарны широко развиты в лежачем боку |
| Первичный состав замещаемых пород | Скарнируются различные, предварительно дробленные породы, особенно интенсивно карбонатные и эруптивные брекчии, зоны магнезиальных скарнов. Основная масса скарнов развивается по алюмосиликатным породам (о чем говорит наличие в известковых скарнах сфена); в небольшом объеме они развиваются по карбонатным породам |
| Разновидности скарнов | Гранатовые (гроссуляровые и андрадитовые), пироксеновые (диопсидовые, салитовые, геденбергитовые), пироксен-гранатовые (диопсидо-гроссуляровые, диопсидо-геденбергито-гроссуляровые, андрадито-салитовые, андрадито-геденбергитовые) |
| Минералогический состав скарнов | Гроссуляр, андрадит, диопсид, салит, геденбергит, везувиан, реликтовые минералы магнезиальных скарнов (диопсид, шпинель), апоскарновые минералы (серпентин, амфиболы, магнетит, флогопит, карбонаты, хлорит и т. д.) |
| Краткая характеристика основных скарновых минералов | **Диопсид** слагает мелкозернистые реликтовые агрегаты, которые сохраняются в массе граната, амфиболов, серпентина, магнетита и др. В шлифах видны реликтовые участки, сложенные грановластовыми зернами пироксена. Реже — отдельные, хорошо сохранившиеся призматические зерна. Бесцветен. Ng=1,696—1,703; Nm=1,672—1,680; Np=1,666—1,673; Ng—Np=0,030—0,031; ∠C:Ng=38—39°; +2V=60—56°; уд. вес—3,25—3,28. Молекулярный состав, % : $CaMg[Si_2O_6]$ — от 100 до 90; $CaFe''[Si_2O_6]$ — от 0 до 10 |
| | **Салит**—самый распространенный пироксен. Проявляется в виде призматически-зернистых агрегатов. В сечении дает восьмиугольные и изометричные сечения. Длина зерен—от 0,2 до 5 мм и более. В проходящем свете имеет светло-зеленый цвет. Ng=1,728; Nm=1,690—1,708; Np=1,682—1,698; Ng—Np=0,030; ∠C : Ng=41—44°; +2V=56—57°; уд. вес — 3,34—3,43. Молекулярный состав, % : $CaMg[Si_2O_6]$ — от 75 до 48; $CaFe''[Si_2O_6]$ — от 25 до 52 |

**Геденбергит** — более поздний пироксен; развит в скарнах северного фланга месторождения. Проявляется в виде призматически-удлиненных зерен, слагающих зернистые агрегаты, цвет зеленый. Плеохроирует от зеленого по Ng до светло-зеленого по Np. Ng=1,746—1,753; Nm=1,725—1,734; Np=1,716—1,724; Δ=0,030—0,029; ∠C : Ng=46—48°; +2V=59—62°. Молекул. состав, % : $CaMg[Si_2O_6]$ — от 19 до 5 и $CaFe''[Si_2O_6]$ — от 81 до 95

**Гранат (близкий к гроссуляру)** слагает кристаллически-зернистые агрегаты, состоящие из изометричных зерен (в массе которых видны хорошо образованные кристаллы ({110} и комбинации {110} и {211}). Величина зерен колеблется от 0,2 до 1 см. В сплошных мелкозернистых массах форма зерен изометричная. Цвет — бурый, темно-коричневый, желтовато-бурый, желтовато-зеленый и реже зеленый. В шлифах гранат большей частью бесцветен или имеет буроватый или зеленоватый оттенок. Обычно он изотропен. Однако встречаются и анизотропные зерна и кристаллы, что является следствием замещения более раннего изотропного граната I более поздним (II генерация). В шлифах зерна и кристаллы имеют шестиугольные, ромбовидные и округлые очертания. Анизотропные зерна имеют сложное строение. Центральные части индивид. имеют зеленоватые или буроватые тона окраски, а периферические их части обычно имеют более светлые тона окраски, а чаще всего бесцветны (рис. 10). Иногда зеленоватый или буроватый гранат образует пирамиды роста с неровными границами, которые обрастаются каймой бесцветной разностью этого же минерала. Подобные пирамиды роста образуются в результате преимущественного роста в одном направлении. Анизотропные зерна имеют зональное и секториальное строение (рис. 11, 12, 13). Зерна граната подвергаются дроблению и по трещинкам в нем развиваются эпидот, хлорит, кальцит. (В массе зерен граната отмечаются эпидот, хлорит и кальцит). Изотропные зерна граната имеют N=1,738—1,770, a=11,822—11,868 Å, что позволяет отнести его к гроссуляру с незначительным содержанием андрадитовой молекулы (1—20%). Гроссуляр является более ранней разностью граната известковых скарнов. Химический состав приведен в табл. 11

**Андрадит (гранат II)** образует мелкозернистые агрегаты, слагающие гнезда и прожилки, которые развиваются в массе граната I, замещая и рассекая его. Цвет минерала темно-бурый, коричневый, бурый и медово-желтый. Иногда кристаллы полупрозрачны. Последние обычно развивались в пустотах. Кристаллы имеют вид {110}, {211} и комби-

Продолжение табл. 8

| | |
|---|---|
| | нации {110} и {211}. Кристаллы и зерна оптически аномальны (рис. 14, 15, 16).<br>Ядро аномальных зерен имеет N = 1,809—1,820, а периферия — N = 1,834—1,845. В других случаях значения показателей преломления достигают величин — N = 1,865—1,887. Все это позволяет отнести его к андрадиту (с небольшим содержанием гроссуляровой молекулы), $a_0$ = 11,908—12,020 Å |
| | Кроме главных минералов скарнов в них отмечаются: скаполит (табл. 4), корднерит, апатит, сфен, различные апоскарновые минералы |
| Зональность скарнов | Проявляется в зонах контактов доломитов и доломитизированных известняков с алюмосиликатными породами. Обобщенная схема зональности имеет следующий вид: 1) доломиты и доломитизированные известняки; 2) диопсидовые и диопсид-шпинелевые; 3) диопсид-шпинель-форстеритовые и шпинель-форстеритовые; 4) форстерит-хондродитовые; 5) гранат-пироксеновые, гранатовые; 6) диопсид-шпинель-гранатовые; 7) гранат-флогопитовые; 8) гранат-серпентиновые и т. д. скарны. В 6, 7, 8-й зонах иногда отмечаются реликты шпинели, диопсида и, крайне редко, форстерита |

товые роговики (биотитовые, амфиболовые, амфибол-плагиоклазовые и т. д.) (Одиночное, Березовское и др.). На всех месторождениях широко проявились продукты раннепостмагматического этапа кремниево-щелочного метасоматоза (см. табл. 4), который явился как бы переходным звеном между магматическими и постмагматическими процессами замещения. В этот этап формируются своеобразные, сильно обогащенные или Na, или K, «эффузовидные» породы, внешне похожие на фельзиты (Одиночное, Ирбинское и др.), разнообразные брекчиевидные (псевдобрекчии) (кварц-калишпатовые, кварц-калишпат-эпидотовые, кварц-альбит-калишпатовые, альбитовые, Тейское, Ирбинское, Одиночное) и другие метасоматиты (олигоклазиты, олигоклазовые порфиры, альбитофиры, альбититы и разного рода обогащенные калием форфоровидные и роговиковидные аллоиты). Все эти образования предшествуют формированию известковистых скарнов и магнетитовых руд. Обычно они образуются в ореольной зоне как по интрузивным, так и по вмещающим породам (тектоническим и эруптивным брекчиям, эффузивам и известнякам; Тейское, Ирбинское, Одиночное, Бурлукское, Ирджинское и т. д). Например, широко развиты олигоклазиты, олигокла-

Таблица 9

**Минералы скарновой стадии формирования Одиночного месторождения**
**(см. табл. 31)**

| Подстадия (ступень скарнообразования) | Название минерала и степень распространения | Генерация | Последовательность образов. в пределах подстадии | Агрегаты, форма проявления | Цвет, оптические свойства, проявления в шлифах под микроскопом | Химический состав | Прочие свойства | Взаимоотношения с другими минералами |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Первая пироксен-гранатовая (собственно скарновая) | **Пироксен** широко развит в известковых скарнах и в магнетитовых рудах. Является главным породообразующим минералом | I | Является наиболее ранним минерал. в процессе скарнообразования. Часто слагает мономинеральные пироксеновые скарны | Кристаллически зернистые агрегаты, иногда шестоватые, призматические, вытянутые. В массе агрегатов редко отмечаются короткопризматические кристаллы двух типов: 1) комбинация — {100}, {110}, {010}, {111}, {001} и 2) сочетание — {100}, {110}, {010} и {001}. Размеры зерен и кристаллов от 0,2 до 2,8 мм. Иногда видны реликтовые участки пироксена в других минералах (гранате, амфиболе, магнетите и др.) | Светло-зеленый, зеленовато-серый; в шлифах — бесцветен или со слабым зеленоватым оттенком<br>Главная масса представлена салитом.<br>В шлифах — в виде неправильных и реже короткопризматических зерен, образующих реликтовые участки среди амфибола, иногда эпидота и граната. Отмечаются простые двойники по (100) | Чаще всего соответствует салиту, реже диопсиду (табл. 13).<br>Формула одного из пироксенов, свойства которого — Ng=1,718; Np=1,688; ∠c : Ng=42°; 2V=58, уд. вес — 3,36, имеет следующий вид:<br>$Ca_{0,98}(Mg_{0,61}Fe^{2+}_{0,27}Mn_{0,01}Fe^{3+}_{0,08}Al_{0,02}Ti_{0,01})_{1,00}(Si_{1,98}Al_{0,02})_2O_6$ | Данные рентгеноструктурного анализа: диопсид имеет: $a_0$=9,739 Å; $b_0$=8,919 Å; $c_0$=5,254 Å; салит имеет $a_0$=9,744 Å; $b_0$=8,923 Å; $c_0$=5,258 Å | Замещается гранатом, магнетитом всех генераций, амфиболом, эпидотом, сульфидами.<br>Реликты зерен пироксена в виде мельчайших включений расположены в основной массе граната, напоминая пойкилитовую структуру |

| № обр. | Ng | Nm | Np | Ng—Np | ∠c : Ng, град | +2V, град | Содержан. желез. частиц., % | Название минер. | Уд. вес |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 701 | 1,703 | 1,680 | 1,673 | 0,030 | 39 | 56 | 10 | Диоп- | 3,28 |
| 735 | 1,706 | 1,683 | 1,674 | 0,032 | 40 | 56 | 12 | сид | 3,30 |
| 741 | 1,709 | 1,686 | 1,679 | 0,030 | 40 | 56 | 16 | „ | 3,32 |
| 784 | 1,714 | 1,692 | 1,684 | 0,030 | 42 | 57 | 26 | Салит | 3,36 |
| 727 | 1,718 | 1,696 | 1,688 | 0,030 | 42 | 57 | 32 | „ | 3,38 |
| 714 | 1,719 | 1,696 | 1,689 | 0,030 | 42 | 58 | 33 | „ | — |
| 753 | 1,720 | 1,698 | 1,689 | 0,031 | 43 | 59 | 35 | „ | 3,39 |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Гранат I** широко развит в скарнах и рудах. Он является | I | Сменяет во времени и пространстве пироксен I, замещая его | Мелкозернистые, тонкозернистые, сливные массы. Реже — неравномерно-зернистые агрегаты. Размеры зерен — от долей миллиметра до 3,6 мм | Цвет восково-желтый, зеленовато-желтый, желтовато-розоватый, желтовато-зеленоватый. Зерна обычно изотропны. При обрастании поздним гранатом индивиды в целом приобретают зонарное строение и анизотропны. Показатель преломления изменяется от 1,745—1,761 до 1,780—1,880, что соответствует гранату, содержащему от 6 до 90% андрадитовой ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$) молекулы. Причем более глиноземистые разности граната являются несколько более ранними | Химический состав граната I приведен в табл. 11.<br>В табл. 11а отражен молекулярный состав и кристаллохимические формулы. Гранат, имеющий N—1,800 и уд. вес—3,89, характеризуется следующей формулой: | Данные рентгеноструктурного анализа приведены ниже | Пересекается пироксеном II и гранатом II, замещается магнетитом I |
| | главным породообразующим минерал. мономинеральных гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов, а также встречается в ассоциации с амфиболами, магнетит. и другими | I | | | | $(Ca_{2,59}Mg_{0,13}Mn_{0,04}Fe^{2+}_{0,04}K_{0,02})_{2,82}(Fe^{3+}_{1,82}Al_{0,15}Ti_{0,01})_{1,98}[Si_{3,14}O_{12}]$ | | и другими генерациями этого минерала, эпидотом и т. д. |

| № обр. | N | Параметр $a_0$, Å | Уд. вес опред. |
|---|---|---|---|
| 110 | 1,745 | 11,830 | |
| 90 | 1,752 | 11,845 | 3,45 |
| 91 | 1,785 | 11,879 | 3,68 |
| 111 | 1,755 | 11,849 | |
| 106 | 1,761 | 11,860 | |
| 98 | 1,870 | 11,992 | 3,75 |
| 87 | 1,880 | 12,020 | 3,75 |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Гематит** | I | Сохраняется в реликтах от замещения магнетитом I и II. Формируется, по-видимому, после граната I | Реликтовые участки среди агрегатов мушкетовита | Обладает обычными свойствами | | | |
| Вторая магнетитовая подстадия | **Пироксен** | II | Во вторую подстадию после формирования магнетита I и граната I | Чаще всего слагает отдельные прожилки, где образует призматически зернистые агрегаты, плотные мелкозернистые массы. Размеры индивидов — от 0,08 до 18 мм | Зеленый, зеленовато-серый; в шлифах — светло-зеленый. Плеохроизм заметный | Химический состав отражен в табл. 13. Кристаллохимическая формула пироксена, имеющего Ng=1,706; Np=1,674; ∠c : Ng=40° Ng—Np=0,032, выражается:<br>$Ca_{0,97}(Mg_{0,74}Fe^{2+}_{0,17}Mn^{2+}_{0,02}Fe^{3+}_{0,08}Al_{0,08}Ti_{0,01})_{0,04}[Si_2O_6]$ | Данные рентгеноструктурного анализа ферросалита: $a_0$=9,848 Å; $b_0$=8,993 Å; $c_0$=5,258 Å | Пересекает пироксен I, гранат I магнетит I |
| (ступень) минералообразован. | | | | | | | | |

| № обр. | Ng | Nm | Np | Ng—Np | ∠c : Ng, град | +2V, град | Содержан. желез. частиц., % | Название минерал. | Уд. вес |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 704 | 1,732 | 1,712 | 1,703 | 0,029 | 44 | 59 | 58 | Фер- | 3,47 |
| 712 | 1,740 | 1,719 | 1,710 | 0,030 | 45 | 60 | 71 | роса- | 3,52 |
| 741 | 1,736 | 1,716 | 1,708 | 0,028 | 45 | 60 | 60 | лит, | 3,50 |
| 727 | 1,706 | 1,683 | 1,674 | 0,032 | 40 | 56 | 12 | диоп- | 3,30 |
| 718 | 1,709 | 1,686 | 1,679 | 0,030 | 40 | 56 | 16 | сид, | 3,32 |
| 725 | 1,718 | 1,702 | 1,686 | 0,032 | 42 | 58 | 68 | салит | |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Гранат** гроссуляр - андрадитового изоморфн. ряда | II | Формируется после образован. магнетита I и отчасти пироксена II | Крупнозернистые, неравномерно - зернистые агрегаты, слагающие прожилки и гнезда (с различными минералами) среди скарнов и руд. Иногда в зернистой массе граната развиваются хорошо выраженные кристаллы типа {110} и {211}, а также их комбинации. Размеры индивидов — от 0,2 до 5 мм | Макроскопически — зеленовато-бурый, бурый, буровато-красный и буровато-черный. В шлифах — зерна неправильной формы и шестиугольные сечения имеют буроватые, светло-зеленовато-буроватые тона окраски. Отдельные индивиды имеют зональность в распределении окраски. Это видно как под микроскопом, так и макроскопически. В последнем случае зеленовато-желтый и желтый гранат обрастается оранжевым и буроватым. Зерна граната II анизотропны, зональны, имеют иногда секториальное строение. Показатели преломления граната II изменяются от 1,820—1,889 | Химический состав отражен в табл. 11. Кристаллохим. формула граната II, имеющего N=1,830; уд. вес — 3,79, выражается:<br>$(Ca_{2,14}Mg_{0,12}Mn_{0,06}Fe^{2+}_{0,06})_{2,70}(Fe^{3+}_{1,15}Al_{0,86}Ti_{0,02})_{2,03}[Si_{3,13}O_{12}]$ | Данные рентгеноструктурного и других анализов имеют следующий вид: | Встречается в составе гранат-пироксен-магнетитовых руд и скарнов Ассоциирует с разнообразными минералами (кальцитом, пироксеном II, эпидотом и хлоритом). Наблюдаются пойкилитовые вростки магнетита I в гранате II. Прожилки темно-бурого граната II рассекают зеленовато-желтый гранат I |

| № обр. | N | Параметр $a_0$, Å | Уд. вес |
|---|---|---|---|
| 100 | 1,820 | 11,830 | 3,768 |
| 105 | 1,830 | 11,960 | 3,790 |
| 107 | 1,842 | 11,972 | 3,812 |
| 110 | 1,880 | 12,002 | 3,890 |
| 101 | 1,885 | 12,020 | |
| 108 | 1,89 | 12,028 | |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **Магнетит** | I | Формируется после пироксена I и граната II. Составляет всю массу промышленных руд | Мелкозернистые агрегаты, где размер зерен колеблется от 0,5 до 0,8 мм. Отмечаются зоны среднезернистой структуры. В таких агрегатах размеры индивидов от 1 до 4 мм | Под микроскопом — алло-гипидиоморфнозернистые структуры. Неправильные зерна до травления имеют однородное строение. При травлении выявляется сложное зональное внутреннее строение, структуры замещения и катаклаза | Химический состав, кристаллохимические формулы и молекулярные компоненты приведены в табл. 23 | Параметры элементарной ячейки $a_0$ магнетита изменяются от 8,3912 до 8,3940 | Замещает гранат I и пироксен II |
| | **Мушкетовит** | | Формируется одновременно с магнетитом II в процессе замещения гематита | Пластинчатые и лучистые агрегаты, расположенные в массе магнетита II, граната I и реже пироксена I | Под микроскопом — лучистые и шестоватые агрегаты, размер зерен — от 0,04 до 5,1 мм | | | Образуется за счет замещения гематита магнетитом, о чем говорят редкие реликтовые участки первого в массе второго |

**Краткая характеристика некоторых метасоматических пород Абагасского месторождения (скарново-водно-силикатный минералогический тип, см. табл. 1)**

| Название пород | Место локализации пород и степень их распространения | Разновидности | Краткая характеристика пород | Структурные особенности под микроскопом | Минералогический состав пород | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Главные минералы | Второстепенные минералы |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| **Скарны** | Распространены в западной части южной зоны, в пределах рудных тел III и I—IV. К востоку от этих тел роль скарнов уменьш. и изменяется их состав | Гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксеновые гранат-эпидотовые, пироксен-гранат-эпидотовые. Пироксеновые — редки. Чаще встречаются в пределах III рудного тела | Пятнистые, неоднородные, зеленовато-бурые, серовато-зелено-коричневые или буровато-серые породы, неравномернозернистого строения, массивн. такситовой текстуры | Гранобластовые, пойкилобластовые и, часто, замещения | Гранат I—слагает сливные массы, буровато-красный, размеры зерен 0,1—1 мм, изотропен, N—от 1,825—до 1,855, что соответствует гроссуляр-андрадиту (состав: 58,5—75% андрадитовой и 41,5—25% гроссуляровой молекул), $a_0$=11,526—11,988 Å, химич. состав отражен. в табл. 11. Гранат II — дает гнезда и прожилки, замещая гранат I, медово-желтый, зеленовато-желтый, часто хорошо выраженные кристаллы {110} и сплошные м/з массы. Размер зерен—до 0,5—1 мм, ани- | Акцессорные — апатит, сфен. Гистерогенные: амфиболы, хлорит, карбонаты, кварц |

Продолжение табл. 10

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | зотропен. N—1,848 (гранат содержит 72% андрадита и 24% гроссуляра). В других: N=1,895; $a_0$=12,05 Å | |
| | | | | | Пироксен — чаще в реликтах. Обычно замещен амфиболом, магнетитом и др. Ng=1,700—1,706; Nm=1,676—1,683; Np==1,669—1,674; Δ==0,031—0,032; ∠C:Ng==39—40°; +2V=57—56; уд. вес — 3,26—3,30. Состав: 5—12% CaFe и 95—88% CaMg, что соответствует диопсиду. Химический состав отражен в табл. 15 | |
| | | | | | Эпидот проявл. в гнездообразных скоплениях и прожилковых выделениях, агрегаты м/з. В пустотах — призматические кристаллы до 1—2 мм. Обычно замещает гранат и пироксен. Ng= | |

Продолжение табл. 10

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | =1,758; Np=1,723; Δ= =0,035; ∠C : Np=—3; 2V=—79°; состоит из 24% $HCa_2Fe_3SiO_3O_{13}$ и 76% $H_2Ca_2Al_2SiO_3O_{13}$ | |
| **Метасоматиты** | В районе VI рудного тела по ряду горных выработок | Ильваитовые и ильваит-амфиболовые метасоматиты | Зеленовато-черные породы, м/з ст-ры, пятнистой шлировой текстуры | Гипидиоморфнозернистые, гранобластовые, структуры замещения, радиально-лучистые | Ильваит дает плотные м/з массы черного цвета. В других случаях — гнездообразную вкрапленность в массе актинолита. Под бинокуляр. обнаружив. радиально-лучистые, шестоватые, лучистые агрегаты. Размеры призматических зерен — 2—3 мм, а радиально-лучистых агрегатов и розеток — 4—5 мм. Иногда одиночные призматические кристаллы трех типов: 1) комбинация {111} и {110}; 2) комбинация {110}, {120}, {101} и {111} и 3) комбинация {110}, {120}, {350}, {101} и {111}. В шлифах—призматическ. ромбовидная, шестоват. Иногда плеохроирует | Людвигит, аширит, кальцит, гематит, мушкетовит, магнетит |

Продолжение табл. 10

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | от густо-зеленовато-бурого по Np до черного по Ng. В отражен. свете матово-серовато-белый с розоват. оттенком. Ng — от 1,920 и 1,915 до 1,886; Nm — от 1,891 до 1,872; Np — от 1,878 до 1,872; $\Delta$=0,042—0,058; 2V≈ ≈+25—48°. Параметры элем. ячейки одного из образц.: $a_0$=8,82 Å; $C_0$= =5,86 Å; $b_0$=13,07 Å. Химический состав отражен в табл. 15 | |
| | | | | | Актинолит образует тонко- и мелкозернистые массы зеленого цвета. Лучистые и радиально-лучистые агрегаты. Ng= 1,643; Np=1,621; $\Delta$= =0,022; $\angle C : Np = 16°$; 2V=—83°. Состав: 83% $Ca_2Mg_5$ и 17% $Ca_2Fe_5$ | |

Рис. 10. Кристаллы зонального аномального граната II. Николи +, увел. 30. Тейское месторождение

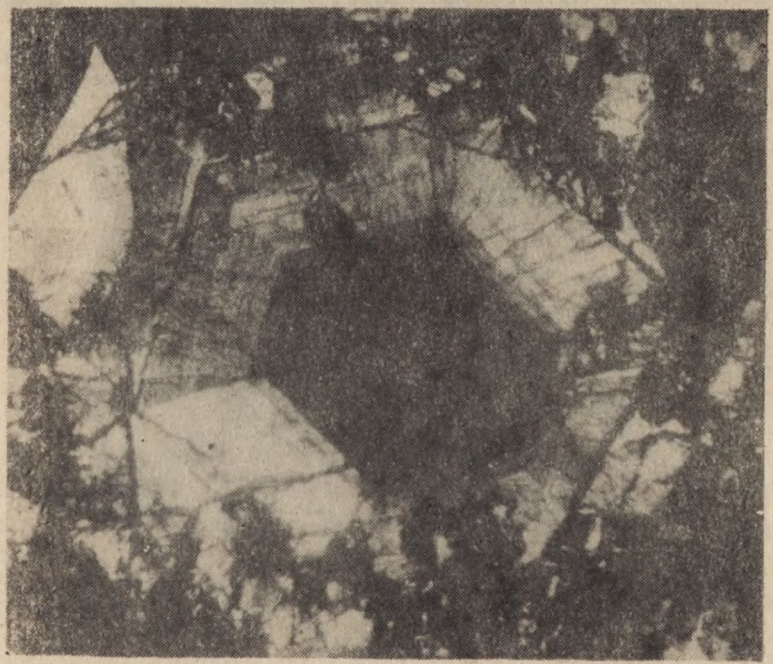


Рис. 11. Анизотропный зональный гранат I. По трещинкам проникает кальцит. Николи +, увел. 24

Рис. 11 *а*. Анизотропный зональный гранат I. По трещинкам проникает кальцит. Николи+, увел. 24. Тейское месторождение

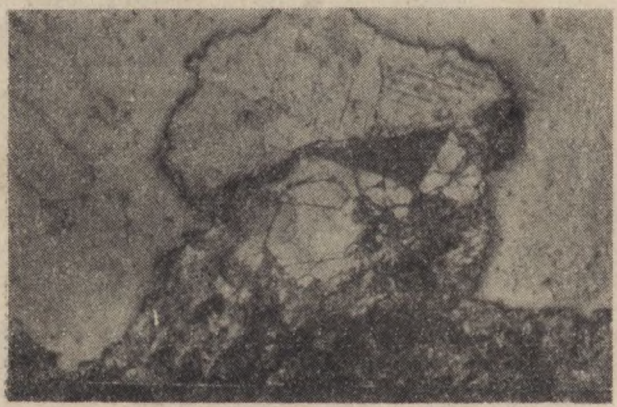


Рис. 12. Секториальное угасание анизотропного граната. Николи+, увел. 24. Тейское месторождение

Рис. 12 *а*. Секториальное угасание анизотропного граната. Николи+, увел. 24. Тейское месторождение

Рис. 13. Зерно аномального граната с секториальным погасанием. Николи+, увел. 36. Тейское месторождение

Рис. 14. Зональные кристаллы граната II в массе тонкозернистого граната I. Полированный штуф. Тейское месторождение

Рис. 15. Зональный кристалл граната известковистого скарна. Тейское месторождение. Полированный штуф

Рис. 16. Оптически аномальные кристаллы граната. Тейское месторождение. Николи +, увел. 30

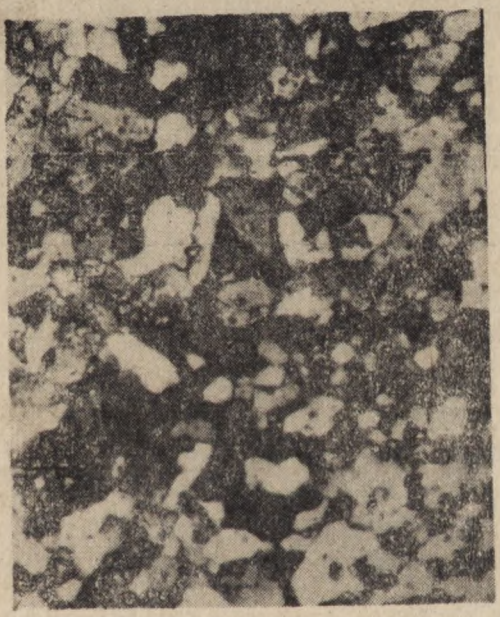


Рис. 17. Пироксен-амфибол-плагиоклазовый роговик с гранобластовой структурой. Николи +, увел. 34. Тейское месторождение

зовые порфиры и аллоиты в Ирбинском рудном поле. Фронтальное проявление щелочного метасоматоза среди эффузивов Одиночного месторождения привело к образованию

Рис. 18. Магнезиальный скарн по вулканическим брекчиям. Видны обломки ортофиров. Карьер, гор. 1000 м

альбитофиров. Состав-парагенезис щелочных метасоматитов данного этапа отражен на рис. 20.

На всех месторождениях субформации широко развиты метасоматиты постмагматических скарнового и гидротер-

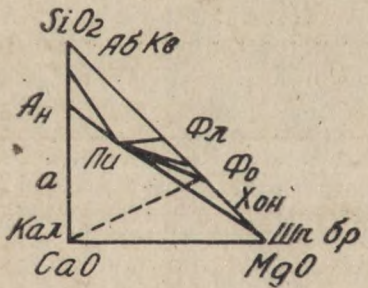



Рис. 19. Состав-парагенезис магнезиальных скарнов Тейского месторождения

мального этапов (см. табл. 4, 5, 8, 10, 16). Здесь получили распространение самые разнообразные известковые скарны, апоскарны, в том числе и руды. Краткая их характеристика

и минералогический состав отражены в табл. 7—27 и на рис. 41—65, состав-парагенезис — на диаграммах (см. рис. 21—25).

В распределении метасоматитов и руд в каждом месторождении намечается определенная закономерность. Так, напри-

Рис. 20. Микроклиновый метасоматит (фельдшпатолит). Николи+, увел. 60. Месторождение Тейское

мер, на месторождении Одиночное (см. рис. 5) скарново-рудные тела располагаются среди альбитофиров разной степени изменения. Здесь мощные внешние оторочки вокруг рудно-скарновой зоны представлены хлоритизированными альбитофирами. Ближе к скарнам и рудам следуют биотитизированные разности этих пород, слагающие маломощные зоны преимущественно в лежачем боку рудных тел. Эпидотизированные альбитофиры располагаются между хлоритизированными и амфиболизированными альбитофирами. Последние образуют внешнюю, смежную со скарнами зону. Причем амфиболизация альбитизированных эффузивов и их туфов усиливается с севера на юг и в южной части месторождения, особенно на более глубоких горизонтах.

В строении скарново-рудных тел отмечаются определенные закономерности. Так, гранат-пироксеновые и гранатовые скарны и руды развиты на верхних горизонтах рудного поля в его северной и центральной части. На более глубоких горизонтах месторождения, в его центральной и особенно в южной частях, преобладают амфиболовые метасоматиты и амфибол-магнетитовые руды. Эпидотовые апоскарны являются единственными околорудноизмененными породами в висячем боку верхней части рудного тела, а ниже их располагаются

**Химический состав гранатов Тейского, Абагасского, Ирбинского,**

| № п/п | № обр. | Месторож. | Место взятия | Краткая характеристика образца | Компоненты, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ |
| 1 | 2 | | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 1 | 78-II | Тейское | Гранат II генерации | Кристаллы в ассоциации с кальцитом | 36,20 | Сл. | 5,60 | 24,30 |
| 2 | Т-210 | | По Вахрушеву, 1965 | | 36,04 | 0,08 | 3,82 | 25,36 |
| 3 | Т-101 | | Горизонт. 1000 м (карьер) | Кристаллические агрегаты | 34,44 | 0,20 | 1,12 | 29,24 |
| 4 | К-Т | | Горизонт. 1030 м (карьер) | Кристаллы темно-бурого граната | 36,28 | Сл. | 5,62 | 24,27 |
| 5 | 66-Т | | Гориз. 1000 гл. р. т. | Светло-бурый гранат | 36,98 | 0,25 | 13,15 | 13,93 |
| 6 | 66-Т | | Гориз. 980 гл. р. т. | Гнезда и кристаллы черного цвета | 35,24 | 0,46 | 3,45 | 26,05 |
| 7 | А-III | Абагасское | Абагасское медово-желтый гранат, III рудное тело | Образован. мелких кристалликов, слагающих сплошные массы | 39,36 | 0,24 | 8,40 | 15,56 |
| 8 | А-1-Г | | —„— | | 34,44 | 0,20 | 1,12 | 29,14 |
| 9 | А-II-Г | | —„— | —„— | 34,72 | 0,09 | 0,48 | 30,94 |
| 10 | | Ирбинское | По А. И. Александрову (1938) | | 38,72 | 0,58 | 13,36 | 12,93 |
| 11 | 273 | | По данным В. А. Вахрушева (1965) | | 36,01 | 0,22 | 8,23 | 19,45 |
| 12 | 122 | | —„— | —„— | 34,50 | 0,16 | 1,06 | 29,39 |
| 13 | 311 | | —„— | —„— | 36,40 | 0,21 | 10,10 | 16,12 |
| 14 | 138 | | | | 37,12 | 0,75 | 14,46 | 12,15 |
| 15 | 277 | | | | 36,70 | 0,45 | 13,02 | 13,05 |
| 16 | 335 | | | | 36,05 | 0,01 | 0,09 | 31,27 |
| 17 | С-215-1 | | Скв. 215, интерв. 38—43 м | Зернистые массы | 36,79 | 0,18 | 13,96 | 11,72 |
| 18 | С-215--VII | | Скв. 215, глуб. 43—46 м | Агрегаты бурого граната | 37,40 | 0,19 | 14,04 | 11,59 |

Таблица 11

**Изыгского, Бурлукского и Одиночного месторождений**

| FeO | MgO | MnO | CaO | $Cr_2O_3$ | $P_2O_5$ | $V_2O_5$ | BeO | $ZrO_2$ | $H_2O^-$ | $H_2O^+$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| 1,44 | Сл. | 0,04 | 32,25 | | | | | | | | 99,83 |
| 0,42 | 0,58 | 0,14 | 33,34 | | | | | | | 0,23 | 100,1 |
| 0,90 | 0,21 | 0,17 | 33,12 | 0,012 | 0,33 | 0,008 | 0,09 | 0,014 | | | 99,78 |
| 1,47 | 0,02 | 0,07 | 32,16 | | | | | | | | 100,0 |
| 0,82 | 0,79 | 0,16 | 33,02 | 0,009 | | NiO— —0,02 | | ZnO— —0,11 | | | 99,43 |
| 0,54 | 2,07 | 0,24 | 32,00 | 0,014 | | | | | | | 100,69 |
| 1,08 | 1,01 | 0,21 | 32,81 | Сл. | 0,17 | 0,008 | 0,04 | 0,021 | | 0,11 | 99,01 |
| 0,90 | 0,41 | 0,17 | 33,12 | 0,012 | 0,15 | 0,008 | | | | | 99,67 |
| 0,90 | 0,21 | 0,28 | 32,38 | 0,004 | 0,19 | 0,013 | | | | | 100,20 |
| 1,99 | 0,32 | 1,29 | 30,59 | | | | | | | | 99,78 |
| 1,22 | 0,40 | 0,61 | 33,52 | | | | | | 0,15 | 0,43 | 100,24 |
| 0,56 | 0,28 | 0,45 | 33,20 | | | | | | 0,12 | 0,32 | 100,04 |
| 1,98 | 1,06 | 0,90 | 32,41 | | | | | | 0,14 | 0,97 | 100,29 |
| 1,46 | 0,53 | 1,60 | 31,50 | | | | | | 0,10 | 0,43 | 100,10 |
| 1,70 | 0,94 | 0,51 | 33,06 | | | | | | 0,18 | 0,68 | 100,29 |
| 0,43 | 0,69 | 0,14 | 31,68 | | | | | | | | 100,36 |
| 1,50 | 0,57 | 0,68 | 33,47 | 0,02 | 0,12 | 0,01 | | | | | 99,02 |
| 1,42 | 0,54 | 0,72 | 33,22 | 0,02 | 0,10 | | | | | | 99,22 |

| 1 | 2 | | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 19 | С-77 | | Скв. 77 инт. 58—80 м | —„— | 36,28 | 0,20 | 8,44 | 19,76 |
| 20 | С-176 | Бурлукское | Скв. 176 | | 36,56 | 0,13 | 8,60 | 18,35 |
| 21 | С-13 / Б-50 | | Скв. 13, глуб. 268 | Сливная масса | 36,84 | 0,28 | 10,76 | 16,36 |
| 22 | С-31 / Б-705 | | Скв. 31, инт. 128—132 м | —„— | 36,78 | 0,18 | 12,18 | 15,96 |
| 23 | С-13 / Б-12 | | Скв. 13, глуб. 213,2 м | Бурый, сливная масса | 36,68 | 0,06 | 11,84 | 15,96 |
| 24 | С-35 / Из-82 | Изыгское | Скв. 35, глуб. 167 м | —„— | 37,94 | 0,50 | 10,71 | 14,17 |
| 25 | С-35 / Из-31 | | Скв. 35, глуб. 74,2 м | М/з гранат, бурый | 37,32 | 0,40 | 10,83 | 15,77 |
| 26 | С-32 / Из-131 | | Скв. 32 | —„— | 37,98 | 0,25 | 11,09 | 15,61 |
| 27 | С-59 / 0-111 | Одиночное | Скв. 59, глуб. 351 | Зеленовато-бурый, зернистый | 36,66 | 0,18 | 1,69 | 28,74 |
| 28 | С-37 / 0-62 | | Скв. 37, глуб. 384 | М/з агрегаты, желтовато-бурый | 37,96 | — | 5,05 | 24,18 |
| 29 | С-30 / 0-80 | | Скв. 30, глуб. 138 | —„— | 37,28 | Сл. | 1,26 | 26,34 |
| 30 | С-59 / 93 | | Скв. 59, глуб. 324 | М/з агрегат, зеленовато-бурый | 36,69 | Сл. | 3,46 | 27,49 |
| 31 | С-59 / 111 | | Скв. 59, глуб. 353 м | Гранат II генерации, кристаллы | 36,44 | 0,24 | 1,42 | 29,34 |

скарны. Таким образом, в пределах этого рудного поля отмечается как вертикальная, так и горизонтальная зональность. Своеобразная закономерность в распределении метасоматитов и руд отмечается в условиях Абагасского месторождения. Здесь гранатовые и гранат-пироксеновые скарны широко развиты в западной части южной зоны, в районе рудных тел III и I—IV (см. рис. 3, 6). К востоку от этих тел роль скарнов уменьшается и меняется их состав. В районе VI рудного тела развиваются ильваитовые и ильваит-амфиболовые метасоматиты. В ассоциации с ильваитом здесь отмечаются аширит и людвигит. Западный фланг рудного поля сложен кварц-эпидотовыми, эпидот-амфиболовыми и хлорит-эпидотовыми метасоматитами, которые к востоку сменяются хлорит-кар-

Продолжение табл. 11

| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1,41 | Сл. | 0,60 | 33,11 | | | | | | | | 99,80 |
| 1,95 | 0,36 | 0,59 | 32,70 | | 0,16 | | | | | | 99,24 |
| 1,08 | Сл. | 0,27 | 33,60 | | 0,10 | | | | | | 99,29 |
| 1,80 | 0,44 | 0,18 | 31,90 | | 0,10 | | | | | | 99,52 |
| 1,68 | 0,12 | 0,19 | 32,74 | | 0,10 | | | | | | 99,37 |
| 0,90 | 0,90 | 0,47 | 33,26 | | 0,28 | | | | | | 99,13 |
| 0,90 | 0,44 | 0,49 | 32,88 | | 0,28 | | | | | | 99,03 |
| 0,79 | 0,47 | 0,27 | 32,91 | | 0,18 | | | | | | 99,37 |
| 0,18 | 0,56 | 1,02 | 31,54 | 0,06 | | | | | | | 100,63 |
| 1,23 | 2,10 | 1,44 | 27,84 | | | | | | | | 99,50 |
| 1,44 | 0,41 | 1,42 | 31,43 | | | | | | | | 99,58 |
| 0,72 | Сл. | 1,02 | 30,45 | | | | | | | | 99,93 |
| 0,18 | 0,58 | 1,09 | 31,27 | 0,03 | | | | | | | 100,59 |

Анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского университета.

бонатными и кварц-карбонатными гидротермальными образованиями. В пределах данного месторождения проявляется отчетливая горизонтальная зональность. Зональность характерна и для других рудных полей (Тейское, Ирбинское, Бурлукское).

В связи с тем, что отдельные месторождения рассматриваемой субформации несколько различаются между собой по целому ряду признаков (геологической позиции, вещественному составу руд и измененных пород и т. д.), среди них выделяем ряд минералогических подтипов — магнезиально-известково-скарновый (Тейское), известково-скарновый (Одиночное, Ирбинское, Березовское), скарново-водно-силикатный (Абагас).

Таблица 11а

**Кристаллохимические формулы гранатов**
**(приложение к табл. 11)**

| № п/п (согл. табл. 11) | Примечание | Кристаллохимические формулы | | | | | | | | | | | | Молекулярный состав, % | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Mg | Fe″ | Mn | Ca | ΣR″ | Al | Fe‴ | ΣR‴ | Si | Ti | ΣSi | $+SiO_2$ | Пироп | Альмандин | Спессартин | Гроссуляр | Андрадит | Уваровит |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| 1 | | — | 0,10 | — | 2,84 | 2,94 | 0,54 | 1,50 | 2,04 | 2,97 | — | 2,97 | | | | | | | |
| 2 | | 0,07 | 0,03 | 0,07 | 2,97 | 3,08 | 0,37 | 1,58 | 1,95 | 2,99 | 0,01 | 3,00 | | 2,4 | 1,0 | 0,3 | 15,2 | 81,1 | |
| 3 | | 0,03 | 0,07 | 0,01 | 3,07 | 3,18 | 0,11 | 1,90 | 2,01 | 2,99 | 0,01 | 3,00 | | 0,9 | 2,1 | 0,4 | 5,7 | 93,3 | 0,05 |
| 4 | | | 0,10 | | 2,83 | 2,93 | 0,54 | 1,48 | 2,02 | 2,98 | | 2,98 | | | | | | | |
| 5 | | 0,09 | 0,05 | 0,01 | 2,76 | 2,91 | 1,22 | 0,82 | 2,04 | 2,91 | 0,01 | 2,92 | | | | | | | |
| 6 | | 0,49 | 0,06 | 0,02 | 2,80 | 3,37 | 0,33 | 1,60 | 1,99 | 2,88 | 0,03 | 2,92 | | | | | | | |
| 7 | | 0,13 | 0,08 | 0,03 | 3,00 | 3,24 | 0,85 | 1,00 | 1,85 | 3,36 | 0,01 | 3,00 | 0,37 | | | | | | |
| 8 | | 0,05 | 0,06 | 0,01 | 2,94 | 3,06 | 0,12 | 1,82 | 1,94 | 2,86 | 0,01 | 2,87 | | | | | | | |
| 9 | | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 2,88 | 2,99 | 0,05 | 1,93 | 1,98 | 2,89 | | 2,89 | | | | | | | |
| 10 | | 0,04 | 0,14 | 0,09 | 2,69 | 2,96 | 1,27 | 0,73 | 2,00 | 2,96 | 0,04 | 3,00 | 0,22 | 1,3 | 4,7 | 3,0 | 54,5 | 36,5 | |
| 11 | Зонарный гранат II | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 2,93 | 3,10 | 0,79 | 1,20 | 1,99 | 2,94 | 0,01 | 2,95 | | 1,6 | 2,7 | 1,3 | 34,0 | 60,4 | |
| 12 | Темно-зеленая зона в зонарном кристалле | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 3,01 | 3,13 | 0,11 | 1,88 | 1,99 | 2,93 | 0,01 | 2,94 | | 1,1 | 1,3 | 1,1 | 2,1 | 94,4 | |
| 13 | Внешняя красно-окрашенная зона в зонарном кристалле | 0,13 | 0,06 | 0,06 | 2,83 | 3,08 | 0,97 | 0,99 | 1,96 | 2,97 | 0,01 | 2,98 | | 4,3 | 1,9 | 2,1 | 41,2 | 50,3 | |

Продолжение табл. 11а

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14 | | 0,06 | — | 0,11 | 2,67 | 3,00 | 1,35 | 0,65 | 2,00 | 2,93 | 0,05 | 2,98 | | 2,0 | 5,3 | 3,7 | 57,5 | 32,5 | |
| | | $Fe''$ 0,09 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | — | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | $Fe'''$ 0,07 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15 | | 0,06 | 0,12 | 0,06 | 2,83 | 3,07 | 1,22 | 0,78 | 2,00 | 2,93 | 0,03 | 2,96 | | 1,9 | 3,8 | 2,0 | 53,1 | 39,2 | |
| 16 | | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 2,89 | 2,99 | 0,01 | 1,99 | 2,00 | 3,00 | — | 3,00 | 0,06 | 0,6 | | — | | 96,6 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | Скиатит-28 | | | |
| 17 | | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 2,81 | 3,03 | 1,29 | 0,69 | 1,98 | 2,88 | 0,01 | 2,89 | | | | | | | |
| 18 | | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 2,80 | 3,00 | 1,30 | 0,69 | 1,99 | 2,94 | 0,01 | 2,95 | | | | | | | |
| 19 | | — | 0,09 | 0,04 | 2,86 | 2,99 | 0,80 | 1,20 | 2,00 | 2,93 | 0,01 | 2,94 | | | | | | | |
| 20 | | 0,04 | 0,13 | 0,04 | 2,86 | 3,17 | 0,83 | 1,13 | 1,96 | 2,98 | 0,01 | 2,99 | | | | | | | |
| 21 | | — | 0,07 | 0,02 | 2,89 | 2,98 | 1,02 | 0,99 | 2,01 | 3,00 | 0,02 | 0,02 | | | | | | | |
| 22 | | 0,05 | 0,12 | 0,01 | 2,71 | 2,89 | 1,14 | 0,95 | 2,09 | 2,96 | 0,01 | 2,97 | | | | | | | |
| 23 | | 0,01 | 0,11 | 0,01 | 2,77 | 2,90 | 1,10 | 0,95 | 2,05 | 2,90 | — | 2,90 | | | | | | | |
| 24 | | 0,06 | 0,06 | — | 2,96 | 3,08 | 1,05 | 0,89 | 1,94 | 2,97 | 0,03 | 3,00 | 0,19 | | | | | | |
| 25 | | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 2,83 | 3,01 | 1,03 | 0,96 | 1,99 | 3,00 | 0,02 | 3,00 | 0,02 | | | | | | |
| 26 | | 0,06 | 0,05 | 0,01 | 2,85 | 2,97 | 1,06 | 0,95 | 2,01 | 3,07 | 0,01 | 3,00 | 0,08 | | | | | | |
| 27 | | 0,07 | 0,07 | 0,01 | 2,81 | 2,96 | 0,17 | 1,87 | 2,04 | 2,99 | 0,01 | 3,00 | 0,02 | | | | | | |
| 28 | | 0,27 | — | 0,08 | 2,44 | 2,96 | 0,52 | 1,48 | 2,00 | 3,00 | — | 3,00 | 0,27 | 9,1 | 5,7 | 2,7 | 8,4 | 74,1 | |
| | | $Fe''$ 0,09 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | — | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | $Fe'''$ 0,08 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 29 | | 0,05 | 0,10 | 0,10 | 2,94 | 3,19 | 0,14 | 1,73 | 1,87 | 3,00 | — | 3,00 | | 1,6 | 2,4 | 3,3 | — | 91,8 | Скиатит-0,9 |
| 30 | | — | 0,05 | 0,07 | 2,75 | 2,87 | 0,34 | 1,74 | 2,08 | 3,09 | — | 3,00 | 0,09 | | | | | | |
| 31 | | 0,08 | 0,01 | 0,07 | 2,83 | 2,99 | 0,14 | 1,87 | 2,01 | 2,99 | 0,01 | 3,00 | 0,08 | | | | | | |

**Химический состав гранатов, пироксенов, карбонатов и флюоритов**

| № п/п | № обр. | Место нахожд. | Краткая характеристика | Компоненты, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ |
| 1 | | | По данным В. А. Вахрушева (1965) | 36,04 | 0,08 | 3,82 | 25,36 |
| 2 | 68-Т | Гл. рудное тело, гор. 980 | Гнезда и кристаллы черного цвета | 35,24 | 0,46 | 3,45 | 26,05 |
| 3 | 70-Т | —„— | Гнезда и кристаллы зеленого и бурого цвета | 36,24 | 0,91 | 3,02 | 23,35 |
| 4 | 79-Т | —„— | Зеленовато-светло-бурые | 35,80 | 0,91 | 3,82 | 21,75 |
| 5 | 84-Т | Гл. рудное тело, гор. 960 | Темно-бурые до черных зерна | 34,14 | 0,60 | 1,56 | 28,14 |
| 6 | 66-Т | Гор. 1000 | Зерна и гнезда, светло-бурые | 36,98 | 0,25 | 13,15 | 13,93 |
| 7 | К-Т | Гор. 1030 | Кристаллы темно-бурого граната | 36,20 | Сл. | 5,60 | 24,30 |
| 8 | 3759-Т | Гор. 1045 | Зеленовато-серые неправильные зерна пироксена в массе граната | 52,34 | 0,31 | 0,26 | 1,43 |
| 9 | 62-Т | Гор. 1030 | | 51,12 | 0,37 | 0,15 | 2,51 |
| 10 | Т-V | Гор. 1015 | Белый кальцит в асоц. с флюоритом | | | | |
| 11 | Т-225-I | Гор. 1030 | —„— | | | | |
| 12 | Т-V-I | Гор. 1000 | Флюорит | | | | |
| 13 | Т-IV | —„— | —„— | | | | |

Гранат

Приложение к табл. 12

**Катионы в кристаллохимических формулах**

| $Si^{4+}$ | Ti | $Al^{3+}$ | $Fe^{3+}$ | $Fe^{2+}$ | Mn | Mg | Ca |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,99 | | 0,37 | 1,58 | 0,03 | 0,01 | 0,07 | 2,96 |
| 2,88 | 0,03 | 0,33 | 1,60 | 0,04 | 0,02 | 0,25 | 2,80 |
| 3,00 | 0,06 | 0,29 | 1,46 | 0,06 | 0,02 | 0,49 | 2,80 |
| 2,93 | 0,06 | 0,37 | 1,34 | 0,09 | 0,02 | 0,63 | 2,70 |
| 2,78 | 0,04 | 0,15 | 1,72 | 0,06 | 0,02 | 0,36 | 2,76 |

Таблица 12

**Тейского месторождения**

| $Cr_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | CoO | п. п. п | ZnO | NiO | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | 0,42 | 0,14 | 0,58 | 33,24 | — | 0,23 | — | — | 100,1 |
| 0,014 | 1,54 | 0,24 | 2,07 | 32,00 | 0,0014 | — | 0,09 | 0,008 | 100,70 |
| 0,018 | 0,90 | 0,27 | 3,98 | 31,51 | Сл. | — | 0,03 | 0,20 | 100,4 |
| 0,020 | 1,26 | 0,29 | 5,14 | 30,84 | — | — | 0,05 | 0,04 | 99,92 |
| 0,012 | 0,90 | 0,26 | 2,94 | 31,62 | | | 0,19 | 0,16 | 100,62 |
| 0,009 | 0,82 | 0,16 | 0,79 | 33,02 | | | 0,11 | 0,02 | 99,43 |
| — | 1,44 | 0,04 | Сл. | 32,25 | — | — | — | — | 99,83 |
| 0,007 | 3,59 | 0,18 | 16,43 | 25,22 | | | | | 99,76 |
| Сл. | 18,76 | 0,24 | 2,46 | 24,84 | | | | | 100,45 |
| | | 0,05 | 0,31 | 56,78 | 0,004 | 42,96 | 0,05 | | 100,15 |
| | | 0,11 | 0,21 | 56,50 | | 42,36 | | | 99,18 |
| | | | | 51,86 | | | | F= =48,17 | 100,03 |
| | | | | 51,44 | | | | F= =48,00 | 99,44 |

Анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского университета.

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,91 | 0,01 | 1,22 | 0,82 | 0,05 | 0,01 | 0,09 | 2,78 |
| 2,97 | — | 0,54 | 1,50 | 0,10 | — | — | 2,83 |
| 1,94 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,11 | 0,01 | 0,91 | 1,00 |
| 2,02 | 0,01 | 0,01 | 0,07 | 0,62 | 0,01 | 0,14 | 1,05 |
| | | | | | | 0,01 | 1,02 |
| | | | | | | 0,01 | 1,02 |
| | | | | | | | 1,07 |
| | | | | | | | 1,07 |

**Химический состав пироксенов из скарнов Ирбинской**

| № п/п | № образца | Место взятия | Краткая характеристика образца | Компоненты, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ |
| 1 | 0-30 | Одиночное | По В. А. Вахрушеву (1965) | 52,26 | 0,14 | 1,67 | 2,20 |
| 2 | С-40 / 0-55 | Одиночное, скв. 40, глубина 498 м | Реликты в магнетитов. руде | 52,34 | 0,26 | 1,59 | 1,43 |
| 3 | С-59 / 0-93 | Скв. 59, глуб. 325 м | Гранат-пироксен-скарн. | 52,29 | 0,18 | 1,32 | 2,42 |
| 4 | С-37 / 0-82 | Скв. 37 | Гранат-пироксен-магнетит, скарн | 53,82 | 0,16 | 1,30 | 2,44 |
| 5 | С-35 / Из-24 | Изыгское, скв. 35 | Реликты в магнетите | 50,48 | 0,14 | 2,20 | 1,62 |
| 6 | С-31 / Б-701 | Бурлукское, скв. 31 | Реликтовые участки в гран. | 49,98 | 0,06 | 0,21 | 2,03 |
| 7 | С-13 / Б-50 | Бурлукское, скв. 13 | Реликтовые участки среди граната | 50,84 | 0,06 | 1,17 | 3,72 |
| 8 | И-130 | Ирбинское | По В. А. Вахрушеву (1965) | 50,39 | 0,12 | 1,03 | 1,57 |
| 9 | С-93 | Ирбинское, скв. 93 | Мелкие зернистые агрег., зеленовато-серый | 50,04 | 0,18 | 0,83 | 5,08 |
| 10 | С-103 / 777 | Ирбинское, скв. 103 | —„— | 51,92 | 0,13 | 0,99 | 2,18 |
| 11 | С-202 | Ирбинское, скв. 202 | Реликтовые участки среди граната | 50,73 | 0,06 | 1,09 | 4,17 |
| 12 | С-215 | Ирбинское, скв. 215 | Пироксен II | 50,87 | 0,19 | 1,22 | 1,42 |
| 13 | С-245 | Ирбинское, скв. 245 | Реликтовые участки среди граната | 50,70 | 0,09 | 0,72 | 2,18 |
| 14 | С-32 / И-189-т | Изыгское, скв. 32 | Реликты в магнетите | 46,81 | | 3,46 | 6,52 |
| 15 | С-32 / и-192 | Изыгское, скв. 32 | Реликтовые участки среди граната и амфибола | 50,31 | 0,25 | 2,49 | 2,78 |

Таблица 13

**и Краснокаменской групп железорудных месторождений**

| FeO | MgO | MnO | CaO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | $V_2O_5$ | $Cr_2O_3$ | $P_2O_5$ | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 8,62 | 10,80 | 0,43 | 21,75 | 0,024 | 0,13 | 1,32 | | 0,013 | 0,006 | | 99,36 |
| 8,98 | 10,23 | 0,78 | 25,09 | | | | | | | | 100,70 |
| 8,71 | 10,74 | 0,47 | 22,72 | 0,09 | 0,16 | | | | | | 99,19 |
| 7,82 | 11,52 | 0,79 | 21,27 | | | | | | | | 99,12 |
| 12,76 | 7,73 | 0,19 | 24,32 | | 1,12 | | | | | | 100,56 |
| 12,67 | 10,48 | 0,27 | 23,75 | | 0,77 | | | | | | 100,23 |
| 9,16 | 10,42 | | 24,36 | | | | | | | Сл. | 99,73 |
| 9,85 | 11,45 | 0,78 | 23,00 | 0,18 | — | 1,60 | | | | | 99,97 |
| 7,62 | 9,70 | 0,42 | 23,97 | | 0,99 | | | | | 0,46 | 99,29 |
| 9,16 | 10,28 | 0,59 | 23,42 | | 0,35 | | | | | 0,18 | 99,20 |
| 8,08 | 10,80 | 0,40 | 23,90 | | | | | | | 0,18 | 99,23 |
| 11,59 | 9,72 | 0,73 | 24,17 | | | | | | | 0,10 | 99,91 |
| 7,04 | 13,94 | 0,68 | 23,89 | | | | | | | 0,10 | 99,24 |
| 9,98 | 12,08 | 0,11 | 21,43 | | | | | | | 0,18 | 100,39 |
| 9,82 | 10,06 | 0,27 | 22,57 | | 1,14 | | | | | | 99,87 |

Анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского университета.

Таблица 14

**Краткая характеристика апоскарнов Тейского месторождения**

| Этап минералообразования | Гидротермальный этап | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Стадии минералообразования в порядке уменьшения температуры | Стадия раннего разложения (гидратации) скарнов | Рудная (магнетитовая) стадия | | | Стадия позднего разложения скарнов и ранних апоскарнов | Карбонатно-сульфидная стадия |
| | | Собствен. магнетит. подстадия | Магнетит-флогопитовая подстадия | Магнетит-серпентиновая подстадия | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Главные минералогические типы апоскарнов | Эпидотовые, амфиболовые (актинолитовые, тремолитовые, редко роговообманковые) апоскарны и метасоматиты | Магнетитовые руды | Магнетит-флогопитовые руды | Магнетит-серпентиновые руды | Серпентиновые, хлоритовые, магнетитовые руды, хлорит-карбонат и метасоматиты | Прожилковая и гнездообразная сульфидно - карбонатная апоскарновая минерализация |
| Место локализации апоскарнов | В пределах всей рудной зоны, особенно в висячем и менее — в лежачем ее боках. В скарново-рудных телах слагают определ. зоны | Основная масса руд тяготеет к лежачему боку рудной зоны, отделяясь от неизмененных пород узкой полосой метасоматитов. К висячему боку приурочены скарны и безрудные апоскарны | | | В скарновых и рудных телах всей рудной зоны и во вмещающих породах | Скарновые и рудные тела, а также отдельные участки вмещающих пород |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Характер замещаемых пород | Магнезиальные и известковые скарны, а также нескарнированные участки брекчий и других пород висячего и лежачего бока | Развиваются по магнезиальным и известковистым скарнам и ранним зонам апоскарнов в пределах развития первичных эруптивных и карбонатных брекчий, доломитов и т. д. | | | Скарны, руды, ранние апоскарны и вмещающие породы | Скарны, ранние апоскарны, руды, вмещающие породы |
| Морфология проявления апоскарновых образований | Протяженные зоны, небольшие тела и участки неправильной формы среди рудных тел и поздних апоскарнов | Рудная зона представляет собой форму крупной неправильной линзовидной залежи (Главное тело) с рядом мелких линзообразных тел среди измененных скарновых зон | | | Гнезда, линзообразные выделения, неправильные зоны и участки | Прожилки, гнезда, линзы, вкрапленность сульфидов в пределах отдельных зон |
| Структура и текстура апоскарнов | Неоднородная, неравномерно-зернистая, лучистая, радиально-лучистая, призматически зернистая | Неравномерно-зернистые, мелкозернистые, реже крупнозернистые. Текстуры — массивные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные, ритмически-полосчатые, сетчато-петельчатые, кокардовые, сланцеватые и др. | | | Неравномерно-зернистые, чешуйчатые, радиально-лучистые, листоватые и т. д. | Неравномерно-зернистые, неоднородные, пятнистые, прожилково-вкрапленные |

Продолжение табл. 14

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Минералогический состав | Актинолит, тремолит, эпидот. Реликтовые—пироксен, гранат, очень редко шпинель. Апатит, сфен, кальцит, кварц | Магнетит, иногда гематит, эпидот, флогопит, серпентин, карбонаты, сульфиды, хлорит, апатит, сфен и т. д. | | | Главные—хлорит, серпентин II, карбонаты, кварц II. Второстепенные — эпидот II, гематит II и др. | Главные — пирит, халькопирит, карбонаты, (кальцит, доломит). Второстепенные — пирротин, галенит, сфалерит, кобальтин, арсенопирит |
| Краткая характеристика главных минералов | **Эпидот** — в виде мелкозернистых гнездообразных агрегатов; реже — игольчатые и шестовато-лучистые индивиды; размеры — от долей до 3—4 мм. Ng=1,732—1,760; Nm=1,725—1,749; Np=1,718—1,729; Ng—Np=0,014—0,031; 2V=—88—79°; ∠c : Np=—2—3°. Состав — от 14 до 30% железистой частицы, соответствующей пистациту<br>**Актинолит** — шестоватые, игольчатые, радиально-лучистые, спутанно-волокнистые и призматические агрегаты. | Магнетит — главный компонент руд. Подробное его описание приведено в соответствующей табл. 19<br><br>**Флогопит** — развивается как гистерогенный минерал, замещающий магнезиальные скарны (диопсид, шпинель, хондродит). Обычно входит в состав магнетит-флогопит-серпентиновых руд или образует флогопитовые апоскарны. Минерал образует или мономинеральные кучные скопления, или в ассоциации с серпентином, магнетитом и карбонатами дает неравномерно-зернистые агрегаты. Нередко в рудах отмечается рассеянная вкрапленность флогопита или его | | | **Хлорит** — представлен несколькими разновидностями. Пеннин дает волокна, радиально-лучистые агрегаты. Ng=1,579; Nm=1,578, Np—1,575; Δ=0,004. Чаще развит в апоскарнах и рудах. Замещает флогопит и серпентин<br>2. Клинохлор проявляется в виде игловидных, клиновидных, удлиненно-таблитчатых и крупных листовых агрегатов. Иногда индивиды клинохлора располагаются перпендикулярно к зернам магнетита, группируясь в радиально-лучи- | **Пирит** — самый распространенный сульфид, но его содержание невелико. Наибольшие его концентрации наблюдаются в висячем боку верхних горизонтов рудной зоны. Тяготеет к рудам магнетит - карбонатного типа. Пирит повсеместно содержит кобальт. $a_0$=5,4127 Å.<br>**Халькопирит** — отмечается повсеместно, но в не- |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ng=1,644—1,652; Nm=1,635—1,642; Np=1,622—1,632; ∠c:Ng=16°; —2V=83—82°; уд. вес—3,07—3,13. Состав — 80—70% $Ca_2Mg_5$ и 20—30% $Ca_2Fe_5$<br>**Тремолит** — призматически-зернистые, радиально-лучистые агрегаты. Цвет белый, беловато-серый. Ng=1,633—1,640; Nm=1,621—1,630; Np=1,609—1,618; ∠c:Ng=16—17°; —2V=84—85°, уд. вес — 3,02—3,05. Состав — 97—87% $Ca_2Mg_5$ и 3—13% $Ca_2Fe_5$ | гнездово-прожилковые скопления. Цвет чешуек и пластинок — светло-зеленый, яблочно-зеленый, светло-бурый, зеленовато-бурый. Размеры отдельных индивидов — от 0,01—0,4 мм до 0,5—0,7 см. Ng=Nm=1,564—1,570—1,587; Np=1,534—1,549, Ng—Np=0,030—0,038.<br>Флогопит замещается хлоритом<br>**Серпентин** — пользуется широким распространением. Цвет и формы выделения весьма разнообразны. Известны зеленые, темно-зеленые, восково-желтые, голубовато-зеленые, буроватые, лиловые, коричневые, красноватые и черные разности. Характерны тонкозернистые, шестоватые, пластинчатые, волокнистые, шнуровидные, мелкочешуйчатые агрегаты. Различаются антигорит и офит. Первый характеризуется: Ng=1,666—1,570; Nm=1,665—1,669; Np=1,558—1,556; Δ=0,008—0,011; 2V=90—43°. Химический состав отражен в табл. 13а | | | стые образования. Ng=1,588; Nm=1,584; Np=1,580; Δ=0,008; 2V=мал. Обычный компонент руд, развивается за счет серпентина и флогопита.<br>3. Делессит — отмечается в апоскарнах и метасоматитах. Ng=1,601; Nm=1,598; Np=1,597; Δ=0,004; угол 2V—мал. Разновидности хлорита подтверждаются рентген. анализом.<br>**Серпентин II** — проявляется в виде:<br>1) антигорита (прожилки, секущие антигорит I, магнетит и др.); 2) офита и 3) хризотила<br>**Эпидот II** в виде жилок. Ng=1,776; Nm=1,764; Np=1,731; Δ=0,045; 2V=—74°; ∠c:Np=—4°; соответствует пистациту. | большом количестве. Наибольшая концентрация характерна центральной части Главного рудного тела. Обычно дает вкрапленность, прожилки, гнезда<br>**Пирротин** — редок, ассоциирует с карбонатами. Галенит, сфалерит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит и др. имеют минерал. значение и развиты в крайне незначит. количестве. Карбонаты представлены:<br>кальцитом (No=1,656 — 1,659; Ne=1,483 — 1,487; Δ = 0,178 — 0,172; $a_0$ = 6,368; $c_0$ = 3,418; Å α = 46°06″), |

Продолжение табл. 14

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | В эту же стадию возможно образование гематита I, который наряду с магнетитом I слагает южный фланг Главного рудного тела и встречается в других частях рудной зоны. Гематит I узнается по коррозионным структурам остатков от замещения магнетитом I. Характеризуется параллельно-полосчатым чередованием пластинок гематита I и магнетита (мушкетовита). В реликтах гематит I отмечается в виде гнезд, линзочек, вкрапленников, где он образует пластинчатые и радиально-лучистые агрегаты | | | | Гематит II дает редкие извилистые жилки, мощностью до 2—3 мм, рассекает магнетит | доломитом (No = =1,680; Ne=1,502; Δ=0,178), анкеритом, магнезитом (No = =1,702; Ne=1,512; Δ=0,190). Кроме этого отмечаются: 1. Хлорит-клинохлор (—Ng=1,588; Nm=1,584; Np= =1,580; Δ=0,008). 2. Хризотил и хризотил-асбест, ассоциирующие с карбонатами. 3. Широко развиты жилки и гнезда флюорита. Химический состав приведен в табл. 12 ($a_0$=5,449 — 5,454 Å; N=1,433—1,438). Сульфиды широко развиты по магнетитовым рудам. |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Первичный состав замещаемых минералов | Эпидот замещает главным образом гранат, меньше — пироксен и плагиоклазы. Амфиболы развиваются за счет замещения пироксенов. В процессе разложения скарновых минералов наряду с эпидотом часто формируется кварц I, а в ассоциации с амфиболами — кальцит | Серпентин замещает форстерит, пироксены и, как правило, размещается между зернами граната. Серпентин наблюдается в обломках брекчированных руд, а также цементирует их. Причем в таком соотношении наблюдается большая часть серпентина. Вероятно, основная часть серпентина выделялась в конечную стадию магнетитового оруденения. В процессе отложения магнетита за счет гематита I формируется мушкетовит | | | Серпентин-хлоритовые агрегаты замещают магнезиальные и известковистые скарны, апоскарны, магнетит-серпентиновые, магнетит-серпентин-флогопитовые и магнегит-флогопитовые руды и эпидот-амфиболовые апоскарны и метасоматиты | Причем широко развитые пластинчатые выделения пирита замещают мушкетовит |

**Химический состав магнетита, гематита, пироксена,**

| № п/п | № образца | Место взятия | Краткая харак. образца | Компоненты, % | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO |
| 1 | 152 | III рудное тело | Магнетит мелкозернистый | 0,75 | 0,03 | 0,22 | 65,40 | 31,59 | 0,59 |
| 2 | 150 | —„— | Магнетит неравном. зернистый | 0,96 | 0,13 | 0,91 | 70,22 | 26,51 | 0,48 |
| 3 | 3РТАБ | —„— | Мушкетовит. крупные шестоват. зерна | 0,67 | 0,37 | 0,56 | 70,09 | 27,24 | 0,30 |
| 4 | 3РТАГ | —„— | Гематит, крупные пластинки | | 0,18 | | 98,37 | 0,65 | 0,65 |
| 5 | 3РТАБМ | —„— | Мушкетовит, крупн. шестоват. зерна | 0,84 | 0,13 | 0,42 | 67,23 | 29,46 | 0,62 |
| 6 | 100-ТА | —„— | Гематит (с серпентином по зеркалам скольжения) | | 0,17 | | 98,64 | 0,54 | 0,80 |
| 7 | А-И | VI рудное тело | Ильваит, шестоват. агрегаты | 29,12 | — | 22,0 | 24,95 | 26,01 | 2,54 |
| 8 | IVРТ-А | —„— | Ильваит, лучист. агрегаты | 29,84 | — | 0,72 | 17,89 | 34,86 | 1,38 |
| 9 | 125-А | —„— | —„— | 29,19 | — | 0,60 | 22,81 | 26,59 | 1,88 |
| 10 | II-А-III | III рудное тело | Пироксен, реликт. гнезда в гранате | 53,38 | 1,37 | 0,65 | 4,51 | 18,36 | 2,40 |
| 11 | Аб-125 | —„— | Лучист. кристал. амфибол. | 39,06 | — | 4,38 | 14,19 | 20,26 | 7,86 |
| 12 | III-РТ | —„— | Амфибол. жилка рассек. скарн. | 44,72 | 0,01 | 6,83 | 7,55 | 10,42 | 12,14 |

Анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского университета.

Таблица 15

**ильваита и амфиболов Абагасского месторождения**

| MnO | CaO | CoO | $Cr_2O_3$ | NiO | ZnO | $V_2O_5$ | F | $B_2O_3$ | $H_2O$ | $H_2O^-$ | $Na_2O$ | S | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,11 | 0,80 | 0,004 | 0,007 | Сл. | Сл. | | | | | | | | 99,50 |
| 0,22 | 0,68 | Сл. | 0,008 | Сл. | Сл. | | | | | | | | 100,11 |
| 0,08 | 0,80 | — | 0,068 | 0,004 | 0,01 | 0,008 | | | | | | | 100,20 |
| | | | | | | | | | | | | | 99,85 |
| 0,13 | 0,91 | — | 0,032 | 0,048 | Сл. | 0,008 | | | | | | | 99,758 |
| | | | | | | | | | | | | | 100,15 |
| 0,37 | 12,94 | | 0,024 | | 0,01 | | 0,03 | 0,10 | 2,22 | 0,18 | | 0,01 | 100,60 |
| 0,69 | 12,57 | | | | | | 0,54 | | 2,26 | 0,21 | | 0,01 | 100,97 |
| 0,37 | 13,12 | | | | | | 0,01 | | 2,16 | 0,36 | | | 99,08 |
| 0,24 | 18,84 | | 0,022 | | | 0,016 | | | | | | | 99,95 |
| 0,17 | 10,85 | | | | | | 0,04 | | 1,58 | 0,56 | 0,93 | | 99,88 |
| 0,05 | 14,33 | | | | | | 0,19 | | 2,68 | 0,54 | 0,69 | | 100,09 |

Таблица 16

**Химический состав и свойства амфиболов месторождения Одиночное ***

| Компоненты | Рог. обманка | Актинолит | Гастингсит | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Обр. 0-206, скв. 28, глуб. 478 м | Обр. 0-1048, скв. 43, глуб. 565—567 м | Обр. 0-451, скв. 42, глуб. 308 м | Обр. 492, скв. 42, глуб. 600—601 м | Обр. 0-401, скв. 40, глуб. 445 м | Обр. 0-405, скв. 492, глуб. 492 м |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| $SiO_2$ | 51,62 | 55,78 | 38,38 | 37,50 | 38,16 | 38,95 |
| $TiO_2$ | 0,09 | 0,21 | 0,01 | 0,32 | 0,28 | 0,28 |
| $Al_2O_3$ | 4,06 | 2,86 | 12,65 | 11,45 | 12,43 | 13,85 |
| $Fe_2O_3$ | 3,17 | 2,39 | 6,93 | 4,63 | 6,35 | 5,69 |
| FeO | 12,85 | 6,82 | 21,20 | 22,02 | 17,03 | 14,31 |
| MnO | 0,36 | 0,38 | 0,62 | 0,67 | 0,56 | 0,54 |
| MgO | 12,68 | 16,70 | 3,32 | 4,67 | 7,08 | 8,89 |
| CaO | 12,57 | 12,25 | 12,40 | 11,81 | 12,54 | 11,83 |
| $Na_2O$ | 0,60 | 0,46 | 1,28 | 1,59 | 1,46 | 1,51 |
| $K_2O$ | 0,16 | 0,12 | 1,72 | 1,68 | 1,79 | 1,70 |
| $H_2O^+$ | 1,61 | 1,58 | 0,96 | 1,54 | 1,52 | 1,64 |
| F | 0,23 | 0,24 | 1,99 | 1,77 | 1,40 | 0,98 |
| Cl | 0,18 | 0,21 | 0,03 | 0,04 | 0,09 | 0,18 |
| $H_2O^-$ | 0,09 | 0,16 | 0,08 | 0,20 | 0,03 | 0,14 |
| Σ | 100,27 | 100,16 | 101,57 | 99,98 | 100,72 | 100,49 |
| $O=Cl_2, F_2$ | —0,13 | —0,13 | —0,58 | —0,42 | —0,36 | —0,30 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Σ | 100,14 | 100,03 | 100,09 | 99,56 | 100,36 | 100,19 |
| с поправкой на $Cl_2F_2$ Кристаллохимические формулы | $K_{0,03}Na_{0,17}Ca_{1,97}(Fe^{2+}_{1,57}Mg_{2,77}Mn_{0,04}Fe^{3+}_{0,35}Al_{0,26}Ti_{0,01})_5(Si_{7,56}Al_{0,44})_8O_{22}(Cl_{0,06}F_{0,08}OH_{1,57}O_{0,29})_2$ | $K_{0,02}Na_{0,13}Ca_{1,85}(Fe^{2+}_{0,80}Mg_{3,52}Mn_{0,05}Fe^{3+}_{0,5}Al_{0,36}Ti_{0,12})_5(Si_{7,88}Al_{0,12})_8O_{22}(Cl_{0,06}F_{0,09}OH_{1,49}O_{0,36})_2$ | $K_{0,35}Na_{0,39}Ca_{2,11}(Fe^{2+}_{2,82}Mg_{0,79}Mn_{0,08}Fe^{3+}_{0,83}Al_{0,48})_5(Si_{6,11}Al_{1,89})_8O_{22}(Cl_{0,54}F_{0,02}OH_{1,02}O_{0,42})_2$ | $K_{0,34}Na_{0,50}Ca_{2,04}(Fe^{2+}_{2,97}Mg_{1,12}Mn_{0,09}Fe^{3+}_{0,56}Al_{0,22}Ti_{0,04})_5(Si_{6,05}Al_{1,95})_8O_{22}(Cl_{0,48}F_{0,02}OH_{1,50})_2$ | $K_{0,36}Na_{0,44}Ca_{2,10}(Fe^{2+}_{2,23}Mg_{1,65}Mn_{0,08}Fe^{3+}_{0,75}Al_{0,26}Ti_{0,03})_5(Si_{5,97}Al_{2,03})_8O_{22}(Cl_{0,37}F_{0,04}OH_{1,59})_2$ | $K_{0,33}Na_{0,44}Ca_{1,93}(Fe^{2+}_{1,82}Mg_{2,02}Mn_{0,07}Fe^{3+}_{0,65}Al_{0,41}Ti_{0,03})_5(Si_{5,93}Al_{2,07})_8O_{22}(Cl_{0,25}F_{0,09}OH_{1,66})_2$ |
| Удельный вес | 3,17 | 3,10 | 3,57 | 3,50 | 3,45 | 3,41 |
| Оптические св-ва: Ng | 1,662 | 1,656 | 1,744 | 1,737 | 1,721 | 1,710 |
| Np | 1,640 | 1,623 | 1,722 | 1,713 | 1,697 | 1,687 |
| $-2V^\circ$ | 70 | 76 | 32 | 36 | 39 | 48 |
| C : Ng° | 22 | 20 | 22 | 23 | 22 | 22 |

* Использованы данные Г. А. Крутова и др. (1966).

Таблица 17

**Краткая характеристика магнетитов Тейского месторождения**

| Признаки различия и характерные черты генераций | Магнетит I | Магнетит II | Магнетит III | Магнетит IV |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Возрастные взаимоотношения | Замещает магнезиальные и известковистые скарны и эпидот-амфиболовые апоскарны. Сам магнетит I замещается и пересекается серпентином II, хризотил-асбестом, хлоритом, карбонатами, сульфидами и более поздними магнетитами | Пересекает в жилках и нарастает на зернах и агрегатах магнетита I, реже флогопита и серпентина I. В результате перераспределения и перекристаллизации массы магнетита I в зонах дробления и трещиноватости формировались более крупнозернистые агрегаты магнетита II, нередко в ассоциации с другими минералами | В прожилках пересекает магнетит I и II в составе магнетитовых руд. Здесь же образует отчетливо выраженные кристаллы {111} и {110}, которые нередко формируют друзовидные образования. Кристаллы приурочены к зонкам перекристаллизации, ассоциируя с кристаллами кальцита, пирита {100}, {111}, реже {110}, иногда флюорита и флогопита | В прожилках пересекает пирит и пирротин или нарастает на гранях пирита ($FeS_2$). Образуется в результате разложения силикатов и сульфидов |
| Парагенезис (сонахождение магнетита с другими минералами, обусловленное одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии одного процесса) | Магнетит I, флогопит, серпентин I, апатит, мушкетовит I | Кальцит II, актинолит II, кварц II, серпентин II | Кристаллы кальцита, пирита, флюорита, флогопита II, позднего серпентина, мушкетовита II | С сульфидами |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Характерные ассоциации разновременных минералов | Серпентин II, хлорит, карбонаты, сульфиды, гранаты, пироксены (чаще всего в реликтах), а также реликтовые выделения минералов магнезиальных скарнов (шпинели, форстерита, диопсида, хондродита) | Карбонаты, пирит, хлорит, серпентин II | Ранние генерации магнетита, карбонаты разных генераций, сульфиды, флюорит, флогопит | Магнетит I, редко магнетит II, карбонаты и сульфиды |
| Роль генерации магнетита в строении рудных тел месторождения | Слагает всю массу промышленных руд месторождения | Развит весьма в незначительном количестве и играет минералогическую роль. В количественном отношении занимает второе место после первой генерации | Имеет минералогическое значение. Развит незначительно | Имеет только чисто минералогическое значение. Развит крайне незначительно |
| Пространственная приуроченность | К магнезиальным и известковистым скарнам, развитым по эруптивным и карбонатным брекчиям, по карбонатным породам и реже эффузивам и интрузивным образованиям. Иногда руды формируются непосредственно по известнякам | К магнетитовым рудам и апоскарновым образованиям | Приурочен к участкам руд | Отмечается только в рудах |

6. Заказ 4017.

Продолжение табл. 17

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| Формы проявления | Слагает крупную залежь Главного рудного тела и более мелкие линзы | Прожилки, отдельные зонки, сложенные более крупнозернистым переотложенным магнетитом II, сложные структуры нарастания на образованиях магнетита I | Маломощные жилки, отдельные хорошо выраженные кристаллы типа {111} и {110} и комбинации {111} и {110}. Сюда относятся мушкетовиты II, образованные при отложении сульфидов за счет замещения гематита | Тонкие извилистые прожилки в пирите и пирротине и позднем кальците, а также нарастает на гранях кристаллов пирита и кальцита |
| Структура и текстура руд | Чаще всего аллотриоморфнозернистая, порфиробластическая и «субграфическая» (за счет тонкого прорастания магнетита серпентином). Текстуры брекчиевые, брекчиевидные, ритмически-полосчатые, кокардовые («Колломорфные») (рис. 35—46) | Характерен для руд неравномерно-зернистой структуры, брекчиевидной, прожилково-вкрапленной, неоднородной, «почковидной», кокардовой текстур (рис. 42, 46, 59, 60—65) | Резко неоднородные по строению участки руд. Неравномерно-зернистой структуры, прожилково - вкрапленной, неоднородной, пятнистой текстуры | Неравномерно-зернистые, неоднородные, прожилково-вкрапленные, пятнистые |
| Формы агрегатов | Сливные тонко- и мелкозернистые массы, слагающие отдельные вкрапления, более крупные гнезда, линзы и целые участки большой площади и объемов. В массе магнетита отмечаются | В прожилках — аллотриоморфно-зернистые. В качестве порфиробласт крупные, до нескольких миллиметров, октаэдрические кристаллы. В почковидных образованиях | Неравномерно-зернистые агрегаты в прожилках. В друзах и кристаллических агрегатах хорошо выраженные кристаллы, нередко со штриховкой на гранях и сложной структурой | В прожилках - аллотриоморфно-зернистый. В случае нарастания на гранях пирита (пластинчатого), образованного за счет замещения мушкетовита, магнетит IV образует каймы |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| | лучистые и пластинчатые агрегаты мушкетовита (рис. 48, 49) | сложные структуры нарастания | (растворение, нарастание других минералов и т. д.) | |
| Особенности внутреннего строения зерен и кристаллов, видимые под микроскопом без травления | В магнетит-карбонатных рудах магнетит отражает узор дорудной трещиноватости и микроблочности первичных карбонатных пород. Кальцит, находящийся в пределах блоков, ограничен оторочками магнетита, подвергается растворению и переотложению, часто совместно с последним, что приводит к образованию сложных, ритмически полосчатых сетчатых, концентрически зональных (рис. 35, 35а, 50 текстур. Форма зерен — октаэдрическая, полигональная, изометрическая и пластинчатая (мушкетовит). Окраска голубовато-серая и буровато-серая. | В прожилках, в зонах перекристаллизации зерна и кристаллы имеют зональное строение, которое выражается либо в чередовании зон разной мощности и очертаний, имеющих разную отражательную способность, либо в последовательной смене полосок магнетита и карбоната, а иногда и пирита | В участках ассоциации мушкетовита II и сульфидов, в реликтах устанавливается исходный гематит, за счет которого первый формируется при наложении на руды сульфидов. Значительно реже мушкетовит формируется за счет гематита при отложении карбонатов. В этих случаях в парагенетической ассоциации мушкетовит+кальцит исключительно редко можно видеть реликты игольчатых образований исходного гематита. Иногда в мушкетовите отмечаются полисинтетические двойники, характерные для гематита. Формы агрегатов мушкетовита — игловидные, радиально-лучистые и лучистые | Однородные зерна без признаков каких-либо деталей внутреннего строения. Они обычно отчетливо выделяются на фоне зональных зерен и кристаллов более ранних магнетитов. В жилках магнетит IV отчетливо сечет пирит и пирротин. В каймах, обрастающих более ранний зональный магнетит, четвертая генерация этого минерала замещает пластинчатый магнетит, который в свою очередь, сформировался раньше, замещая мушкетовит<br>Для сульфидсодержащих разностей руд характерно образование магнетита IV в результате распада пирротина и, реже, пирита |

Продолжение табл. 17

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| | В массивных рудах форма зерен квадратная, ромбовидная, полигональная<br>В серпентин-магнетитовых рудах размеры зерен — 0,002—0,005 мм; форма зерен — октаэдрическая, изометрическая, полигональная. Иногда они образуют псевдоморфозы по кристаллам граната или шпинели (110). Нередковидны «субграфические» структуры прорастания магнетита серпентином. Во всех типах руд в зернах магнетита проявляется зональность, видимая с разной степенью четкости (рис. 51—58). Особенно в последнем типе руд отмечаются «почковидные» и сферолитовые индивидуумы. В массе магнетита видны пластинчатые и радиально-лучистые выделения мушкетовита | В «почковидных», кокардовых образованиях магнетит II входит в состав периферийной оторочки. Последняя нарастает на субстрат, представленный зональным магнетитом, а в некоторых случаях она возникает при массовом выпадении агрегатов зерен магнетита II на корочку из нерудных минералов (чаще карбонатов), обрастающую кристалл | Кристаллы дают ромбовидные и изометричные сечения, в которых зональность отмечается редко и выражена не всегда четко. Наиболее отчетливо она проявляется и тогда, когда наряду с зонками магнетита чередуются зонки, сложенные карбонатами (кварцем и пиритом) | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Наблюдаемые после травления | В зернах до травления, не имеющих никаких рисунков, выявляется четкое зональное и другие более сложные структуры внутреннего строения (рис. 45, 46, 56, 57, 61—65). Например, почковидные образования состоят из нескольких последовательно появившихся частей, которые резко отличаются друг от друга по своей внутренней морфологии (рис. 45, 46). На кристаллах отмечаются: 1) зародышевая часть; 2) секториальная зона; 3) внешняя оторочка (рис. 45). Зародышевая часть, судя по реликтам, имеет сечения ромбододекаэдрического или октаэдрического кристаллов, обладающих секториально-зональным строением. Позднее она была разбита трещинами на отдельные участки. В | Вскрывается сложное внутреннее строение периферийной части «почковидных», сферолитовых образований. Эта часть магнетитового агрегата хорошо протравливается кислотой (HF), что обусловливается массой тонких включений нерудных минералов, наличием множества пустоток, малой величиной зерен самого магнетита II и их значительной дислоцированностью. Сингенетические и эпигенетические включения других минералов здесь многообразны и обильны (кварц, кальцит, сульфиды). В отдельных образованиях оторочка имеет параллельно-шестоватое строение. Оторочки (III) из агрегатов магнетита III нередко обрастают не одно, а сразу целую группу зерен и тянутся свое- | Отчетливо вскрываются очертания зерен магнетита в прожилках и в зонках перекристаллизации, а также в участках, сложенных сульфидами и мушкетовитом. Здесь чаще видны реликтовые участки гематита и двойниковые структуры мушкетовита, унаследованные от первого.<br>В кристаллах вскрываются сложные зональные структуры внутреннего строения. Отдельные зоны этих структур имеют секториальное строение | Вскрываются более сложные взаимоотношения между генерациями магнетита и пирита, а также карбонатами и серпентином. Особенно сложны взаимоотношения в составе сферолитовых образований. Здесь поздний магнетит (IV) развивается в промежутках между сферолитообразными оторочками, описанными при характеристике второй и первой генераций. Оторочки из агрегатов магнетита IV нередко обрастают целую группу зерен раннего магнетита и тянутся цепочками вдоль полосок ранних генераций рассматриваемого минерала. Нередко поздний магнетит по трещинам проникает вглубь сферолитов, замещая массу магнетита IV |

Продолжение табл. 17

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| | период роста зерно обильно собирало на верхность своих граней мелкие зернышки нерудных минералов. Рост следующей морфолого-структурной зоны (II) характеризуется появлением множества пирамид роста, которые веерообразно разрастаются от зародыша (зоны секторов). Пирамиды роста резко дезориентированы и являются как бы самостоятельными индивидуальными образованиями («субиндивиды первого порядка»). Они весьма разнообразны по морфологии и внутреннему строению. Внешняя оторочка (III) состоит из агрегата зерен магнетита II генерации | образно крустификационными полосами вдоль цепочек из вышеописанных индивидов сложного строения магнетита I | | |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Химический состав магнетитов | Отражен в табл. 20—22. В целом магнетиты месторождения характеризуются относительно низким содержанием магнезиоферритовой составляющей (в среднем ≈7%). Более магнезиальными являются магнетиты серпентин-магнетитовых руд, для которых содержание магнезиоферрита в отдельных случаях достигает 32% (табл. 21), а в среднем равно 11,4%. Причем в отдельных разностях этих руд магномагнетит является одной из главных изоморфных молекулярных составляющих, входящих в решетку магнетита (табл. 21, 21а). Наиболее чистым является магнетит II (обр. 783 и 816), который содержит 95% магнетитовой молекулы. Существенных различий в содержании ильменитовой и шпинелевой молекул в составе магнетита не отмечается. Во многих разностях магнетита устанавливается повышенное количество $Fe_2O_3$, остаток которого часто не увязывается ни с одной из молекул, составляющих магнетит. Во многих случаях под микроскопом в аншлифах не удается обнаружить присутствия включений гематита, что позволяет поддержать мнение И. В. Дербикова о повышенном содержании в магнетитах окиси Fe. Присутствие в магнетите магнезиоферритовой молекулы свидетельствует о высоком химическом потенциале Mg в процессах рудообразования. Это характерно для руд, сформировавшихся в условиях малых глубин и при сравнительно высоком кислородном потенциале. В таких условиях создается возможность окисления $Fe''$ в $Fe'''$ при одновременном замещении недостающего количества $Fe''$ магнием, который изоморфно замещает $Fe''$ и входит в решетку магнетита. Развитие «почковидных» сферолитовых образований магнетита также подтверждает формирование этого минерала в условиях Тейского месторожд. в близповерхностных участках рудного поля, при раскристаллизации из истинных растворов [Сергеев В. Н., 1963]. Спектральный анализ в магнетитах устанавливает содержание Mg, Al, V, Ga, Ge, Co, Ni, Mn, Ti, Zn | | | |
| Параметры элементарной ячейки $a_0$ (Å) | 8,3946 до 8,3959 | 8,396 | 8,3947 | 8,4023—8,3992 |

| № п/п | № образца | Название минерала | Название месторождения | Краткая характеристика образца | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 804 | Магнетит | Тейское, гор. 1030 | Серпент.-магнетит. руда | | 1,85 |
| 2 | 719 | —"— | Тейское, гор. 1015 | Карб.-магнет. руда | | 2,85 |
| 3 | 807 | —"— | Гор. 1030 | Серп.-магн. руда | | 2,42 |
| 4 | 818 | —"— | —"— | Карб.-магнет. руда | 0,31 | 2,32 |
| 5 | 800 | —"— | Гор. 1015, центр | —"— | | 0,06 |
| 6 | 774 | —"— | Гор. 1030, север | Серп.-карб. магн. руда | | 1,65 |
| 7 | 715 | —"— | Гор. 1065, центр | —"— | | 1,37 |
| 8 | 780 | —"— | Гор. 1030 | Карб.-магн. руда | | 1,38 |
| 9 | 778 | —"— | —"— | —"— | | 1,98 |
| 10 | 121 | —"— | Гл. рудное тело | | | — |
| 11 | 226 | —"— | —"— | Серп.-магнет. руда | | 2,05 |
| 12 | 150 | —"— | | | | 1,27 |
| 13 | 465 | —"— | | | 0,81 | 1,01 |
| 14 | 79 | —"— | | | | 2,23 |
| 15 | 443 | —"— | | | | 1,31 |
| 16 | 236 | —"— | | | | 0,81 |
| 17 | 117 | —"— | | | | 1,87 |
| 18 | 444 | —"— | | | 1,02 | 1,20 |
| 19 | | | Магнетиты Тейского месторождения по данным В. А. Вахрушева (1965) | | 1,99 | 2,23 |
| 20 | | | | | 1,12 | 1,02 |
| 21 | | | | | 1,57 | 2,05 |
| 22 | | | | | 1,32 | 0,45 |

Таблица 18

**магнетитов Тейского месторождения**

| Компоненты, % | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $TiO_2$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | ZnO | CoO | NiO | $Cr_2O_3$ | $V_2O_5$ | CaO | Σ |
| 0,23 | 67,34 | 28,65 | 1,81 | 0,36 | Сл. | Сл. | — | 0,07 | 0,01 | | 100,22 |
| 0,14 | 64,18 | 29,05 | 3,54 | 0,06 | 0,26 | Сл. | Сл. | 0,08 | 0,02 | | 100,18 |
| 0,25 | 65,37 | 29,16 | 1,78 | 0,26 | 0,54 | — | 0,35 | 0,10 | 0,02 | | 100,25 |
| 0,37 | 66,32 | 29,41 | 0,82 | 0,14 | 0,33 | | — | 0,06 | 0,01 | | 100,09 |
| 0,11 | 67,89 | 30,70 | 1,16 | 0,10 | 0,09 | — | — | 0,10 | 0,01 | | 100,22 |
| 0,25 | 66,76 | 29,73 | 1,51 | 0,04 | — | — | — | 0,06 | 0,02 | | 100,22 |
| 0,38 | 66,49 | 28,99 | 2,44 | 0,10 | — | — | — | 0,02 | 0,04 | | 99,83 |
| 0,25 | 66,70 | 30,71 | 1,07 | 0,12 | — | — | 0,06 | 0,06 | 0,03 | | 100,38 |
| 0,53 | 67,46 | 28,72 | 1,76 | 0,40 | 0,08 | | | 0,05 | 0,02 | | 100,00 |
| 0,46 | 68,81 | 29,71 | 0,80 | 0,13 | 0,15 | | 0,04 | 0,026 | 0,006 | | 100,13 |
| 0,60 | 67,49 | 28,88 | 2,11 | 0,13 | 0,01 | | 0,06 | 0,044 | 0,016 | | 100,43 |
| 0,28 | 68,22 | 29,42 | 0,87 | 0,13 | 0,01 | | 0,016 | 0,008 | 0,004 | | 100,22 |
| 0,13 | 65,68 | 29,78 | 0,94 | 0,13 | 0,01 | 0,003 | 0,01 | 0,004 | Сл. | 1,19 | 99,70 |
| 0,22 | 66,74 | 28,56 | 1,72 | 0,11 | Сл. | 0,006 | Сл. | 0,008 | 0,01 | | 99,60 |
| 0,28 | 68,09 | 29,07 | 1,74 | 0,18 | 0,01 | 0,008 | 0,012 | 0,008 | | | 99,70 |
| 0,13 | 68,15 | 29,37 | 1,14 | 0,38 | Сл. | 0,005 | Сл. | 0,010 | 0,01 | | 100,00 |
| 0,72 | 66,32 | 29,19 | 1,13 | 0,13 | Сл. | 0,003 | Сл. | 0,007 | Сл. | | 100,36 |
| 0,50 | 65,87 | 28,37 | 1,52 | 0,05 | 0,01 | 0,008 | 0,010 | 0,006 | 0,01 | 0,98 | 99,47 |
| 0,39 | 62,03 | 30,30 | 3,02 | 0,15 | | | | 0,022 | 0,015 | 0,21 | 100,00 |
| 0,18 | 67,49 | 29,05 | 1,64 | 0,09 | | | | 0,015 | 0,01 | 0,25 | 100,86 |
| 0,25 | 65,78 | 28,88 | 1,54 | — | | | | 0,008 | 0,015 | 0,30 | 100,12 |
| 0,31 | 65,87 | 28,37 | 1,90 | 0,05 | | | | 0,006 | | 0,05 | 99,07 |

**Молекулярный состав магнетитов**

| Минералогический тип | Серпентино- | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| № образца | Т-824 | | Т-809 | | Т-805 | | Т-808 | | Т-802 | |
| Окислы | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| $SiO_2$ | 6,22 | 1035 | 5,82 | 968 | 5,84 | 971 | 6,52 | 1085 | 2,06 | 342 |
| $TiO_2$ | 0,58 | 72 | 0,72 | 90 | 0,58 | 72 | 0,68 | 77 | 0,44 | 55 |
| $Al_2O_3$ | 2,45 | 284 | 1,67 | 163 | 5,09 | 499 | 3,60 | 353 | 1,40 | 137 |
| $Fe_2O_3$ | 59,37 | 3926 | 63,62 | 3983 | 53,21 | 3331 | 52,98 | 33,17 | 60,17 | 3807 |
| FeO | 19,34 | 2961 | 17,32 | 2410 | 20,36 | 2833 | 20,64 | 2872 | 25,84 | 3596 |
| MnO | 0,12 | 16 | 0,31 | 43 | 0,83 | 117 | 0,38 | 53 | 0,23 | 32 |
| CaO | 0,50 | 89 | 0,37 | 65 | 0,41 | 73 | 0,39 | 69 | 2,36 | 420 |
| MgO | 7,41 | 1837 | 6,51 | 1614 | 8,72 | 9162 | 9,49 | 2353 | 3,45 | 855 |

| Минеральные примеси | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | Диопсид, серпентин, кварц, гематит | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | Кальцит, серпентин, гематит | Кальцит, серпентин, гематит |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Молекулярный |
| Ильменит | 2 | 2 | 2 | 2 | 1,5 |
| Шпинель | 6 | 4 | 14 | 10 | 3,4 |
| Магнезиоферрит | 26 | 32 | 5 | 10 | 5,1 |
| Магнетит | 66 | 62 | 79 | 78 | 90 |

Таблица 19

**Тейского месторождения**

магнетитовая руда

| Т-778 | | Т-810 | | Т-780 | | Т-779 | | Т-715 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| 2,78 | 462 | 5,04 | 838 | 3,40 | 585 | 6,78 | 1128 | 5,24 | 872 |
| 0,64 | 80 | 0,64 | 80 | 0,42 | 52 | 0,66 | 82 | 0,52 | 65 |
| 3,60 | 353 | 3,51 | 344 | 1,75 | 171 | 4,12 | 404 | 2,10 | 206 |
| 60,09 | 3763 | 54,06 | 3385 | 62,09 | 3887 | 53,26 | 3334 | 60,91 | 3817 |
| 23,24 | 3234 | 19,34 | 2691 | 26,50 | 3625 | 21,95 | 3054 | 22,81 | 3174 |
| 0,62 | 87 | 0,53 | 74 | 0,10 | 13 | 0,21 | 29 | 0,13 | 18 |
| 0,47 | 83 | 0,27 | 48 | 1,42 | 253 | 1,86 | 331 | 0,43 | 57 |
| 5,28 | 1488 | 10,42 | 2584 | 2,83 | 701 | 7,31 | 1812 | 5,44 | 1349 |
| Кальцит, серпентин, магнезит, гематит | | Диопсид, серпентин, магнетит, гематит | | Диопсид, серпентин, гематит | | Диопсид, серпентин, гематит | | Диопсид, серпентин, кварц | |

состав анализированных магнетитов, %

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| 8 | 10 | 4 | 11 | 5 |
| 9 | 18 | 5 | 7 | 13 |
| 81 | 70 | 89 | 80 | 80 |

| Минералогический тип | Серпентино-маг- | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| № образца | Т-758 | | Т-813 | | Т-733 | | Т-823 | |
| Окислы | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| $SiO_2$ | 6,26 | 1041 | 4,92 | 818 | 3,96 | 659 | 4,04 | 672 |
| $TiO_2$ | 0,56 | 72 | 0,68 | 85 | 0,46 | 67 | 0,60 | 75 |
| $Al_2O_3$ | 2,98 | 292 | 2,46 | 241 | 0,26 | 25 | 0,93 | 189 |
| $Fe_2O_3$ | 55,75 | 3490 | 58,27 | 3648 | 63,03 | 3946 | 64,26 | 4023 |
| FeO | 22,81 | 3174 | 23,97 | 3336 | 25,41 | 3536 | 20,50 | 2789 |
| MnO | 0,26 | 36 | 0,29 | 40 | 0,23 | 32 | 0,42 | 59 |
| CaO | 0,34 | 60 | 0,27 | 48 | 0,25 | 44 | 0,36 | 64 |
| MgO | 7,80 | 1934 | 6,22 | 1542 | 4,12 | 1021 | 5,36 | 1329 |
| Минеральные примеси | Диопсид, серпентин, гематит | | Диопсид, серпентин, гематит | | Диопсид, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин кварц, гематит | |
| | | | | | | | Молекулярный | |
| Ильменит | 2 | | 2 | | 1 | | 2 | |
| Шпинель | 8 | | 6 | | 1 | | 5 | |
| Магнезиоферрит | 5 | | 5 | | 3 | | 19 | |
| Магнетит | 85 | | 87 | | 95 | | 74 | |

Таблица 19а

магнетитов Тейского месторождения

нетитовая руда

| Т-803 | | Т-766 | | Т-806 | | Т-815 | | Т-811 | | Т-807 | | Т-816 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| 5,30 | 882 | 6,52 | 1085 | 5,50 | 915 | 3,98 | 662 | 6,06 | 1008 | 7,76 | 1291 | 5,38 | 895 |
| 0,56 | 70 | 0,46 | 57 | 0,62 | 77 | 0,58 | 72 | 0,58 | 72 | 0,52 | 65 | 0,64 | 80 |
| 3,87 | 379 | 2,29 | 224 | 3,16 | 309 | 3,60 | 353 | 1,76 | 172 | 2,99 | 293 | 4.04 | 43 |
| 56,68 | 3549 | 55,09 | 3449 | 55,92 | 3501 | 57,67 | 3617 | 56,76 | 3554 | 57,21 | 3300 | 56,63 | 3358 |
| 20,20 | 2811 | 25,51 | 2993 | 22,09 | 3074 | 20,93 | 2912 | 21,80 | 2933 | 19,06 | 2652 | 24,25 | 3374 |
| 0,58 | 81 | 0,26 | 36 | 0,50 | 70 | 0,56 | 78 | 0,26 | 36 | 0,63 | 88 | 0,15 | 21 |
| 0,90 | 16 | 0,45 | 80 | 0,34 | 60 | 0,25 | 44 | 0,20 | 35 | 0,26 | 46 | 0,81 | 382 |
| 7,77 | 1927 | 8,32 | 2063 | 7,97 | 1976 | 7,59 | 1822 | 8,46 | 2098 | 11,03 | 2235 | 5,62 | 1393 |
| Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | |
| состав анализированных магнетитов, % | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | | 2 | | 2 | | 2 | | 2 | | 2 | | 2,3 | |
| 10 | | 6 | | 8 | | 9 | | 5 | | 8 | | 1,2 | |
| 16 | | 6 | | 8 | | 20 | | 13 | | 14 | | 1,2 | |
| 72 | | 86 | | 82 | | 69 | | 80 | | 70 | | 95,3 | |

| Минералогический тип | Карбонато- | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| № образца | Т-822 | | Т-774 | | Т-819 | | Т-772 | | Т-821 | |
| Окислы | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| $SiO_2$ | 4,76 | 792 | 2,64 | 439 | 3,76 | 625 | 3,42 | 569 | 4,04 | 672 |
| $TiO_2$ | 0,64 | 80 | 0,56 | 70 | 0,62 | 27 | 0,46 | 57 | 0,68 | 85 |
| $Al_2O_3$ | 1,57 | 448 | 2,80 | 274 | 3,33 | 326 | 1,23 | 12[illegible] | 4,21 | 412 |
| $Fe_2O_3$ | 54,39 | 3405 | 60,68 | 3779 | 57,07 | 3573 | 61,07 | 3823 | 57,30 | 3755 |
| FeO | 24,40 | 3345 | 26,00 | 3618 | 25,27 | 3516 | 22,88 | 3184 | 24,11 | 3353 |
| MnO | 0,12 | 16 | 0,030 | 4 | 0,075 | 10 | 0,045 | 6 | 0,080 | 11 |
| CaO | 2,19 | 390 | 1,33 | 237 | 1,50 | 267 | 2,41 | 429 | 2,09 | 372 |
| MgO | 5,15 | 1277 | 3,02 | 748 | 4,34 | 1076 | 3,26 | 808 | 4,07 | 16773 |
| Минеральные примеси | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, гематит, кварц | |

| | Молекулярный | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Ильменит | 2 | 2 | 2 | 2 | 2,3 |
| Шпинель | 11 | 7 | 8 | 3 | 10,4 |
| Магнезиоферрит | 3 | 3 | 3 | 5 | 6,3 |
| Магнетит | 84 | 88 | 87 | 90 | 61 |

Таблица 20

**магнетитов Тейского месторождения**

магнетитовая руда

| Т-818 | | Т-820 | | Т-767 | | Т-800 | | Т-719 | | Т-755 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) | Вес, % | Молек. кол-во (×10000) |
| 7,32 | 1218 | 4,50 | 748 | 6,86 | 1141 | 1,86 | 309 | 4,90 | 815 | 4,86 | 808 |
| 0,62 | 77 | 0,78 | 97 | 0,60 | 75 | 0,44 | 55 | 0,66 | 82 | 0,64 | 80 |
| 3,60 | 353 | 5,09 | 57 | 2,37 | 232 | 0,61 | 59 | 4,56 | 447 | 2,28 | 223 |
| 51,10 | 3569 | 57,16 | 3579 | 53,31 | 3338 | 63,42 | 3970 | 54,41 | 3406 | 56,98 | 4120 |
| 19,92 | 2772 | 21,80 | 2933 | 21,94 | 3053 | 26,20 | 3646 | 22,55 | 3138 | 24,98 | 3476 |
| 0,080 | 11 | 0,28 | 39 | 0,080 | 11 | 0,085 | 11 | 0,045 | 6 | 0,035 | 4 |
| 0,89 | 158 | 1,42 | 2499 | 1,89 | 337 | 1,05 | 26 | 2,02 | 360 | 2,11 | 376 |
| 7,18 | 1780 | 5,70 | 1413 | 6,20 | 1537 | 3,74 | 927 | 5,44 | 1349 | 2,83 | 701 |
| Кальцит, серпентин, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | | Кальцит, серпентин, кварц, гематит | |

состав анализированных магнетитов, %

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| 2 | 3 | 2 | 1 | 2 | 2 |
| 10 | 2 | 7 | 2 | 12 | 6 |
| 10 | 7 | 4 | 5 | 5 | 2 |
| 78 | 88 | 87 | 92 | 81 | 90 |

| п/п № | № образца | Место взятия | Краткая характеристика | Комп | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO |
| 1 | С-30/73 | Скв.30, глуб. 468 м | Пятнистая руда с сульфидами | 0,84 | 0,23 | 67,59 | 30,63 | Сл. |
| 2 | С-30/72 | Скв. 30, глуб. 460 м | Брекчиевая руда | 0,67 | 0,23 | 68,30 | 30,07 | 0,25 |
| 3 | С-30/62 | Скв. 30, глуб. 500 м | Магнетит-амфиболовая руда | 0,35 | 0,23 | 67,93 | 30,52 | Сл. |
| 4 | С-37/82 | Скв. 37, глуб. 384 м | —"— | 0,72 | 0,20 | 67,99 | 30,53 | 0,09 |
| 5 | С-30/80 | Скв. 30, глуб. 505 м | Мелкозернистая руда | 0,44 | 0,38 | 67,58 | 30,92 | Сл. |
| 6 | С-30/71 | Скв. 30, глуб. 474 м | Брекчиевая магнетитовая руда | 0,83 | 0,25 | 69,49 | 28,48 | Сл. |
| 7 | С-30/70 | Скв. 30, глуб. 497 м | Магнетит-скаполитовая руда | 0,45 | 0,31 | 69,16 | 29,81 | |
| 8 | С-51/121 | Скв. 51, глуб. 140 м | Гранат-магнетитовая руда | 0,08 | 0,20 | 67,18 | 32,32 | Сл. |
| 9 | С-51/151 | Скв. 51, глуб. 107 м | —"— | 0,08 | 0,31 | 67,80 | 32,06 | 0,05 |
| 10 | С-59/х | Скв. 59, глуб. 345 м | Магнетит-амфиболовая руда | 0,32 | 0,17 | 67,79 | 30,09 | 0,65 |

Таблица 21

магнетита Одиночного месторождения

| онен ты, % | | | | | | | | Кристаллохимические формулы | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MnO | ZnO | NiO | CoO | $Cr_2O_3$ | $V_2O_5$ | $SiO_2$ | Сумма | $Al^{3+}$ | Ti | $Fe^{3+}$ | $Fe^{2+}$ | Mg | Mn | Zn |
| 0,07 | 0,172 | Сл. | — | 0,06 | 0,026 | — | 99,618 | 0,04 | | 1,96 | 0,99 | — | — | — |
| 0,09 | 0,186 | Сл. | — | 0,03 | 0,016 | — | 99,764 | 0,03 | | 1,98 | 0,97 | 0,01 | — | 0,01 |
| 0,08 | 0,072 | Сл. | — | 0,02 | 0,013 | — | 99,21 | 0,02 | | 1,99 | 0,99 | — | — | — |
| 0,14 | 0,081 | 0,03 | — | 0,06 | 0,052 | — | 99,97 | 0,03 | | 1,97 | 0,98 | 0,01 | — | — |
| 0,07 | 0,067 | — | — | 0,06 | 0,013 | | 99,62 | 0,02 | 0,01 | 1,97 | 1,00 | — | — | — |
| 0,07 | 0,21 | | | 0,08 | 0,012 | — | 99,42 | 0,04 | | 2,02 | 0,92 | — | — | — |
| 0,13 | 0,168 | — | — | 0,03 | 0,013 | | 100,07 | 0,02 | | 2,01 | 0,96 | — | — | — |
| 0,18 | 0,143 | | | 0,03 | 0,016 | | 100,149 | | | 1,94 | 1,05 | — | 0,01 | — |
| 0,14 | 0,168 | — | Сл. | Сл. | 0,010 | — | 100,618 | | | 1,92 | 1,04 | | | |
| 0,16 | 0,06 | Сл. | — | 0,05 | 0,010 | 0,52 | 99,82 | 0,01 | | 1,97 | 0,97 | — | — | — |

**Химический состав магнетитов Ирбинской**

| № п/п | № образца | Месторож. | Место взятия | Краткая характеристика | Компоненты, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | В. А. Вахрушев | Ирбинское месторождение | Центральное м-е, уч. Ключев, скв. 25 | | 3,24 | 0,2 | — | 71,25 |
| 2 | | | Гранат. месторожд., скв. 77, глуб. 164 м | | 0,87 | 0,02 | — | 70,35 |
| 3 | (1965) | | Гранатовое месторожд., скв. 143 м | | 3,36 | 0,26 | 0,74 | 66,76 |
| 4 | С-88 / Ир-735 | | Ирбинское местор., скв. 88, глуб. 568 м | Магнетит, амфиболовые руды с сульфидами | 0,92 | 0,13 | 1,00 | 64,66 |
| 5 | С-88 / Ир-721 | | Ирбинское местор., скв. 88, глуб. 121 м | Брекчированные руды | 0,37 | 0,18 | 0,75 | 66,38 |
| 6 | С-91 / Ир-619 | | Ирбинское местор., скв. 91, глуб. 91,8 м | Пироксен-магнетитовые руды | 1,21 | 0,13 | 0,65 | 65,55 |
| 7 | С-91 / Ир-620 | | Ирбинское местор., скв. 91, глуб. 90 м | Гранат-пироксен-магнетитовые | 1,17 | 0,06 | 0,67 | 65,91 |
| 8 | С-95 / Ир-1 | | Ирбинское местор., скв. 95, инт. 16—27 м | —"— | 0,39 | 0,10 | 0,82 | 66,89 |
| 9 | С-39 / Ир-Х | | Ирбинское местор., скв. 39, инт. 755—760 м | —"— | 0,76 | 0,13 | 0,62 | 66,89 |
| 10 | С-61 / Ир-889 | | Ирбинское местор., скв. 61, глуб. 44 м | —"— | 0,50 | 0,24 | 1,10 | 66,52 |
| 11 | С-236 / Ир-I | | Ирбинское местор., скв. 236, глуб. 73—77 м | Неравномернозернистые руды | 0,74 | 0,15 | 0,77 | 65,35 |
| 12 | С-236 / Ир-II | | Ирбинское местор., скв. 236, глуб. 40—48 м | Пятнисто-прожилковые руды | 0,57 | 0,15 | 0,80 | 65,57 |
| 13 | С-245 / Ир-Х | | Ирбинское местор., скв. 245, глуб. 64—68 м | Брекчиевые руды | 0,62 | 0,18 | 1,10 | 65,91 |

Таблица 22

**группы месторождений**

| $Cr_2O_3$ | $V_2O_5$ | FeO | MgO | MnO | NiO | CoO | ZnO | CaO | MoO | $P_2O_5$ | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 0,009 | 0,007 | 22,49 | 0,74 | 0,3 | — | — | | 0,82 | | | 99,05 |
| — | — | 28,55 | 0,40 | 0,12 | Сл. | 0,005 | | 0,21 | | | 100,92 |
| 0,107 | 0,013 | 27,21 | 0,39 | 0,092 | 0,10 | 0,017 | | 0,56 | | | 99,59 |
| Сл. | 0,01 | 32,07 | 0,40 | 0,17 | 0,08 | 0,003 | | 0,70 | | | 100,14 |
| 0,09 | 0,08 | 31,72 | 0,40 | 0,11 | Сл. | 0,003 | | 0,57 | | | 100,63 |
| | 0,01 | 31,00 | 0,69 | 0,11 | Сл. | 0,004 | | 0,79 | | | 100,14 |
| | 0,04 | 30,65 | 0,57 | 0,10 | | 0,003 | | 0,79 | | | 99,90 |
| | 0,02 | 29,58 | 0,81 | 0,12 | | 0,001 | | 0,69 | | | 99,34 |
| | 0,02 | 30,65 | 1,38 | 0,08 | Сл. | 0,002 | | 0,31 | | | 99,24 |
| | 0,01 | 29,94 | 0,97 | 0,25 | | 0,004 | | 0,25 | | | 99,78 |
| | 0,02 | 32,01 | 0,57 | 0,27 | | 0,007 | | 0,56 | | | 100,50 |
| | 0,02 | 32,09 | 0,70 | 0,26 | | 0,006 | | 0,50 | | | 100,66 |
| | 0,05 | 30,65 | 0,48 | 0,16 | | 0,003 | | 0,36 | | | 99,81 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14 | С-66/803 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 41—49 м | Мелкозернистая масса, при ударе легко рассыпающаяся | 0,26 | 0,12 | 0,20 | 71,59 |
| 15 | С-66/804 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 51 м | Неравномернозернистая масса | 0,32 | 0,12 | 0,71 | 71,19 |
| 16 | С-66/819 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 93—99 м | Гранат-магнетитовая вкрапленная руда | 0,42 | 0,17 | 0,83 | 71,79 |
| 17 | С-66/823 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 705 м | —"— | 0,20 | 0,20 | 0,38 | 71,54 |
| 18 | С-66/865 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 271—275 м | —"— | 0,32 | 0,06 | 0,59 | 70,81 |
| 19 | С-66/871 | | Ирбинское местор., скв. 66, глуб. 262 м | —"— | 0,34 | 0,15 | 0,60 | 71,19 |
| 20 | С-64/676 | | Ирбинское местор., скв. 64, глуб. 189 м | Руда пятнистой текстуры | 0,59 | 0,13 | 0,59 | 66,98 |
| 21 | С-64/678 | | Ирбинское местор., скв. 64, глуб. 190 м | Дробленые скарны цементируются магнетитом | 0,70 | 0,19 | 0,58 | 66,81 |
| 22 | С-74/661 | | Скв. 74, глуб. 91—94 м | Магнетитовая руда с вкрапленностью сульфидов | 0,62 | 0,42 | 0,36 | 67,12 |
| 23 | С-74/671 | | Скв. 74, глуб. 129—132 м | Руды пятнистой текстуры | 0,52 | 0,13 | 0,41 | 67,63 |
| 24 | С-74/677 | | Скв. 74, глуб. 135—138 м | Сливная магнетитовая руда | 0,61 | 0,36 | 0,49 | 67,60 |
| 25 | С-13/Б-13 | Бурлукское месторождение | Скв. 13, глуб. 222—224 м | Гнезда магнетита в скарнах | 0,72 | 0,42 | 1,13 | 67,06 |
| 26 | С-13/Б-19 | | Скв. 17, глуб. 225 м | Массивная магнетитовая руда | 0,98 | 0,36 | 1,16 | 67,11 |
| 27 | С-13/Б-67 | | Скв. 13, глуб. 312—316 м | Магнетит, гранат-пироксеновый скарн | 0,64 | 0,22 | 1,12 | 67,94 |
| 28 | С-26/Б-14 | | Скв. 26, глуб. 217 м | Мелкозернистые сплошные агрегаты магнетита | 0,48 | 0,13 | 0,74 | 67,99 |

Продолжение табл. 22

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,12 | 0,03 | 26,17 | 0,08 | 0,13 | 0,005 | 0,010 | | 0,30 | | 0,34 | 99,35 |
| 0,10 | 0,03 | 26,24 | 0,08 | 0,13 | 0,005 | 0,009 | | 0,50 | | 0,37 | 99,80 |
| 0,06 | 0,03 | 26,43 | 0,08 | 0,13 | Сл. | 0,008 | | 0,30 | | 0,30 | 100,54 |
| 0,09 | 0,04 | 26,56 | 0,08 | 0,03 | Сл. | Сл. | | Сл. | | 0,32 | 99,44 |
| 0,04 | 0,04 | 26,99 | 0,58 | 0,21 | Сл. | Сл. | | | 0,003 | 0,34 | 99,40 |
| 0,01 | 0,06 | 26,68 | Сл. | 0,19 | 0,07 | 0,009 | | | Сл. | — | 99,28 |
| 0,01 | 0,04 | 30,50 | 0,05 | 0,26 | 0,01 | — | | | | | 99,16 |
| Сл. | 0,05 | 30,17 | Сл. | 0,13 | 0,15 | | | 0,41 | | | 99,19 |
| Сл. | Сл. | 30,46 | 0,29 | 0,19 | — | — | | 0,27 | Сл. | | 99,73 |
| 0,01 | 0,05 | 30,53 | 0,58 | 0,18 | Сл. | — | | | Сл. | | 100,04 |
| 0,03 | Сл. | 30,48 | Сл. | 0,23 | — | — | | 0,19 | | | 99,99 |
| 0,02 | 0,03 | 29,75 | Сл. | 0,11 | | | | 0,42 | | | 99,06 |
| 0,05 | 0,02 | 29,98 | 0,07 | 0,11 | | | | 0,47 | | | 100,31 |
| 0,03 | 0,02 | 28,99 | Сл. | 0,13 | Сл. | | | 0,36 | | | 99,42 |
| — | 0,03 | 30,35 | 0,51 | 0,10 | Сл. | | | 0,46 | | | 100,79 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 29 | Б-26 / Б-17 | | Скв. 26, глуб. 219 м | —"— | 0,57 | 0,26 | 1,02 | 67,06 |
| 30 | С-41 / Б-22 | | Скв. 41, глуб. 168—170 м | Вкрапленные магнетитовые руды | 0,42 | 0,17 | 0,89 | 67,59 |
| 31 | С-32 / 247 | | Скв. 32, глуб. 370 м | Сливные руды | 0,60 | 0,43 | 1,90 | 66,60 |
| 32 | С-32 / 197 | | Скв. 32, глуб. 283,2 м | Прожилково-вкрапленные руды | 0,48 | 0,32 | 0,61 | 67,46 |
| 33 | С-35 / 23 | | Скв. 35, глуб. 55,2 м | Массивные руды | 0,92 | 0,36 | 0,41 | 68,42 |
| 34 | С-35 / 76 | | Скв. 35, глуб. 746,2 м. | Вкрапленные руды | 0,93 | 0,19 | 0,33 | 68,39 |
| 35 | С-35 / 209 | | Скв. 35, глуб. 209 м | Скарны с магнетитом | 0,84 | 0,19 | 0,60 | 69,38 |
| 36 | С-36 / А | | Скв. 39, глуб. 322 м | Неравномерно-зернистые руды | 0,42 | 0,35 | 1,03 | 68,47 |
| 37 | С-39 / Б | | Скв. 39, глуб. 355 м | —"— | 0,31 | 0,23 | 0,73 | 68,73 |
| 38 | С-49 / 270 | | Скв. 49, глуб. 155—136 м | Магнетитовые руды с хлоритом | 0,68 | 0,29 | 0,83 | 64,91 |
| 39 | С-49 / 289 | | Скв. 49, глуб. 190 м | Неравномерно-зернистая руда | 0,16 | 0,35 | 0,70 | 66,23 |

Изыгское месторождение

Продолжение табл. 22

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,01 | 0,02 | 29,98 | 0,29 | 0,10 | | | | 0,71 | | | 99,02 |
| 0,01 | 0,08 | 29,84 | 0,17 | 0,10 | 0,12 | | | | | | 99,39 |
| 0,05 | 0,02 | 30,11 | 0,02 | Сл. | 0,13 | | | | | | 99,77 |
| 0,04 | 0,02 | 30,24 | 0,07 | 0,08 | 0,01 | | | | | | 99,33 |
| 0,02 | 0,01 | 28,96 | 0,11 | 0,13 | | | | | | | 99,34 |
| 0,01 | 0,04 | 28,97 | 0,07 | 0,13 | 0,12 | | | 0,014 | 0 | | 99,20 |
| 0,01 | 0,13 | 28,02 | Сл. | 0,10 | 0,01 | | | 0,012 | | | 99,29 |
| 0,02 | 0,02 | 29,42 | 0,13 | 0,13 | Сл. | Сл. | | | | | 99,97 |
| 0,03 | 0,02 | 29,39 | 0,29 | 0,10 | Сл. | Сл. | Сл. | | | | 99,83 |
| 0,01 | 0,04 | 31,97 | Сл. | 0,13 | Сл. | | | 0,09 | | | 99,16 |
| 0,08 | 0,02 | 31,59 | Сл. | 0,19 | 0,02 | Сл. | | | | | 99,34 |

Таблица 22а

**Парные коэффициенты корреляции и их доверительные интервалы, рассчитанные для магнетитов из различных месторождений контактово-метасоматической железорудной формации Алтае-Саянской области ($r_\beta = 0{,}140$, $\beta = 0{,}05$)**

| Окислы | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $V_2O_5$ | $Cr_2O_5$ | $P_2O_5$ | NiO | CoO | ZnO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| | | 0,103 | 0,356 | 0,047 | —0,222 | +0,158 | 0,708 | 0,543 | 0,102 | 0,200 | 0,205 | +0,073 | 0,125 | 0,125 |
| $SiO_2$ | 1 | —0,134 | 0,230 | —0,089 | —0,348 | 0,022 | 0,633 | 0,439 | —0,035 | 0,065 | 0,070 | —0,064 | —0,012 | —0,011 |
| | | —0,170 | 0,097 | —0,224 | —0,463 | —0,115 | 0,543 | 0,322 | —0,171 | —0,072 | —0,067 | —0,199 | —0,148 | —0,148 |
| | | | 0,482 | 0,121 | 0,103 | 0,415 | 0,181 | 0,110 | 0,626 | 0,544 | 0,095 | 0,261 | 0,110 | 0,120 |
| $TiO_2$ | | | 0,370 | —0,016 | —0,034 | 0,295 | 0,046 | —0,027 | 0,535 | 0,440 | —0,043 | 0,129 | —0,027 | —0,017 |
| | | 1 | 0,246 | —0,153 | —0,170 | 0,165 | —0,091 | —0,163 | 0,430 | 0,323 | 0,178 | —0,007 | —0,163 | —0,153 |
| | | | | 0,094 | 0,104 | 0,295 | 0,402 | 0,378 | 0,186 | 0,371 | 0,094 | 0,173 | 0,150 | 0,157 |
| $Al_2O_3$ | | | 1 | —0,043 | —0,033 | 0,165 | 0,280 | 0,255 | 0,315 | 0,247 | —0,043 | 0,037 | 0,013 | 0,021 |
| | | | | —0,179 | —0,169 | 0,029 | 0,149 | 0,122 | 0,433 | 0,114 | —0,179 | —0,100 | —0,124 | —0,116 |
| | | | | | —0,029 | 0,080 | 0,076 | 0,062 | 0,147 | 0,079 | —0,149 | 0,220 | 0,089 | 0,091 |
| $Fe_2O_3$ | | | | 1 | —0,165 | —0,058 | —0,061 | —0,075 | 0,011 | —0,058 | —0,280 | 0,086 | —0,049 | —0,046 |
| | | | | | —0,295 | —0,193 | —0,196 | —0,210 | —0,126 | —0,193 | —0,401 | —0,051 | —0,184 | —0,181 |
| | | | | | | —0,167 | 0,190 | —0,019 | 0,336 | 0,306 | 0,053 | 0,027 | 0,508 | 0,504 |
| FeO | | | | | | —0,297 | —0,319 | —0,155 | 0,208 | 0,177 | —0,084 | —0,110 | 0,399 | 0,394 |
| | | | | | 1 | —0,417 | —0,436 | —0,285 | 0,074 | 0,041 | —0,218 | —0,243 | 0,277 | 0,272 |
| | | | | | | | 0,174 | 0,166 | 0,026 | 0,067 | 0,081 | 0,272 | 0,102 | 0,131 |
| MnO | | | | | | 1 | 0,038 | 0,029 | —0,111 | —0,069 | —0,057 | 0,141 | —0,035 | —0,005 |
| | | | | | | | —0,099 | —0,108 | —0,244 | —0,204 | —0,192 | —0,004 | —0,171 | —0,142 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MgO | | | | | | | | 0,423 | 0,158 | 0,138 | 0,055 | 0,070 | 0,115 | 0,105 |
| | | | | | | | 1 | 0,304 | 0,022 | 0,001 | —0,082 | —0,067 | —0,022 | —0,032 |
| | | | | | | | | 0,174 | —0,115 | —0,135 | —0,216 | —0,202 | —0,158 | 0,168 |
| CaO | | | | | | | | 1 | 0,093 | 0,071 | 0,102 | 0,081 | 0,124 | 0,119 |
| | | | | | | | | | —0,044 | —0,066 | —0,035 | —0,055 | —0,013 | —0,018 |
| | | | | | | | | | —0,180 | —0,201 | 0,171 | —0,191 | —0,149 | —0,154 |
| $V_2O_5$ | | | | | | | | | | 0,631 | 0,096 | 0,114 | 0,135 | 0,129 |
| | | | | | | | | | 1 | 0,541 | —0,041 | —0,023 | —0,002 | —0,008 |
| | | | | | | | | | | 0,436 | —0,177 | —0,159 | —0,138 | —0,144 |
| $Cr_2O_3$ | | | | | | | | | | 1 | 0,257 | 0,138 | 0,182 | 0,176 |
| | | | | | | | | | | | 0,124 | 0,001 | 0,046 | 0,040 |
| | | | | | | | | | | | —0,012 | —0,135 | —0,091 | —0,097 |
| $P_2O_5$ | | | | | | | | | | | | 0,085 | 0,118 | 0,115 |
| | | | | | | | | | | | 1 | —0,052 | —0,019 | —0,022 |
| | | | | | | | | | | | | —0,187 | —0,156 | —0,158 |
| NiO | | | | | | | | | | | | 1 | 0,120 | 0,157 |
| | | | | | | | | | | | | | —0,017 | 0,020 |
| | | | | | | | | | | | | | —0,154 | 0,116 |
| CoO | | | | | | | | | | | | | | 0,995 |
| | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,994 |
| | | | | | | | | | | | | | | 0,992 |
| ZnO | | | | | | | | | | | | | | 1 |

**Математические ожидания и квадраты дисперсий**

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M. o. | 1,28 | 0,50 | 0,99 | 61,94 | 28,78 | 0,27 | 0,66 | 0,45 | 0,037 | 0,015 | 0,013 | 0,012 | 0,012 | 0,038 |
| $\sigma^2$ | 1,69 | 2,26 | 1,11 | 335,39 | 8,97 | 0,197 | 1,636 | 0,65 | 0,0075 | 0,0013 | 0,0030 | 0,0031 | 0,0203 | 0,122 |

Таблица 22б

**Кристаллохимические формулы магнетитов Ирбинской группы месторождений**

(Приложение к табл. 24)

| № п/п | Катионы | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ti | Al | Fe‴ | Fe″ | Mg | Mn |
| 1 | | | 2,15 | 0,76 | | 0,01 |
| 2 | | | 2,06 | 0,89 | | |
| 3 | 0,01 | 0,03 | 2,00 | 0,90 | 0,02 | |
| 4 | — | — | 1,93 | 1,06 | 0,03 | |
| 5 | 0,01 | 0,03 | 1,94 | 1,01 | 0,03 | |
| 6 | | 0,03 | 1,93 | 1,01 | 0,04 | |
| 7 | | 0,03 | 1,95 | 0,99 | 0,03 | |
| 8 | | 0,04 | 1,94 | 0,95 | 0,05 | |
| 9 | | 0,03 | 1,92 | 0,97 | 0,08 | |
| 10 | 0,01 | 0,05 | 1,94 | 0,94 | 0,05 | 0,01 |
| 11 | | 0,04 | 1,91 | 1,04 | 0,03 | 0,01 |
| 12 | | 0,04 | 1,90 | 1,03 | 0,04 | 0,01 |
| 13 | | 0,05 | 1,93 | 0,98 | 0,03 | 0,01 |
| 14 | | 0,01 | 2,08 | 0,84 | — | — |
| 15 | | 0,03 | 2,09 | 0,85 | — | — |
| 16 | | 0,04 | 2,06 | 0,83 | — | — |
| 17 | 0,01 | 0,02 | 2,08 | 0,84 | — | — |
| 18 | | 0,03 | 2,04 | 0,84 | 0,03 | 0,01 |
| 19 | | 0,03 | 2,11 | 0,86 | — | 0,01 |
| 20 | | 0,03 | 1,97 | 0,98 | — | 0,01 |
| 21 | 0,01 | 0,03 | 1,97 | 0,98 | — | — |
| 22 | 0,01 | 0,02 | 1,97 | 0,98 | 0,01 | 0,01 |
| 23 | | 0,02 | 1,97 | 0,97 | 0,03 | 0,01 |
| 24 | 0,01 | 0,02 | 1,97 | 0,98 | — | 0,01 |
| 25 | 0,01 | 0,05 | 1,95 | 0,94 | — | — |
| 26 | 0,01 | 0,08 | 1,95 | 0,93 | — | — |
| 27 | 0,01 | 0,05 | 1,88 | 0,87 | — | — |
| 28 | — | 0,03 | 1,96 | 0,96 | 0,03 | — |
| 29 | 0,01 | 0,05 | 1,96 | 0,95 | 0,02 | — |
| 30 | | 0,04 | 1,98 | 0,95 | 0,01 | — |
| 31 | 0,01 | 0,01 | 1,98 | 0,99 | — | — |
| 32 | 0,02 | 0,03 | 1,97 | 0,98 | — | — |
| 33 | 0,01 | 0,02 | 2,01 | 0,92 | 0,01 | — |
| 34 | 0,01 | 0,01 | 2,02 | 0,93 | — | — |
| 35 | 0,01 | 0,03 | 2,02 | 0,91 | — | — |
| 36 | 0,01 | 0,01 | 2,00 | 0,96 | 0,01 | — |
| 37 | 0,01 | 0,03 | 1,99 | 0,94 | 0,02 | — |
| 38 | 0,01 | 0,04 | 1,93 | 1,03 | — | — |
| 39 | 0,01 | 0,03 | 1,93 | 1,02 | 0,01 | — |

Таблица 23

**Краткая характеристика минералов стадии гидратации и разложения скарнов Одиночного месторождения (см. табл. 31)**

| Подстадия (ступень) минералообразования | Название, степень распространения | Генерация | Форма проявления | Цвет | Оптические свойства | Химический состав, % | Прочие свойства | Взаимоотношения с другими минералами (порядок образования) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Гидросиликатно-магнетитовая | Гастингсит. Имеет широкое распространение, замещает пироксен, особенно на нижних горизонтах (300—600 м от поверхности). Ассоциирует с магнетитом II. Развит в амфиболмагнетит. рудах и амфиболовых апоскарнах | I | В амфиболовых апоскарнах и рудах совместно с магнетитом образует мелкозернистый агрегат, в котором гастингсит почти всегда предшествует магнетиту. В апоскарнах иногда отчетливо видны реликты пироксеновых скарнов, которые заместились гастингситом.<br>Форма зерен — короткопризматическая. Размеры — от 0,5 до 3,2 мм. Зерна нередко имеют неоднородное (пятнистое и зональное) строение. В пределах одного индивида отмечаются неправильные по форме участки разной интенсивности окраски, оптической плотности и показателей преломления и т. д. | Темно-зеленый и зеленовато-черный — макроскопически. Под микроскопом — голубовато-зеленый, темно-зеленый с голубоватым оттенком. Плеохроизм резкий. Ng — темно-зеленый, голубовато-зеленый; Nm — зеленовато-голубой; Np — зеленый и светло-голубовато-зеленый | Ng=1,742—1,736;<br>Np=1,720—1,712;<br>Ng—Np=0,022—0,024;<br>—2V=32—36°;<br>∠c : Ng=22°—24°. | $SiO_2$=37,59; $TiO_2$==0,32; $Al_2O_3$=11,45; $Fe_2O_3$=4,63; FeO=22,02; MnO=0,67; MgO=4,67; CaO=11,81; $Na_2O$=1,59; $K_2O$=1,68; $H_2O^+$=1,54; F=1,77; Cl=0,04; $H_2O^-$==0,20; O=$Cl_2$=$F_2$=0,42; Σ с поправкой на $F_2$ и $Cl_2$=99,56<br>(Образец № 492, скв. 42, глуб. 600 м) | Параметры ребер элементарной ячейки: $a_0$==9,913 Å; $b_0$=18,21 Å; $c_0$=5,299 Å; β=74°44″ | Тесно ассоциирует с магнетитом II, образуя мелкозернистый агрегат. Иногда отмечается апатит. Гастингсит отчетливо замещает пироксен |
| | Эпидот | I | Мелкозернистые сплошные массы, замещающие гранатовые и пироксеновые скарны.<br>Под микроскопом — изометричные, неправильные, иногда слабо удлиненные зерна, светло-зеленого цвета. Размеры — от долей миллиметра до 0,8—1,5 мм | Макроскопически — фисташково - зеленого, желтовато-зеленого цвета. В шлифах цвет светло-зеленый. Ng — светло-зеленый; Np — светло-лимонно-желтый | Ng=1,764—1,670—1,778;<br>Nm=1,749—1,754—1,762;<br>Np=1,725—1,727—1,730;<br>Δ=0,039—0,048;<br>∠c : Np=3—5°; уд. вес—3,42—3,54, что соответствует пистациту [Трегер В. Е., 1958] | Химический состав обр. 172, % : $SiO_2$ — 36,04; $TiO_2$—0,15; $Al_2O_3$—23,45; $Fe_2O_3$—13,40; FeO—0,18; CaO—24,31; $H_2O^-$—0,33; $H_2O^+$—2,04; Σ—99,90 | Рентгенограмма аналогична эталонной по В. И. Михееву (1957) | Замещает скарны (особенно гранат и меньше пироксен). Формируется в стадию гидросиликатного разложения скарнов раньше всех других водносиликатных минералов |
| | Обыкновенная роговая обманка | I | Призматически-зернистые агрегаты, слагающие неправильные гнезда и маломощные прожилковые образования, поражающие скарны. Развивается по пироксенам, иногда по эпидоту I и плагиоклазам | Макроскопически — серовато-зеленая и зеленая. Под микроскопом — сине-зеленая. Ng — зеленовато-синяя; Nm—голубовато-зеленая; Np—бледно-зеленовато-желтая | Ng=1,686—1,700;<br>Nm=1,680—1,692;<br>Np=1,664—1,675;<br>Ng—Np=0,022—0,025;<br>∠c : Ng=16—20°;<br>—2V=69—66°;<br>уд. вес — 3,30—3,37, что соответствует роговой обманке, содержащей 47—68% (Fe″, Mn, Ti) и 53—32% Mg | | | Замещает пироксен, меньше эпидот I и плагиоклаз. Ассоциирует с гастингситом I и магнетитом II |
| | Магнетит | II | Мелкозернистые, реже среднезернистые агрегаты | Обычные свойства | Травление вскрывает детали внутреннего строения | Химический состав приведен в табл. 23 | $a_0$=8,3770—8,3798 до 8,3856—8,3896 Å | Тесно ассоциирует с гастингситом I, отчасти с апатитом |
| | Кварц встречается редко | I | Мелкозернистые массы и отдельные зерна среди агрегатов граната и пироксена. Размер зерен — от 0,5 до 2,5 мм в поперечнике | Серовато-белый и молочно-белый | Обладает обычными свойствами | | | Часто цементирует катаклазиров. зерна граната, разъедает выделения пироксена. Тесно ассоциирует с эпидотом I. Образуется в результате разложения граната до отложения магнетита II |
| Амфибол-хлоритовая | Гастингсит | II | Обычно более крупнозернистые агрегаты гастингсита II (до нескольких миллиметров) слагают обособленные участки и прожилки, рассекающие руды и различные породы (скарны, альбитофиры и др.). В подобных формах проявления он представляет собой частично перемещенный (гастингсит I) продукт интенсивных метасоматических реакций | Макроскопически — Np=1,687—1,697—1,722; темно-зеленый до черно-зеленого. В шлифах характеризуется неоднородностью (пятнистостью) в окраске и в зональности ее проявления. Чаще всего проявляются 2—4 зоны, отличающиеся друг от друга интенсивностью окраски, оптическими свойствами (2V, показат. преломлен. и т. д.) | Химический состав и Ng=1,710—1,721—1,744;<br>Δ=0,023—0,022,<br>—2V=48—39—32°;<br>∠c : Ng=22° | кристаллохимические формулы приведены в табл. 18. Гастингситы II характеризуются высокой железистостью, значительной концентрацией хлора (1—2%), замещением Si на Al в отношении 6 : 2 и могут быть отнесены к хлорсодержащим гастингситам. Содержание Cl, уд. вес и показат. преломлен. прямо пропорциональны содерж. суммарного железа в гастингсите. 2V обратно пропорциональн. содерж. Cl | Определение оптической плотности гастингситов показало постепенное ее увеличение по Ng от фиолетовой части к красной с максимумом в желто-оранжевой области (≈580 мк) с последующим резким уменьшением, а по Np — постепенное уменьшение от фиолетовой части к красной с минимумом при 550—580 мк; $a_0$==10,041 Å; $b_0$=18,152 Å; $c_0$=5,377 Å; удельный вес — 3,51—3,59; β==73°38″ | По времени образования гастингсит II близок к мелкозернистому магнетит-амфиболовому (гастингсит I и роговая обманка I) агрегату руд. Однако он имеет несколько более позднее образование, так как пересекает этот агрегат в жилках, являясь частично перемещенным продуктом метасоматических реакций |
| | Роговая обманка особенно развита в скарнах и рудах, а также в альбитофирах нижних горизонтов месторождения.<br>По сравнению с другими амфиболами развита незначительно | II | Призматически-зернистые агрегаты, слагающие гнезда и прожилки, секущие скарны и руды.<br>Как правило, замещают гастингсит по периферии зерен или образуют прожилки. Призматические зерна иногда приобретают волокнистое строение, что связано с их переходом в хлоритовые агрегаты | Макроскопически — зеленый и серовато-зеленый. В шлифах—зеленый и светло-зеленый. Плеохроизм резкий: Ng — зеленый, иногда с голубоватым оттенком; Np—светло-зеленовато-желтый | Ng=1,662—1,686;<br>Nm=1,656—1,680;<br>Np=1,643—1,665;<br>Ng—Np=0,019—0,021;<br>∠c : Ng=22—16°;<br>—2V=76—68°;<br>удельный вес—3,17—3,30, что соответствует составу: 22—68% (Fe″, Mn, Ti); 78=32% Mg | Химический состав роговой обманки II (обр. 0-206) приведен также в табл. 18. Обладает обычным химическим составом | Дебаеграмма не отличается от эталонных [Михеев В. И., 1957]. Выявляется: зависимость характера кривых от присутствия Fe″ и Fe‴, и связь оптической плотности амфиболов от содержания железа | Ассоциирует с пиритом, халькопиритом, кварцем и кальцитом. Как правило, замещает гастингсит и пироксен, развиваясь по периферии их зерен, используя при этом трещинки спайности и катаклаза, проникая по ним к центру индивидов. Роговая обманка II замещается тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита |
| | Актинолит, как и роговая обманка II, развит незначительно<br><br>Эпидот | II | Тонкоигольчатые, лучистые, и, реже, радиально-лучистые агрегаты, слагающие гнезда и прожилки в массе пироксеновых, амфибол-пироксеновых скарнов, апоскарнов и руд. Размер зерен — от 0,4—0,8 до 1,7 мм<br>Кристаллы призматического облика, размеры которых от нескольких миллиметров до 1,7 см, сконцентрированы в жилках, рассекающих скарны и руды | Макроскопически — темно-зеленый и зеленый. В шлифах—светло-зеленый и желтовато-зеленый<br><br>Окраска желтовато-зеленая (более светлая по сравнению с зернами эпидота I) | Ng=1,652—1,650;<br>Nm=1,642—1,640;<br>Np=1,632—1,635;<br>Ng—Np=0,020—0,021;<br>∠c : Ng=16—15°;<br>—2V=82°;<br>уд. вес — 3,10—315, что соответствует составу: 70—65% $Ca_2Mg_5$; 30—35% $Ca_2Fe_5$<br>Ng=1,748—1,760;<br>Nm=1,736—1,746;<br>Np=1,720—1,723;<br>Ng—Np=0,028—0,037;<br>—2V=82—79°;<br>∠c : Np=3—4°;<br>уд. вес — 3,36—3,40, что соответствует пистациту | Химический состав актинолита, %:<br>$SiO_2$—55,78;<br>$TiO_2$—0,21;<br>$Al_2O_3$—2,86;<br>$Fe_2O_3$—2,39;<br>FeO—6,82;<br>MnO—0,38;<br>MgO—16,70;<br>CaO—12,50;<br>$Na_2O$—0,46;<br>$K_2O$—0,12;<br>$H_2O^+$—1,58;<br>Cl—0,24;<br>F—0,21;<br>$H_2O^-$—0,16;<br>Σ=100,16 | Кристаллохимическая формула:<br>$K_{0,02}Na_{0,13}$<br>$Ca_{1,85}[Fe''_{0,80}Mg_{3,52}Mn_{0,05}$<br>$Fe'''_{0,25}Al_{0,36}Ti_{0,02}]_5[(Si_{7,88}$<br>$Al_{0,12})_9O_{22}](Cl_{0,06}$<br>$F_{0,09}OH_{1,40}O_{0,36})_2$<br>Дебаеграмма не отличается от эталонной [Михеев В. Н., 1957] | Ассоциирует с сульфидами, хлоритом, кальцитом, кварцем. Замещает по трещинкам спайности и катаклазу зерна гастингсита, роговой обманки и, реже, пироксена. В прожилках развивается с кварцем, кальцитом, сульфидами, хлоритом<br><br>Ассоциирует с кристаллами пирита, кальцита, кварца |
| | Хлорит | I | Плотные, чешуйчатые, радиально-лучистые агрегаты | Макроскопически — оливково-зеленый. В шлифах — зеленый. Ng ≈ ≈ Nm — зеленый, Np — бледно-зеленый, б/цв. | Ng≈Nm=1,582; Np==1,576; Δ=0,006; двуосный, положительный, удлинение положит., погасание прямое, соответствует клинохлору | | Рентгенограмма не отличается от эталонной по В. И. Михееву (1957) | Развивается чаще всего по амфиболам, реже по пироксену и эпидоту. Тесно ассоциирует с пиритом |

**Химический состав амфиболов и эпидота некоторых месторождений Краснокаменской и Ирбинской групп**

| № | № образца | Место взятия | Краткая характер. образца | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | CaO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $H_2O+$ | $H_2O-$ | $Cr_2O_3$ | Cl | F | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | Компоненты, % | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | С-40 / О-555 | Одиночное, скв. 40 | Роговая обманка | | 37,24 | 0,19 | 15,60 | 5,80 | 18,09 | 6,09 | 0,33 | 11,85 | 1,84 | 0,68 | 1,03 | 0,56 | Сл. | | | 99,23 |
| 2 | С-35 / Из-24 | Изыгское, скв. 35 | Эпидот лучистый | | 41,15 | | 14,20 | 12,76 | 1,62 | 3,26 | | 24,32 | | | 2,66 | | | | Сл. | 99,97 |
| 3 | С-215 | Ирбинское, скв. 215 | Призмат. кристаллы | Роговые обманки | 37,40 | 0,21 | 14,04 | 11,59 | 20,59 | 1,54 | 0,63 | 10,48 | 0,62 | 0,99 | 1,42 | 0,64 | | | | 99,95 |
| 4 | С-103 | Ирбинское, скв. 103 | Удлинен. серо-зелен. зерна | | 46,06 | 0,41 | 5,20 | 4,28 | 19,89 | 7,16 | 0,19 | 12,70 | 0,35 | 1,09 | 2,66 | 0,18 | | | | 99,98 |
| 5 | С-32 / Из-189 | Изыгское, скв. 32 | Зернист. агрегаты | | 46,10 | — | 3,46 | 7,52 | 11,18 | 12,68 | 0,16 | 16,70 | | 2,24 | 0,44 | | | | 0,55 | 0,20 100,73 |
| 6 | С-13 | Бурлукское, скв. 13 | Мелкие призмат. зерна | | 38,84 | 0,08 | 12,17 | 3,89 | 18,98 | 10,02 | 0,27 | 11,80 | 0,41 | 1,60 | 2,46 | 0,10 | | | | 100,62 |
| 7 | С-32 | Изыгское, скв. 32 | Серо-зеленого цвета | | 43,34 | 0,24 | 7,49 | 2,87 | 16,82 | 10,09 | 0,25 | 16,27 | 0,68 | 1,24 | 1,69 | | | | | 100,86 |

Кристаллохимические формулы

| | | |
|---|---|---|
| 1 | Роговая обманка | $Ca_{1,96}K_{0,36}Na_{0,20}Mg_{1,38}Mn_{0,06}Fe''_{2,34}Fe'''_{0,64}Al_{2,83}Ti_{0,02}Si_{5,77}(OH)_{1,06}O_{21}O_{0,94}$ |
| 2 | Эпидот | $Ca_{0,95}Mg_{0,38}Fe''_{0,49}Fe'''_{0,74}Al_{1,29}Si_{3,19}O_{13}(OH)$ |
| 3 | Роговые обманки | $Ca_{1,76}K_{0,12}Na_{0,30}Mg_{0,36}Mn_{0,11}Fe''_{2,69}Fe'''_{1,37}Al_{2,59}Ti_{0,02}Si_{5,86}OH_{1,41}O_{0,52}O_{24}$ |
| 4 | | $Ca_{2,12}K_{0,07}Na_{0,33}Mg_{1,67}Mn_{0,02}Fe'''_{0,50}Fe''_{2,59}Al_{0,96}Ti_{0,05}Si_{7,20}OH_{2,77}O_{23,23}$ |
| 5 | | $Ca_{1,88}K_{0,88}Na_{0,45}Mg_{2,22}Mn_{0,04}Fe''_{2,37}Fe'''_{0,44}Al_{2,14}Si_{5,78}OH_{2,44}O_{23,56}$ |
| 6 | | $Ca_{2,76}Mg_{2,92}Mn_{0,03}Fe'''_{0,87}Fe''_{1,44}Al_{0,63}Si_{7,11}[OH_{2,27}F_{0,10}Cl_{0,01}]_{2,38}O_{23,62}$ |
| 7 | | $Ca_{2,70}K_{0,13}Na_{0,37}Mg_{2,33}Mn_{0,04}Fe''_{2,18}Fe'''_{0,33}Al_{0,44}Ti_{0,03}Si_{6,72}(OH)_{1,75}O_{0,25}O_{24}$ |

**Краткая характеристика отдельных минералов сульфидной стадии Одиночного месторождения**

Таблица 25

| Название минерала | Генерация минерала | Форма агрегатов | Окраска | Оптические свойства | Химический состав, формулы | Прочие свойства | Взаимоотношения с другими минералами и порядок выделения |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| **Хлорит** | II | Тонкочешуйчатые агрегаты | Макроскопически — окраска зеленовато-черная. В шлифах — желто-зеленая | Nm — оливково-зеленый; Np — бледно-зеленый, Ng≈≈Nm=1,642; Np=1,638, Δ==0,004, соответствует прохлориту | $SiO_2$—25,0; $TiO_2$—0,22; $Al_2O_3$ — 16,65; $Fe_2O_3$ — 17,08; FeO — 13,96; MgO — 11,15; MnO — 0,45; CaO — 1,59; $H_2O^-$ —388; $H_2O^{+}$ — 10,22; Σ—100,15; $\{(Mg_{1,79}Ca_{0,18}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{1,26})_{3,26}(Fe^{3+}_{1,30}Al_{0,83}Ti_{0,01})_{2,23}\}_{5,49}[Al_{1,30}Si_{2,70}O_{10}][OH_{7,38}O_{0,62}]_8$ | Дебаеграмма соответствует эталонной по В. И. Михееву (1957) | Чаще всего ассоциирует с кальцитом, реже с кварцем и сульфидами |

Продолжение табл. 25

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Кварц II** | II | Зернистые агрегаты слагают жилки, секущие пироксен, гранат, амфиболы и магнетит. В пустотах дает друзы мелких призматических кристаллов | Макроскопически-сероватобелый и молочно-белый. В шлифах — бесцветен | Обладает обычными свойствами | | | Ассоциирует с пиритом и халькопиритом |
| **Кальцит** (развит в скарнах, апоскарнах и рудах) | | Зернистые агрегаты, слагающие жилки, мощностью до 5—7 мм и неправильные гнезда. Отмечаются друзы ромбоэдрических кристаллов | Цвет — серовато-белый, молочно-белый | Обладает обычными свойствами | | Дебаеграмма соответствует эталонным по В. И. Михееву (1957) | В жилках ассоциирует с сульфидами, реже кварцем II. В друзах — с кристаллами эпидота II, кристаллами пирита и кварца II |
| **Пирит** (самый распространенный сульфидный минерал в скарнах, | | Зернистые агрегаты слагают гнезда различной величины и размеров, вкрапления, прожилки. Реже отмечаются кристаллы в фор- | Обладает обычными свойствами. При травлении обнаруживает сложное внутреннее строение | Содержание Ni от сл. до сотых долей %. Часто содержит Co, среднее содержание которого составляет 0,23%. Химический состав пи- | Размеры ребра элементарной ячейки $a_0$ в Å изменяются от 5,408 до 5,416 | | Ассоциирует с разными минералами. Формируется после скарновых минералов, магнетита II, гастингсита I и II, роговой обманки I |

Продолжение табл. 25

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| апоскарнах и рудах) | | ме {100}, {111}, {211} и их комбинации размером до 5—8 мм | | | рита и его свойства приведены в табл. 25 а, б | | и II почти одновременно с хлоритом, актинолитом, эпидотом II. Однако зерна пирита иногда замещаются по зонкам дробления халькопиритом, кальцитом |
| **Халькопирит** (пользуется незначительным распространением) | | Образует редкую вкрапленность, обусловленную мелкозернистыми агрегатами | Обладает обычными свойствами | | Наряду с Cu и Fe в своем составе содержат Co (сотые, реже десятые доли %), Ni (от следов до сотых долей %), Mn (следы—тысячные и реже сотые доли %) | Размер ребер элементарной ячейки в Å, $a_0=5{,}261$, $c_0=10{,}325$ | Замещает пирит, но сам пересекается жилками кальцита и кварца II |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Кобальтин** | | В виде рассеянной вкрапленности мелких (1—2 мм) кристаллов | Характеризуется обычными свойствами. Травление кристаллов HF вскрывает сложные детали их внутреннего строения | | Кристаллохимическая формула: $(Co_{0,907}Fe_{0,088}Ni_{0,05})_1As_{0,817}S_{1,044}$; Co: Fe: Ni=90,7: :8,8:0,5 | Рентгенограммы близки эталонным. Наряду с четкими интенсивными линиями кобальтина содержат более слабые линии аллоклазита. Микроскопически последний не отмечается, но иногда отмечается сильная анизотропия отдельных участков кобальтиновых агрегатов | Ассоциации с другими сульфидами не наблюдаются |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Манган-бабингтонит** | | Зернистые агрегаты, состоящие из короткопризматических индивидов<br>Зерна имеют спайность: весьма совершен. по (001), менее совершенную по (010) и плохую по (100) | Макроскопически — темно-зеленый. Под микроскопом — розовато-бурая. Плеохроирует: Ng — розовато-бурая; Np — изумрудно-зеленая | Ng=1,750, Nm=1,734, Np=1,719, Ng—Np= =0,031, +2V=69—72, Np>Nm> >Ng | Химический состав в %: $SiO_2$ — 51,84; $Fe_2O_3$ — 13,68; $TiO_2$ — 0,32; $Al_2O_3$ — 0,95; FeO—7,88; MnO—3,01; MgO — 0,27; CaO — 19,85; $H_2O^+$—1,54; $H_2O$—0,19; Σ — 99,44<br>Формула: $Ca_{4,06}$ $Fe''_{1,26}$ $Mn''_{0,50}$ $Mg_{0,08}$ $_{1,84}$ $(Fe'''_{1,96}$ $Al_{0,10}$ $Ti_{0,05})_{2,11}[(Si_{9,89}$ $Al_{0,11})_{1,00}O_{28,04}$ $OH_{1,96})_{30,00}]$ | | Ассоциируется с эпидотом II, кальцитом и кварцем, образуя совместно с ними прожилки, рассекающие скарны, амфиболовые апоскарны, руды и альбитофиры. Является поздним минералом на месторождении |

**Краткая характеристика внешней формы кристаллов пирита Одиночного месторождения**

Таблица 25а

| Генерация пирита | Пирит I | Пирит II | Пирит III |
|---|---|---|---|
| Типы кристаллов пирита | Кубический облик кристаллов с хорошо развитыми гранями куба {100}, вершины которого притупляются гранями октаэдра | Кубический облик кристаллов с развитием одной простой формы куба {100}<br>Кристаллы пентагондодекаэдрического облика с развитием одной простой формы — пентагондодекаэдра — {210} | Октаэдрический облик кристаллов с развитием единственной простой формы октаэдра |
| Характерные черты граней кристаллов | Октаэдрический облик кристаллов, где вершины октаэдра притупляются зачаточными гранями куба {100} | Кристаллы, состоящие из комбинации куба {100}, октаэдра {111} и пентагондодекаэдра {210} | Октаэдрический облик с развитием граней октаэдра {111}, вершины которого притупляются зачаточными гранями пентагондодекаэдра {210}, реже встречаются куб с зачаточными гранями октаэдра {111} и кубические кристаллы с развитием одной простой формы куба {100} |
| | Кристаллы как I, так и II типа характеризуются блестящей поверхностью и отсутствием комбинационной штриховки на гранях | Кристаллы всех трех типов характеризуются развитием комбинационной штриховки на гранях | Все кристаллы за исключением октаэдра характеризуются отсутствием комбинационной штриховки на гранях. Грани октаэдра имеют штриховку по 3 направлениям |

**Химический состав пирита II Одиночного месторождения**

Таблица 25б

| № образца | Fe | S | Mn | Cu | Co | Ni | Сумма | Краткая характеристика |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| о-8 | 47,9 | 51,28 | 0,03 | 0,12 | 0,31 | Сл. | 99,64 | Прожилок мелкозернистого пирита II в бедной магнетитовой руде |
| о-20 | 47,5 | 52,10 | 0,06 | 0,13 | 0,39 | — | 100,18 | Гнездообразные скопления пирита II |
| о-17 | 47,3 | 52,15 | Сл. | Сл. | 0,42 | 0,16 | 100,03 | Кристаллы пирита II |
| Теоретический состав пирита | 46,55 | 53,45 | — | — | — | — | — | — |

Таблица 26

**Оптические и другие свойства амфиболов из железорудных месторождений, связанных с субвулканическими гранитами и граносиенитами**

| № п/п | Месторож. | Минерал | Краткая макроскопическая характеристика | Микроскопическая характеристика |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | Березовское | Гастингсит | Длинношестоватые, сноповидные и призматически-зернистые агрегаты. Зерна и кристаллы длинно- и коротконризматические; цвет темно-зеленый, зеленый до черного; размеры зерен от 0,1 до 4,5 см в длину и до 1,5 см в ширину. Нередко тесно связан с магнетитом | Призматические зерна сине-зеленого, голубовато-зеленого цветов. Плеохроизм резкий от сине-зеленого по Ng до светло-зеленого и желтовато-зеленого по Np |

| Ng | Nm | Np | Ng = −Np | −2V, град | ∠C : Ng град | Nобр. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1,728 | 1,722 | 1,700 | 0,028 | 27 | 9—11 | Б-121-А |
| 1,723 | 1,717 | 1,699 | 0,024 | 28 | 12—13 | Б-138-А |
| 1,714 | 1,711 | 1,695 | 0,019 | 32 | 18 | Б-125-Г |
| 1,705 | 1,701 | 1,685 | 0,020 | 44 | 20 | Б-124-Г |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| 2 | Тейское | Гастингсит | Призматические выделения в составе цемента брекчированных разностей скарнов и других метасоматитов. Зерна темно-зеленого цвета | Призматические зерна голубовато-зеленого или синевато-зеленого цвета. Плеохроирует от голубовато-синего и сине-зеленого по Ng, зеленовато-голубого по Nm до зеленовато-желтого по Np: Δ=0,020; Ng=1,714—1,712; Nm=1,709—1,708; Np=1,694—1,692; ∠C: Ng=18°; ∠2V=39—34° |

Продолжение табл. 26

| 1 | 2 | 3 | | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| 3 | Иджинское | Обыкновенная роговая обманка | Генерация I | Удлиненные призматические, шестоватые и пластинчатые серовато-зеленые зерна | Пластинчатые, шестоватые и призматические зерна, реже игольчатые выделения, псевдоморфозы по пироксену. Размер зерен — 0,6x1,2 мм и менее. Характерны колебания интенсивности окраски и показат. преломл.: Ng=1,670—1,678, Nm=1,662—1,664, Np=1,650—1,659; ∠C: Ng=18—16°; —2V=78—70° |
| | | | | Мелкие неправильные зерна темно-зеленого и зеленого цветов | Зерна неправильных очертаний, слегка вытянутые. Плеохроизм: Ng= зеленовато-бурый или желто-бурый; Np — зеленовато-желтый. Ng=1,654—1,641; Np=1,636—1,622; Ng—Np=0,018—0,019; ∠C:Ng=18—19°; 2V=—78° |
| | | | Генерация II | Крупные шестоватые агрегаты. Окраска буровато-черная или буровато-зеленая. Удельный вес — 3,168 | Плеохроизм слабый: Ng — буровато-зеленый; Nm — буровато-зеленый, немного слабее, чем по Ng, буровато-желтый — Np. Ng=1,657—1,654; Nm=1,646—1,644; Np=1,635—1,629; Ng—Np=0,025—0,022; ∠C: Ng=19°; 2V=60° |

| № п/п | № образца | Месторожден. | Названн. амфибола | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | CaO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 7-Т | Тейское | Гастингсит | 38,36 | 0,46 | 10,62 | 8,19 | 21,26 | 2,89 | 0,42 | 10,61 |
| 2 | Т-104/509 | | | 39,10 | 0,32 | 10,76 | 8,85 | 20,55 | 3,02 | 0,42 | 11,25 |
| 3 | Т-106 | | | 38,72 | 0,33 | 10,44 | 7,23 | 22,37 | 3,36 | 0,46 | 11,99 |
| 4 | Б-138/405 | Березовское | | 36,98 | 0,12 | 14,69 | 7,73 | 19,04 | 3,86 | 0,54 | 11,25 |
| 5 | Б-108 | | | 36,68 | 0,36 | 12,99 | 7,38 | 20,73 | 3,95 | 0,36 | 12,37 |
| 6 | Б-104/514 | | | 39,10 | — | 10,76 | 8,85 | 20,55 | 3,02 | 0,42 | 11,25 |
| 7 | Б-138/410 | | | 36,98 | 0,12 | 13,69 | 7,73 | 19,04 | 3,86 | 0,54 | 11,25 |
| 8 | Б-Х | | | 37,30 | | | | | 3,90 | 0,50 | 11,50 |
| 9 | Б-I | | | 37,50 | 0,46 | 11,15 | 6,21 | 22,08 | 4,03 | 0,51 | 11,40 |
| 10 | И-IV | Ирджинское | Обыкновенная роговая обманка | 37,75 | 1,21 | 13,77 | 8,42 | 18,57 | 2,30 | 0,14 | 11,73 |
| 11 | И-417 | | | 48,40 | 0,21 | 6,76 | 4,32 | 14,82 | 11,22 | 0,77 | 11,70 |
| 12 | И-418 | | | 48,64 | 0,26 | 5,97 | 4,00 | 14,52 | 10,68 | 0,55 | 14,00 |
| 13 | Т-420 | Тейское | | 52,48 | 0,21 | 1,17 | 4,31 | 17,34 | 9,66 | 0,77 | 13,70 |

Таблица 27

**Химический состав некоторых амфиболов из железорудных месторождений, связанных с субвулканическими гранитами и граносиенитами**

| $K_2O$ | $Na_2O$ | $H_2O^+$ | $H_2O^-$ | Cl | F | $B_2O_3$ | $V_2O_5$ | $Cr_2O_3$ | ZrO | NiO | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,20 | 0,98 | 3,11 | 0,64 | 0,60 | | | | | | | 100,34 |
| 1,13 | 1,03 | 1,41 | 0,38 | 0,40 | 0,30 | 0,06 | 0,010 | 0,03 | 0,51 | — | 99,44 |
| 1,68 | 1,10 | 2,28 | 0,12 | 0,62 | 0,17 | — | 0,009 | 0,02 | 0,07 | Сл. | 100,96 |
| 0,20 | 2,06 | 2,26 | 0,24 | 0,40 | 0,41 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,34 | Сл. | 100,28 |
| 1,95 | 1,28 | 1,49 | 0,32 | 0,48 | 0,31 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | | | 100,86 |
| 0,13 | 2,03 | 1,41 | 0,48 | 0,40 | 0,30 | | | | 0,51 | | 99,01 |
| 0,20 | 2,06 | 2,00 | 0,82 | 0,20 | — | | | | 0,52 | | 99,01 |
| 1,30 | 1,60 | 2,26 | 0,94 | 0,40 | 0,21 | | | | | | 100,43 |
| 1,41 | 1,50 | 2,93 | | 1,58 | | | | | | | 100,76 |
| 2,55 | 1,76 | 1,80 | | | | | | | | | 100 |
| | 0,44 | 0,36 | 0,48 | 0,28 | | | | | | | 99,76 |
| | 0,23 | 0,44 | 0,36 | 0,19 | | | | | | | 99,84 |
| | 0,26 | 0,36 | 0,24 | 0,13 | | | | | | | 100,99 |

Примечание: анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского университета, аналитик З. А. Иванчура.

Продолжение табл. 27

**Кристаллохимические формулы амфиболов**

| № п/п | № образца | X | | | Y | | | | | | Z | | | (O,OH) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $Na'$ | $K'$ | $Ca''$ | $Zn''$ | $Mg''$ | $Mn''$ | $Fe''$ | $Al'''$ | $Fe'''$ | $Al'''$ | $Ti$ | $Si$ | $OH^-$ | $F^-$ | $Cl^-$ | $O''$ |
| 1 | 7-Т | 0,16 | 0,23 | 1,88 | — | 0,69 | 0,05 | 2,80 | 0,48 | 1,02 | 1,59 | 0,06 | 6,35 | 1,66 | | 0,16 | 0,18 |
| 2 | Т-104—509 | 0,16 | 0,13 | 1,95 | 0,07 | 0,77 | 0,06 | 2,78 | 0,40 | 1,08 | 1,65 | 0,03 | 6,32 | 0,76 | 0,15 | 0,11 | 0,89 |
| 3 | Т-106 | 0,35 | 0,35 | 2,10 | — | 0,82 | 0,06 | 3,06 | 0,26 | 0,89 | 1,74 | 0,03 | 6,23 | 1,25 | 0,09 | 0,16 | 0,50 |
| 4 | Б-138—405 | 0,64 | 0,04 | 1,94 | — | 0,93 | 0,07 | 2,56 | 0,58 | 0,94 | 2,20 | | 5,80 | 1,12 | 0,17 | 0,10 | 0,61 |
| 5 | Б-108 | 0,40 | 0,97 | 2,14 | — | 0,96 | 0,05 | 2,81 | 0,35 | 0,90 | 2,12 | 0,03 | 5,85 | 1,61 | 0,16 | 0,12 | 0,11 |
| 6 | Б-104/514 | 0,01 | 0,03 | 1,93 | 0,08 | 0,72 | 0,06 | 2,73 | 0,26 | 1,06 | 1,76 | | 6,27 | 1,92 | 0,15 | 0,11 | |
| 7 | Б-138/410 | 0,65 | 0,04 | 1,37 | 0,08 | 0,94 | 0,07 | 2,66 | 0,74 | 0,35 | 1,94 | 0,01 | 6,06 | 0,44 | — | 0,06 | 1,50 |
| 8 | Б-Х | 0,70 | 0,67 | 1,38 | | 0,95 | 0,07 | 2,68 | 0,70 | 0,33 | 1,95 | | 6,05 | 1,26 | 0,12 | 0,10 | 0,52 |
| 9 | Б-I | 0,48 | 0,71 | 2,00 | | 0,98 | 0,07 | 3,02 | 0,24 | 0,24 | 7,89 | 0,06 | 6,05 | 1,19 | 0,43 | | 0,38 |
| 10 | И-IV | 0,54 | 0,15 | 1,99 | | 0,54 | 0,01 | 2,45 | 0,61 | 1,00 | 1,91 | 0,14 | 5,55 | 1,99 | | | 0,01 |
| 11 | И-417 | 0,25 | | 1,75 | | 2,35 | | 1,74 | 0,94 | 0,51 | 0,18 | 0,07 | 6,75 | 0,91 | | 0,15 | 0,94 |
| 12 | И-418 | 0,13 | | 2,20 | | 2,16 | 0,10 | 2,20 | 0,16 | 0,50 | 0,04 | 0,02 | 7,94 | 0,82 | | 0,10 | 1,08 |
| 13 | Т-420 | 0,12 | | 2,40 | | 2,50 | 0,06 | 1,97 | 0,51 | 0,48 | 0,47 | 0,03 | 7,50 | 0,82 | | 0,08 | 1,10 |

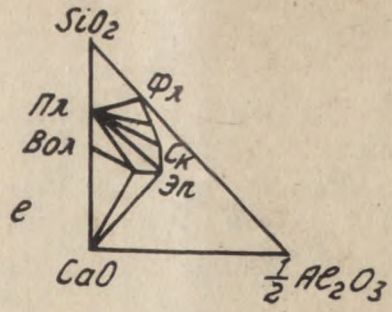



Рис. 21. Состав-парагенезис известковистых скарнов Тейского месторождения

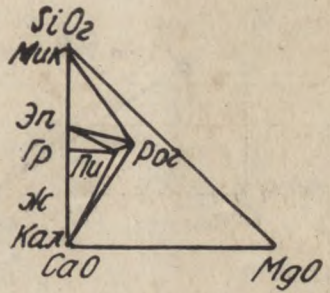



Рис. 22. Состав-парагенезис известковистых скарнов Краснокаменской и Ирбинской групп месторождений

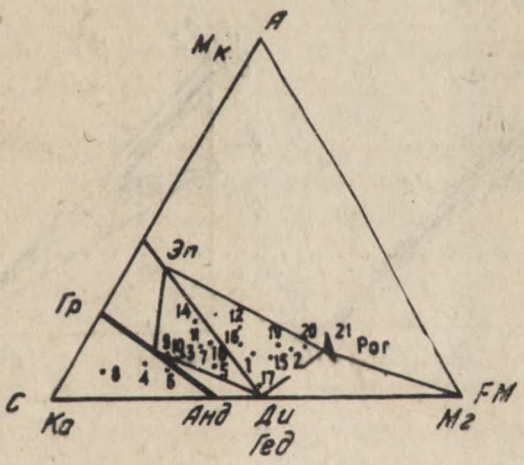



Рис. 23. Состав-парагенезис высокотемпературных парагенетических ассоциаций скарнов Березовского месторождения

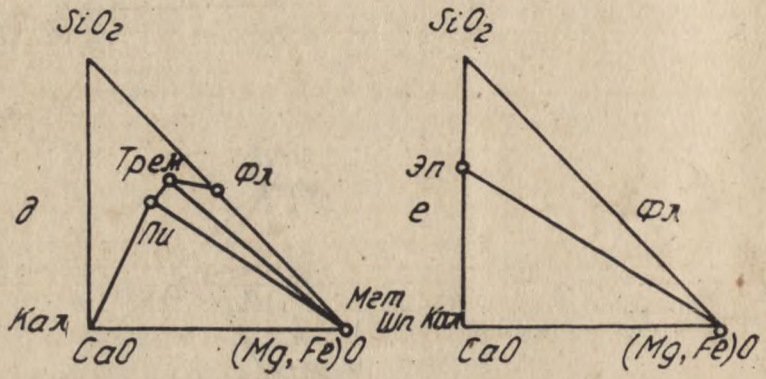



Рис. 24. Парагенезисы руд Тейского месторождения

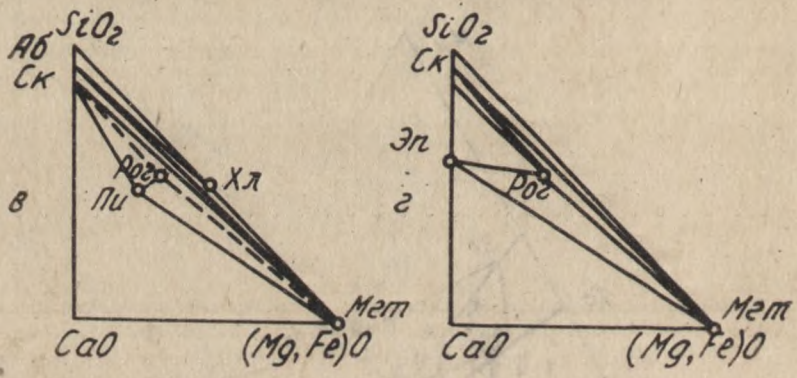



Рис. 25. Парагенезисы руд Березовского месторождения

# ГЛАВА IV

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ (СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ)

Условия локализации и морфология оруденения в месторождениях данной субформации весьма специфичны. Они полностью отражают своеобразие становления субвулканических граносиенитов и формирования связанного с ними железооруденения. Учитывая это, данные особенности рудных полей можно использовать в качестве определяющих их свойств, в чем нетрудно убедиться, если рассмотреть строение рудных зон ряда типовых месторождений характеризуемой субформации (Тейского, Одиночного, Абагасского и других: см. рис. 3—8, 26). Так, например, в образовании рудной зоны Одиночного месторождения (см. рис. 5) решающую роль играли дизъюнктивные структуры. Это рудное поле сформировалось на пересечении субмеридиональных и северо-восточных зон разломов.

Основной структурой, определяющей локализацию оруденения, является мощная зона дробления субмеридионального направления. К данной дизъюнктивной структуре приурочены альбитовые метасоматиты, скарны, амфибол-эпидотовые, амфиболовые и другие апоскарны и сами руды. В местах пересечения субмеридиональной зоны с тектоническими нарушениями субширотного направления возникают наиболее благоприятные для метасоматических процессов условия. Формирующиеся при этом метасоматические породы (скарны, альбитовые, амфиболовые и другие метасоматиты), вмещающие и окаймляющие рудные тела, образуют в совокупности зону весьма сложной формы. Она вытянута в субмеридиональном направлении не менее чем на 1500 м, круто (или вертикально) падает на глубину 800—1000 м при мощности до 500 м. Рудные тела в пределах этой зоны образуют систему круто падающих на запад линз меридионального простирания со склонением к югу. Здесь известно одно крупное тело, которое названо главным, и несколько более мелких.

**Структурные особенности и морфология рудных тел месторождений,**

| Минералогический подтип | Типовое месторожд. | Структурные особенности месторождений | Главные элементы, влияющие на формирован. структуры рудного поля | Основные факторы, влияющие на морфологию рудных тел |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Магнезиально-известково-скарновый | Тейское | Месторождение локализуется в тектонической зоне, связанной с развитием Тейского разлома (взброса) (структура II порядка), являющегося частью Тейско-Ужунжульской региональной зоны дизъюнктивов (структура I порядка). Он проходит по перегибам флексурной складки, сложенной карбонатными породами, и складкам более высоких порядков. В пределах месторождений выделяются две его ветви. С этим разломом связано возникновение в районе вулканических аппаратов центрального типа и формирование палеовулканических структур (структур типа трубок взрыва). Последние имеют сложное строение, где породы жерловой фации (эруптивные брекчии), залегающие среди осадочных и метаморфических пород ($PR_3$—$\in$) окружены полосой карбонатных брекчий.<br>Эти структуры относятся к линейным жерлам с кольцевыми и радиальными нарушениями, которые часто заполнены дайками. Последние | Главную роль играют дизъюнктивные (дорудные разломы, сопровождаемые зонами дробления и трещиноватости) структуры, а также зоны контактов и дорудная палеовулканическая структура центрального типа. В отдельных случаях определенное влияние оказывают пликативные структуры | Характер и степень тектонической обработки зон скарнов и апоскарнов, их протяженность и мощность, состав замещаемых дробленых пород и проявление пострудной тектоники. Особую роль играют эруптивные и различные тектонические брекчии |

Таблица 28

**связанных с субвулканическими граносиенитами**

| Характер и закономерности развития оруденения в скарново-рудных зонах | Морфология рудных тел и их основные параметры | Доля рудного тела в общих запасах руд месторожд., % | Общие запасы месторождений |
|---|---|---|---|
| 6 | 7 | 8 | 9 |
| Скарново-рудные тела развиваются по эруптивным, карбонатным и тектоническим брекчиям других пород (эффузивов, граносиенитов, амфиболитов, габбро-диоритов и т. д.). Наблюдается постепенное нарастание плотности оруденения от вмещающих пород через измененные породы с вкрапленными оруденен. к массивным рудам. Схематически это выглядит так: 1) вмещающ. породы; 2) метасоматиты; 3) метасоматиты с редкой вкрапленностью зерен и агрегатов магнетита; 4) метасоматиты с отдельными прожилками и вкрапл. магнетит, переходящ. в густую сеть прожилков; 5) отдельные гнезда и целые блоки магнетита в метасоматитах; 6) прожилково-вкраплен. магнетитовые руды; 7) магнетитовая руда пятнистой текстуры; 8) массивные магнетитовые руды. Месторождение, по существу, представляет сплошную зону оруденения эруптивных брекчий, участками с промышленными концентрациями железа. Общая длина рудной зоны — с по- | Рудная зона включает 12 самостоятельных рудных тел. Главное, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11-е, простирание и падение которых, а также вмещающих их измененных пород подчинены общему простиранию и падению рудной зоны<br>Главное рудное тело в форме сложной линзовидной залежи (рис. 7) тяготеет к лежачему боку скарновой зоны. В центральной части залежь имеет меридион. простирание, которое на южном фланге меняется на юго-западное, а на северном — северо-западное. На глубине тело, повторяя очертания всей зоны, все более четко выгибается дугой на восток. Падение — западное с крутыми углами, меняющимися как с глубиной, так и по простиранию. Углы падения контактов тела варьируют от 25° до 90°. При этом лежачий бок более пологий и более прямолинеен, чем висячий. Протяженность рудной линзы по простиранию равна 1130 м и по падению более 1300 м. В продольной проекции тело имеет форму тра- | 90,6 | На баланс ВКЗ принято 173 млн. т руды, подсчитанных по категориям $A+B+C_1+C_2$. Находится в стадии разработки с 1966 г. Проектная мощность рудника — 5 млн. т сырой руды в год. Предусмотрено добыть 110 млн. т |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| | | группируются по периферии жерловой фации, залегая в виде прерывистого кольцевого пояса. На глубине к породам жерловой фации приурочены структурно-субвулканические тела граносиенитов. Тейский разлом оказал существенное влияние на размещение интрузивных (сиенитовых и граносиенитовых) тел, которые ориентируются согласно простиранию этой разрывной структуры и лежат в ее пределах. С ними же связан мощный метасоматоз и оруденение. Месторождение представл. собой сплошную зону скарнированных и оруденелых эруптивных брекчий, участками с промышленными концентрациями Fe. Внешним контуром оруденения является зона контакта эруптивных и карбонатных брекчий с известняками. Скарново-рудная зона, по форме напоминающая неправильную линзовидную залежь, имеет общую длину как на поверхности, так и на глубину более 1500 м, при максимальной мощности в центре месторождения — 300 м | | |
| | Одиночное | Решающую роль играли дизъюнктивные структуры. Рудное поле сформировалось на пересечении субмеридиональных и северо-восточ- | Главную роль играют дизъюнктивные структуры, а также структуры типа трубок взрыва. | 1. Дорудные дизъюнктивы и сопровождающие их зоны дробления и |

Продолжение табл. 28

| 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|
| верхности и на глубину более 1500 м, падение западное, на флангах, особенно на южном, пологое (40—45°), в центре крутое (55° и более). Основная масса рудных тел (понятие последнего является в большей степени категорией геолого-экономической) тяготеет к лежачему боку рудной зоны. Морфология рудных тел чрезвычайно сложная | пеции с почти одинаковыми основаниями, причем нижнее в центральной части изогнуто вверх, ввиду его выклинивания. Наибольшая истинная мощность тела наблюдается в центре месторождения (130—140 м). Центральная часть тела сложена серпентин-магнетитовыми рудами (62,7%), среди которых встречаются гематит-магнетитовые (12,3%) и карбонат-магнетитовые. Последние слагают приконтактовые части тела (особенно северные)<br>Характерной особенностью всех мелких рудных тел является их преимущественная приуроченность к метасоматитам висячего бока рудной зоны, к ее приповерхностной северной и центральной части. По форме все тела близки к линзам, конфигурация которых усложнена наличием ответвлений, часто кулисообразно заходящих друг за друга. Контакты всех тел нечеткие. Вмещающие метасоматические породы имеют, как правило, тот же минералогический состав, что и руда, но содержание Fe, растворимого в них, ниже кондиционного | Первое тело — 4, 9, а на долю остальных — 4, 5 | Прогнозные запасы сверх учтенных составляют, видимо, не менее 60 — 80 млн. т [Семенов В. Н., 1974] |
| Рудные тела залегают среди различных метасоматитов (скарны, альбититовые, альбитит-фельдшпатолитовые, амфиболовые и т. д.), ло- | Рудные тела образуют систему крутопадающих на запад линз меридионального простирания, со склонением к югу. Здесь известно одно | Основная доля падает на главное рудное | Подсчитано по категориям $B+C_1+C_2$ — 62,2 млн. тонн руды, |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| Известково-скарновый | Одиночное | ных зон разломов. Основной структурой, определяющей локализацию оруденения, является мощная зона дробления. К ней приурочены метасоматиты и руды, образующие в совокупности сложную зону. Последняя вытянута в субмеридиональном направлении не менее чем на 1500 м, круто или вертикально падая на глубину 800—1000 м, при мощности до 500 м. На продольной горизонтальной плоскости форма скарново-рудной зоны жилообразная, на продольной вертикальной — грубоэллипсовидная | Поверхность контакта интрузивов с вмещающими породами и первичная складчатость заметного влияния не оказывают | трещиноватости;<br>2. Зоны метасоматически измененных эруптивных брекчий;<br>3. Послерудные нарушения |

Продолжение табл. 28

| 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|
| кализованных в дизъюнктивной зоне, проходящей через поле интенсивно измененных эффузивов (альбитофиров). Линзообразные рудные залежи, расположенные в зонах брекчирования, образуются за счет метасоматически переработанных эруптивных брекчий. Последние в рудном поле проявляются в виде линзообразных, не выходящих на поверхность тел, располагающихся среди девонских альбитофиров и порфиритов. Обычно эруптивные брекчии располагаются на продолжении по восстанию группы крутопадающих субпараллельных даек сиенит-порфиров, связанных с соседним Краснокаменским граносиенитовым интрузивом (т. е. здесь в корневой части зоны эруптивных брекчий также находятся субвулканические граносиениты) | крупное тело, которое названо Главным, и несколько более мелких. Главное имеет форму сложной линзы с раздувом в центральной части и расщепляющейся в южной. Оно характеризуется крутым, меняющимся с западного на восточное до вертикального, падением. Отмечается погружение тела к югу и северу. По простиранию оно прослеживается до 1200 м, по падению — 850 м. Хотя в северной части рудной зоны тело и выходит на поверхность, основная масса его руд находится на глубине 300—400 м. В висячем и лежачем боках главного тела, на более глубоких горизонтах располагается серия сближенных рудных линз мощностью от 2 до 23 м, длиной по простиранию от 100—450 м, по падению от 80 до 370 м | тело, в котором содержание Fe в рудах уменьшается от центра к периферии (к западу и востоку) | со средним содержан. Fe=46,24% S=0,497%, в том числе 0,1 млн. тонн мартеновских руд со средним содержанием Fe=60,46% S=0,06%. Прогнозн. запасы руд 70—80,4 млн. тонн |

| Компоненты | Типы руд по экономическим показателям, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Мартеновские | Доменные | Требующие обогащения | Убогие |
| $Fe_{вал}$ | 55 | 50—55 | 25—50 | 20—25 |
| S | 0,15 | 0,57 | 0,467 | 0,311 |
| P | 0,1 | 0,079 | 0,192 | 0,125 |
| Co | 0,009 | 0,014 | 0,0018 | 0,012 |
| Ti | 0,29 | 0,18 | 0,32 | 0,26 |
| Mn | 0,15 | 0,17 | 0,50 | 0,48 |

Содержание Fe в рудах Главного тела уменьшается от центра залежи к западу и востоку. Среднее содержание Fe=46,24 и S=0,497. В мартеновских рудах — Fe — 60,46, S — 0,06. Характерно повышенное содержание Co — 0,01—0,0018, который в основном связан (до 90%) в пирите.

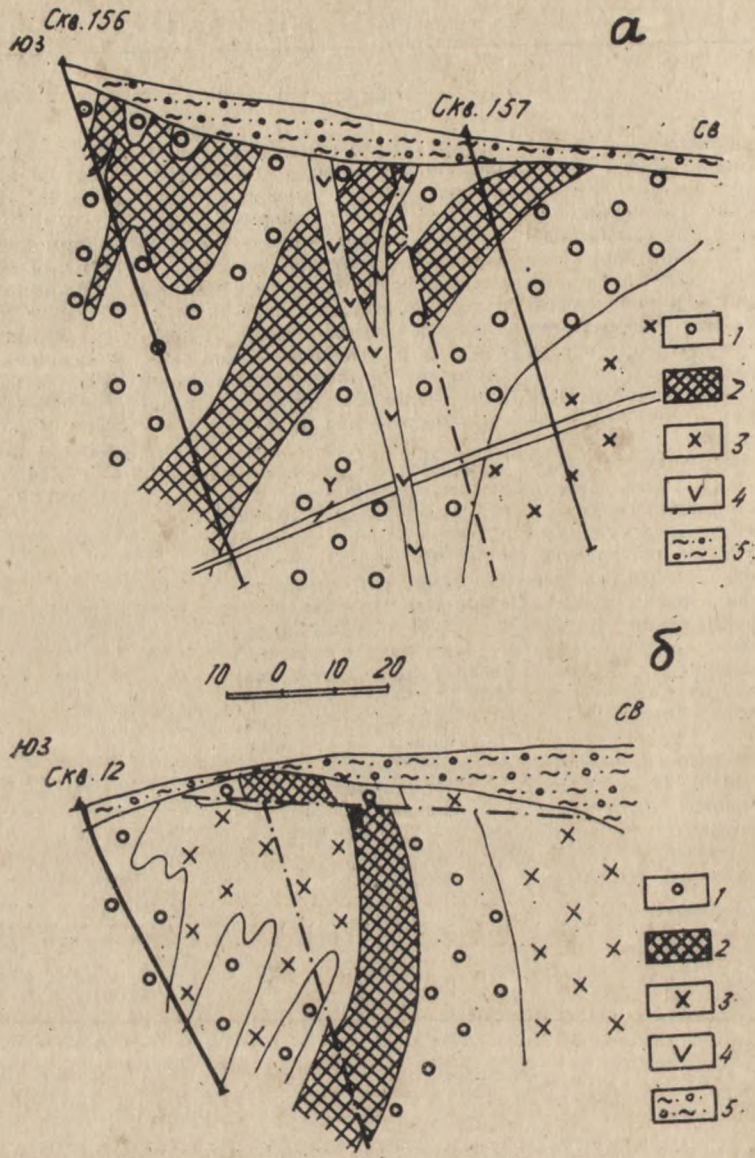



Рис. 26. Геологические разрезы Ирбинского месторождения (с использованием данных геологов КГУ):

*1* — скарны; *2* — руда; *3* — диориты, сиенит-диориты; *4* — райки диабазов, диабазовых порфиритов; *5* — делювиальные отложения; *а* — по разведочной линии 10-го Гранатового участка; *б* — по разведочной линии 20-го Гранатового участка

Морфология рудных тел и структурные особенности Одиночного месторождения отражены в табл. 28, а типы руд — в табл. 29. Характеристики минералов руд приведены в табл. 11, 13, 16, 18, 23, 25.

Структура Тейского месторождения исключительно сложна (см. рис. 3, 6, 8). Она обусловлена взаимодействием и своеобразным сочетанием разнообразных по природе, механизму, возрасту и масштабам проявления структурных элементов. К числу их относятся пликативные и дизъюнктивные (как довулканические, так и послерудные) структуры и дорудная палеовулканическая структура центрального типа [Семенов В. Н., 1974]. Рудное поле приурочено к юго-восточному крылу Тейской антиклинали, сложенной карбонатными породами $\in_1$ (рис. 27). Последние образуют в рудной зоне слабоизгибающуюся горизонтальную (в плане) флексурную складку, перегиб которой располагается примерно в 400 м к восто-

Таблица 29

**Содержание элементов-примесей в рудах Одиночного месторождения**

| № п/п | Элементы | Содержание элементов-примесей в отдельных сортах руд, % | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Мартеновские | Доменные | Руды, требующие обогащения | Убогие руды |
| 1 | **Медь** | 0,002 | 0,007 | 0,003 | 0,004 |
| 2 | Никель | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,002 |
| 3 | Хром | нб | 0,003 | 0,002 | 0,001 |
| 4 | Свинец | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| 5 | Цинк | 0,012 | 0,003 | 0,03 | 0,022 |
| 6 | Ванадий | 0,014 | 0,023 | 0,001 | 0,007 |
| 7 | Барий | 0,010 | 0,010 | 0,013 | 0,014 |
| 8 | Олово | 0,010 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| 9 | Стронций | 0,001 | 0,021 | 0,015 | 0,019 |
| 10 | Молибден | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| 11 | Мышьяк | нб | 0,010 | 0,010 | 0,008 |

ку от р. Тея. Эта структура осложнена мелкой напряженной складчатостью III и IV порядков, которая отмечается в лежачем боку рудной зоны. Простирание карбонатных горизонтов 160—260°, падение на запад и север 40—80° (на перегибе преимущественно северное падение). Складчатые структуры месторождения классифицируются как складки скольжения с изгибом. На контакте отдельных карбонатных горизонтов

образуются согласные продольные внутрипластовые трещины и связанные с ними межпластовые брекчии.

Наиболее крупной дизъюнктивной структурой данной рудной зоны является Тейский разлом (II порядка). Последний является частью региональной Тейско-Ужунжульской тектонической зоны (структура I порядка), представляющей собой северо-восточное оперение Балыксинского глубинного разлома. В районе месторождения фиксируется та часть Тейско-Ужунжульской зоны дизъюнктивов, которая именуется как Тейский взброс. Он формировался по перегибам флексуры и складок высоких порядков в послеиижнекембрийское время. Данный взброс имеет чрезвычайно сложное строение и проявляется в виде зоны мощностью около 3,5—4 км.

Рис. 27. Коренной выход известняков енисейской свиты. Карьер. Тейское месторождение

В пределах Тейского рудного поля выделяются две его ветви. Осевая часть одной из них лежит примерно в 20—50 м восточнее лежачего бока Главного рудного тела. Вторая ветвь проходит западнее ключа Тея. К северу от месторождения обе ветви сливаются. Амплитуда перемещения по Тейскому взбросу около 1 км, опущенным является восточный блок [Семенов В. Н., 1974]. С Тейским разломом связано возникновение в районе вулканических аппаратов центрального типа. Он же оказал существенное влияние на размещение рудоносных инт-

рузивов граносиенитового состава. Тейский разлом оперяется системой дизъюнктивов III порядка, которые выделяются под наименованием Абагасских. Все они ориентированы в северо-восточном направлении.

В пределах площади месторождения отчетливо можно выделить два дизъюнктива. Первый из них проявлен к юго-западу от III рудного тела Абагаса, а второй примерно совпадает со вторым ключом. Причем первый дизъюнктив контролирует размещение дайки и III рудного тела Абагасского месторождения. Наряду с пликативными и дизъюнктивными структурами большое значение для формирования Тейского месторождения имела палеовулканическая структура центрального типа. В пределах последней породы жерловой фации, залегающие среди осадочных и метаморфических пород $PR_3 - _1$, окружены полосой карбонатных брекчий. Ширина выхода карбонатных брекчий со стороны висячего бока составляет 80—120 м. Брекчии сложены обломками известняков и доломитов, сцементированных вторичным кальцитом и доломитом. Отдельные блоки карбонатных брекчий чере-

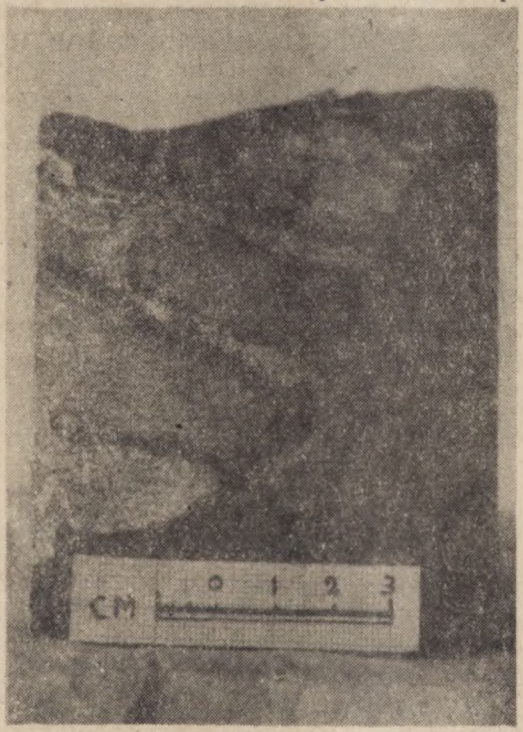



Рис. 28. Пироксен-гранат-магнетитовая руда брекчиевой текстуры. Обломки скарнов обрастаются магнетитом. Керн. Одиночное месторождение

дуются с обломками сильно трещиноватых брекчированных доломитов и известняков.

Породы жерловой фации представлены различными по составу и структуре вулканическими брекчиями (см. рис. 9). В зависимости от размера обломков, их состава и цемента они подразделяются на: 1) глыбово-валунные ксенотуфы и 2) смешанные крупно-, средне- и мелкообломочные вулканические брекчии. В пределах общего поля вулканических брекчий отмечаются крупные блоки (диаметром 12—42 м) дробленых карбонатных пород.

На глубоких горизонтах вулканические брекчии сменяются лавобрекчиями и интрузивно-эксплозионными брекчиями, в которых обломки смешанного состава цементируются интрузивной массой, пропитавшей ее. Смена пирокластического материала с глубиной субвулканическими интрузивными породами (граносиенитами, сиенит-порфирами и сиенитами) закономерна, так как последние комагматичны вулканитам тейской свиты и на глубоких горизонтах залегают среди них. Здесь отмечается структурная приуроченность к жерлу субвулканического тела сиенитов. Определенную роль в формировании дорудной структуры месторождения сыграли кольцевые и радиальные трещинные зоны, в которых локализованы дайковые тела, широко развитые в лежачем и висячем боках Тейского рудного поля. Обычно они группируются по периферии пород жерловой фации, залегая в виде прерывающегося кольцевого пояса вокруг поля интрузивных брекчий.

Послерудная тектоника, широко проявленная на Тейском месторождении, в значительной степени усложнила первичную структуру рудного поля. Для всех послерудных нарушений характерны унаследованность и повторяемость плана ориентировки дизъюнктивов более ранних этапов, быстрое выклинивание и затухание по протяженности и с глубиной отдельных трещин, разнообразие направлений падения и редкая встречаемость крупных (более 5 м по простиранию) трещин [Семенов В. Н., 1974]. Большинство из них относится к сбросово-сдвиговому и сдвиговому типам (рис. 29) с малыми углами наклона направления движения (от 0—2 до 20°). В целом можно сказать, что магнетитовое оруденение Тейского месторождения концентрируется в области абагасских дизъюнктивов, оперяющих Тейский разлом, кольцевых и трещинных зонах и в вулканическом жерле. Причем распределение магнетита в пределах пород жерловой фации находится в зависимости от зонального строения поля брекчий (глыбово-валунные ксенотуфы, смешанные крупно- средне- и мелкообломочные вулканические брекчии, карбонатные брекчии). Месторождение можно рассматривать как сплошную зону оруденения эруптивных брекчий, участками достигающих про-

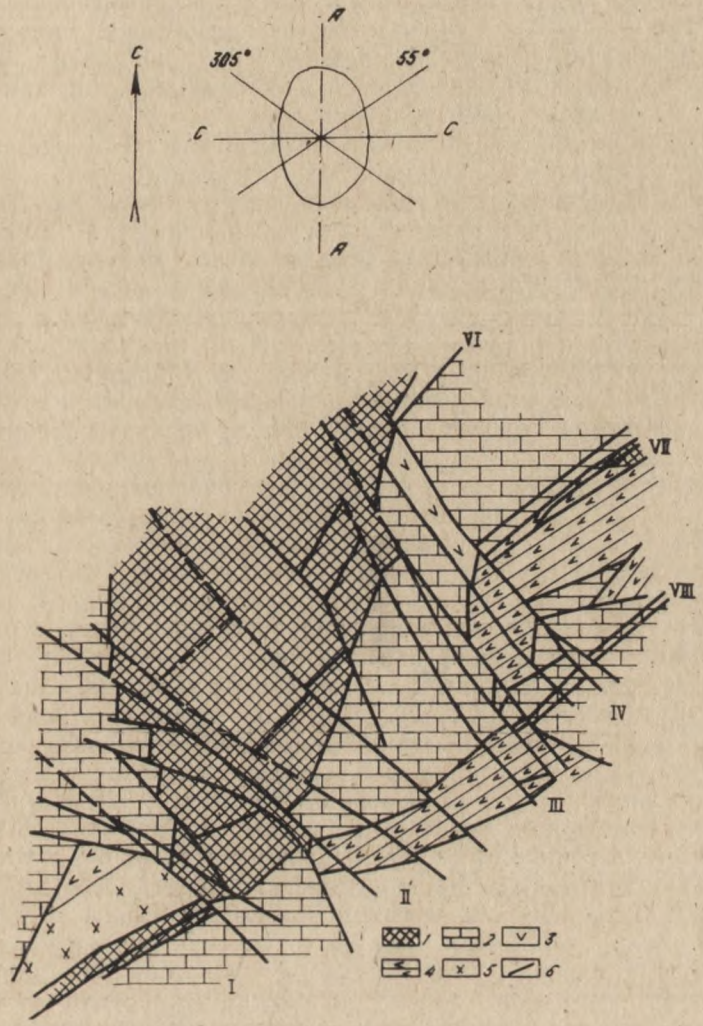



Рис. 29. Схема положения эллипсоида деформации при образовании пострудных сдвигов северо-западного простирания. Масштаб 1 : 5000:

*1* — магнетитовые руды; *2* — известняки; *3* — дайка ортофиров; *4* — амфиболиты; *5* — диориты; *6* — тектонические нарушения

мышленных концентраций железа (Главное и другие рудные тела; см. рис. 3, 6).

Понятие о рудном теле в данных условиях является в большей степени геолого-экономической категорией [Семенов В. Н., 1974]. Морфология рудных тел чрезвычайно сложна. На морфологию скарново-магнетитовых тел оказывает влияние характер и степень тектонической обработки зон минерализации, их протяженность и мощность, состав замещаемых дробленных пород и проявление пострудной тектоники. Скарново-рудные образования развиваются по эруптивным и тектоническим брекчиям разного состава (особенно карбонатным). Внешним контуром зоны оруденения можно считать зону контакта эруптивных и карбонатных брекчий с известняками. Морфология рудных тел, отдельные структурные особенности Тейского месторождения отражены в табл. 28. Главные типы руд (рис. 30—40), основные их минералы и свойства последних показаны в табл. 8, 9, 12, 19—22, 28, 29. Как и в случае Одиночного месторождения, в пределах Тейского мы наблюдаем концентрацию основной массы железа в пределах одного Главного тела (90,6% всех запасов; см. табл. 28).

В целом структуры рудных полей рассматриваемых месторождений чрезвычайно сложны. Они определяются часто комбинированным сочетанием и взаимодействием различных по масштабу, природе, механизму и возрасту структурных элементов (дорудные разломы и тектонические зоны, палеовулканические структуры центрального типа — структуры типа трубок взрыва, иногда пликативные структуры, и послерудная трещинная тектоника). Месторождения локализуются в тектонически ослабленных зонах повышенной трещиноватости одной из двух систем в однородной среде (Одиночное, Тейское) или в тектонически ослабленных зонах в контакте интрузивных и осадочных пород (Ирбинское, Ирджинское). На локализацию и морфологию рудных тел наряду с дизъюнктивной тектоникой и распределением интрузивных граносиенитовых тел большое влияние оказали особенности строения и состава вмещающих пород, особенно эруптивных и тектонических брекчий. При этом поля брекчий часто имеют зональное строение, где ксенотуфы и вулканические брекчии слагают внутренние зоны, а карбонатные брекчии — внешнюю зону, представляя собой тектоническое отражение перехода от эруптивных брекчий к вмещающим породам.

Экспозиционные брекчии слагают трубки взрыва вулканического происхождения (палеовулканические структуры центрального типа), сформированные до внедрения граносиенитовой интрузии. Последняя появилась несколько позднее

в корневых частях трубок. (Одиночное, Тея). В постмагматические этапы и стадии минералообразования в пределах трубок взрыва, представляющих, таким образом, надапикальные зоны граносиенитовых интрузивов, возникли брекчиевидные дорудные метасоматиты (раннепостмагматического кремниево-щелочного метасоматоза) и скарноворудные тела.

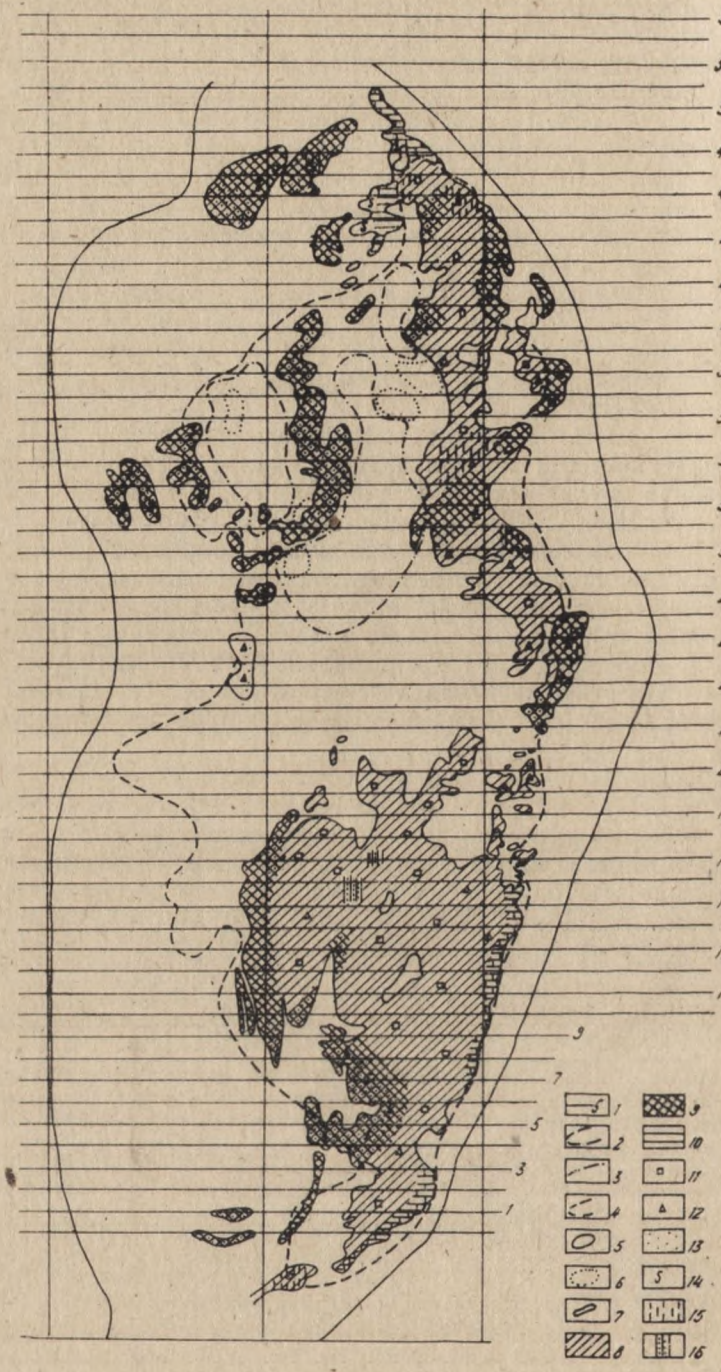
Эруптивные брекчии подвергаются локальным, но значительно более интенсивным и разнообразным изменениям (альбитизации, фельдшпатизации, скарнированию, амфиболизации и т. д.). Магнезиальный метасоматоз, выразившийся в образовании дорудных магнезиальных скарнов (магматической стадии замещения) и сорудных и послерудных серпентинитов и флогопитов, проявляется в магнезиальной среде, главным образом, когда вмещающими породами являются доломиты (Тея).

Для всех месторождений характерен относительно низкотемпературный тип минерализации, непосредственно сопровождавший оруденение (см. табл. 4, 31). Главный рудный этап в месторождениях рассматриваемой субформации следует обычно за собственно скарновым и сопровождается выделением различных гидросиликатов (см. табл. 4, 31). Известковистые скарны развиваются во всех рудных полях, в том числе и в тех, где раньше в магматическую стадию замещения формировались магнезиальные (Тея). Месторождения, по существу, представляют собой сплошную зону эруптивных брекчий, участками с промышленными концентрациями Fe.

Морфология рудных тел (то есть участков с промышленными содержаниями Fe) весьма сложна. Рудное тело является в большей степени геолого-экономической категорией. Месторождения характеризуются большой вертикальной протяженностью оруденения и концентрацией руд в одиночных телах (Одиночное, Тея; см. рис. 7, 30, 31), что является

Рис. 30. Схема распространения различных типов руд в главном рудном теле Тейского месторождения в горизонтальной плоскости (составлена по данным И. В. Дербикова, А. А. Прозоровского, П. К. Грузинского, В. А. Дусяцкого, Л. Я. Кулешова, Г. В. Горшкова и В. Н. Семенова):

*1* — маркшейдерские линии; *2* — граница распространения пород жерловой фации; *3* — зона распространения брекчий, состоящих из обломков гранитов, известняков, амфиболитов, диоритов, эффузивов (глыбовый агломератовый ксенотуф); *4* — зона распространения брекчий, состоящих из обломков эффузивов и известняков; *5* — зона распространения карбонатных брекчий и сильно брекчированных карбонатных пород; *6* — крупные блоки карбонатных пород; *7* — рудные тела по данным эксплуатации; *8* — серпентино-магнетитовая руда; *9* — карбонатно-магнетитовая руда; *10* — гематито-магнетитовая руда; *11* — брекчиевидная текстура руд; *12* — брекчиевая текстура руд; *13* — желвачно-вкрапленная текстура руд; *14* — ритмическая, петельчатая, сетчатая, бурундучная текстура руд; *15* — сланцеватая текстура руд; *16* — прожилково-вкрапленная текстура руд



следствием их приуроченности к участкам дробления и проявления вулканических брекчий в литологически однородной среде. Рудным телам свойственны крутые залегания и своеобразные изменения рудных площадей на различных горизонтах (см. рис. 30, 31, 32), которые заключаются в основном в наличии отчетливого раздува в средней их части. Для месторождений характеризуемой группы типична относительно высокая средняя намагниченность руд ($I_{ср}=0{,}09$). Магнитные аномалии отличаются асимметрией кривых $Z_a$, заметным превышением длины над шириной, высокими значениями $Z_a$, относительно медленным затуханием поля.

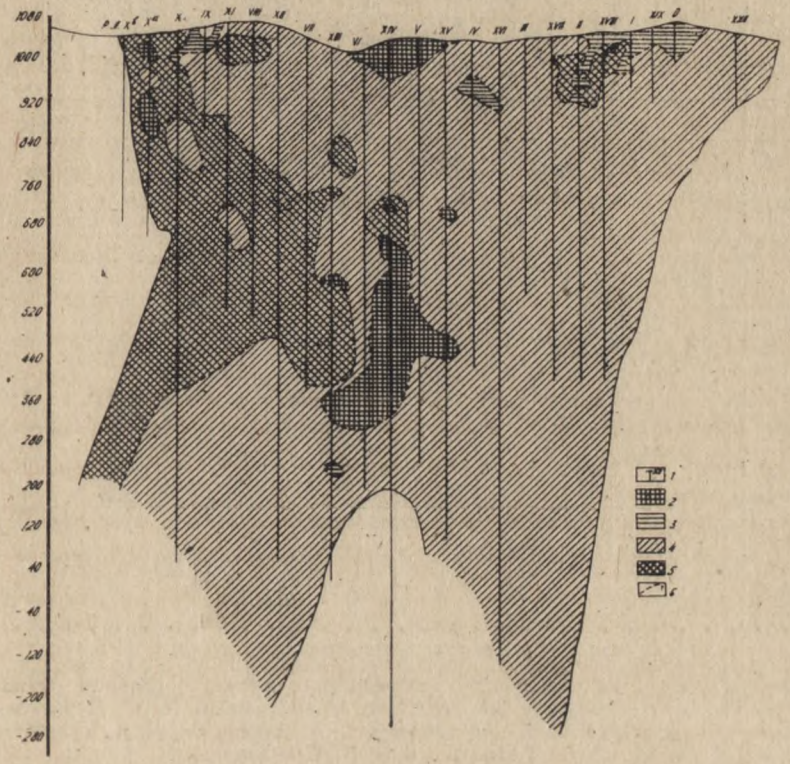


Рис. 31. Схема распространения руд различного состава в главном рудном теле Тейского месторождения в вертикальной плоскости (составлена по данным И. В. Дербикова, А. А. Прозоровского, П. К. Грузинского, В. А. Дусяцкого, Л. Я. Кулешова, Г. В. Горшкова и В. Н. Семенова):
*1* — разведочная линия и ее номер; *2* — магнетитовые руды; *3* — гематито-магнетитовые руды; *4* — серпентино-магнетитовые руды; *5* — карбонатно-магнетитовые руды; *6* — контур рудного тела в проекции на вертикальную плоскость

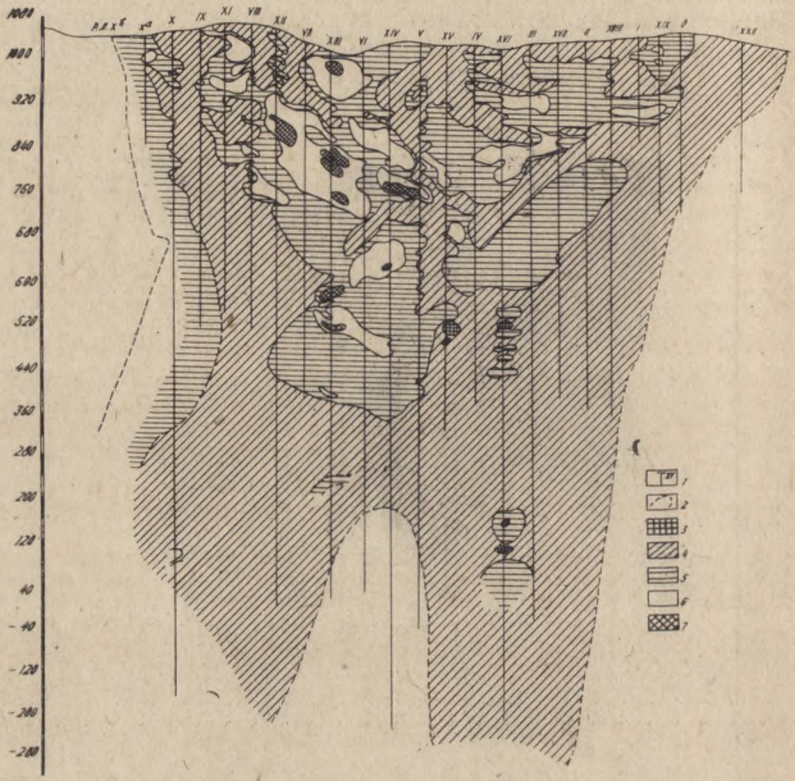


Рис. 32. Схема закономерности распределения железа в главном рудном теле Тейского месторождения (составлена по данным И. В. Дербикова, А. А. Прозоровского, П. К. Грузинского, В. А. Дусяцкого, Л. Я. Кулешова, Г. В. Горшкова и В. Н. Семенова):

*1* — разведочная линия и ее номер; *2* — контур рудного тела на вертикальную плоскость.

Участки рудного тела с содержанием железа: *3* — менее 20%; *4* — от 20 до 30%; *5* — от 30 до 40%; *6* — от 40 до 50%; *7* — от 50 и выше

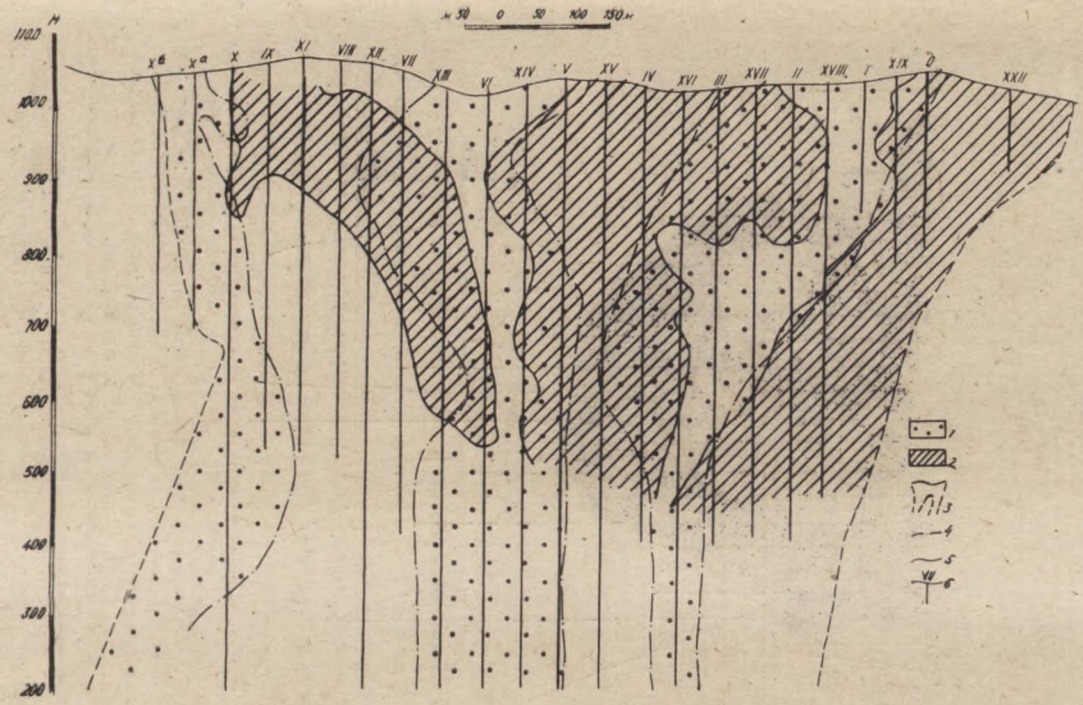



Рис. 33. Схема распределения железа и окиси магния в рудном теле Тейского месторождения (составлена по данным И. В. Дербикова, А. А. Прозоровского, П. К. Грузинского, В. А. Дусяцкого, Л. Я. Кулешова, Г. В. Горшкова и В. Н. Семенова):

*1* — зоны с содержанием железа 30—50% и более; *2* — зоны с содержанием окиси магния от 15 до 20% и более; *3* — внешний контур рудного тела; *4* — контуры участков с содержанием железа 30—50%; *5* — контуры участков с содержанием окиси магния менее 15%; *6* — разведочные линии

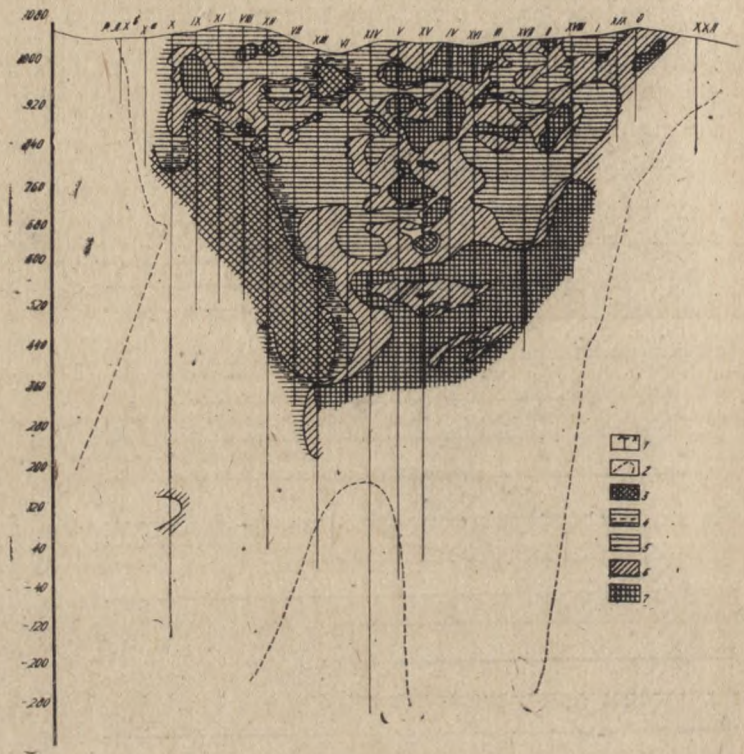


Рис. 34. Схема распределения окиси магния в главном рудном теле Тейского месторождения по данным И. В. Дербикова, А. А. Прозоровского, П. К. Грузинского, В. А. Дусяцкого, Л. Я. Кулешова, Г. В. Горшкова, В. Н. Семенова):

*1* — разведочная линия и ее номер; *2* — контуры рудного тела на вертикальную плоскость.

Участки рудного тела с содержанием окиси магния, %: *3* — менее 5; *4* — от 5 до 10; *5* — от 10 до 15; *6* — от 15 до 20; *7* — более 20

Рис. 35. Перекрестная текстура магнетитовых руд. Магнетит-карбонатная руда прожилково-сетчатого строения. Шестое рудное тело, Тейское месторождение. Штуф

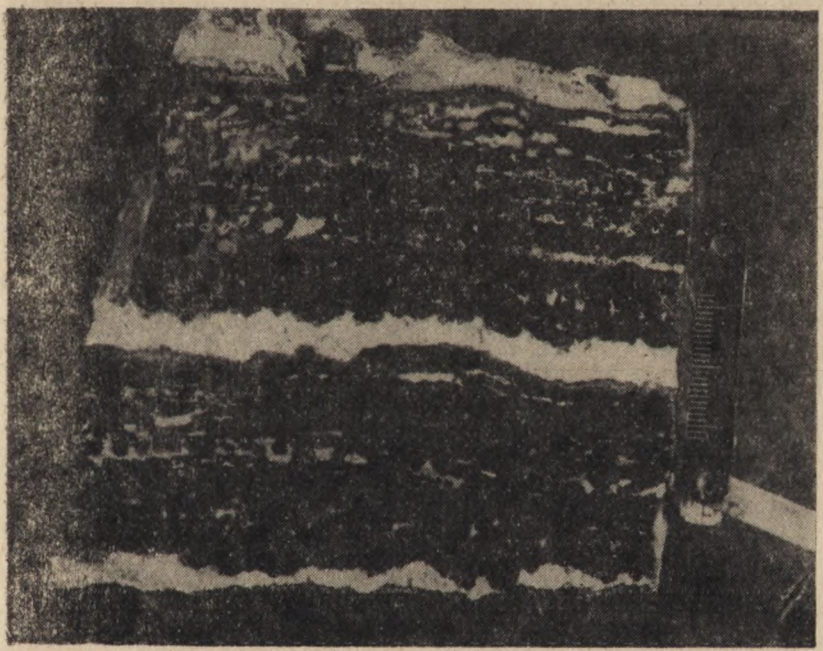


Рис. 35 а. Ритмично-полосчатая текстура руд карбонатно-магнетитового состава. Тейское месторождение. Штуф

Рис. 36. Пятнистые магнетитовые руды брекчиевой текстуры. Карьер, гор. 1050 м. Тейское месторождение

Рис. 37. Магнетитовая руда брекчиевой текстуры, где обломки пироксен-серпентинового состава цементируются магнетитом. Николи+, увел. 34. Тейское месторождение

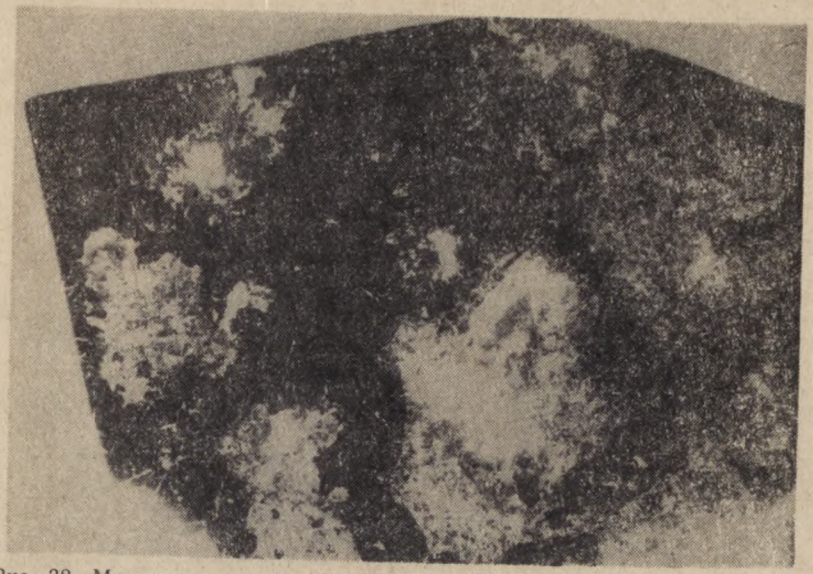


Рис. 38. Магнетитовая руда пятнистой текстуры. Видны пятнообразные скопления нерудных минералов и сульфидов. Карьер, гор. 1050 м. Тейское месторождение

Рис. 39. Серпентин-магнетитовая руда брекчиевидной, а участками брекчиевидно-скорлуповатой текстуры. Черное — магнетит, светлое — серпентин. Полированный штуф. Тейское месторождение

Рис. 40. Серпентин-магнетитовая руда брекчиевой текстуры. Обломки имеют концентрически-зональное строение. Полированный штуф. Карьер, гор. 1050 м. Тейское месторождение

Рис. 41. Друзовый агрегат ромбоэдрических кристаллов зонального магнетита II (*1*), возникшего в результате перекристаллизации аллотриоморфнозернистых агрегатов магнетита I. В центре видна зона зарождения крупных кристаллов {110} из мелких зерен магнетита I (*2*). Аншлиф, увел. 72, николи, +. Тейское месторождение

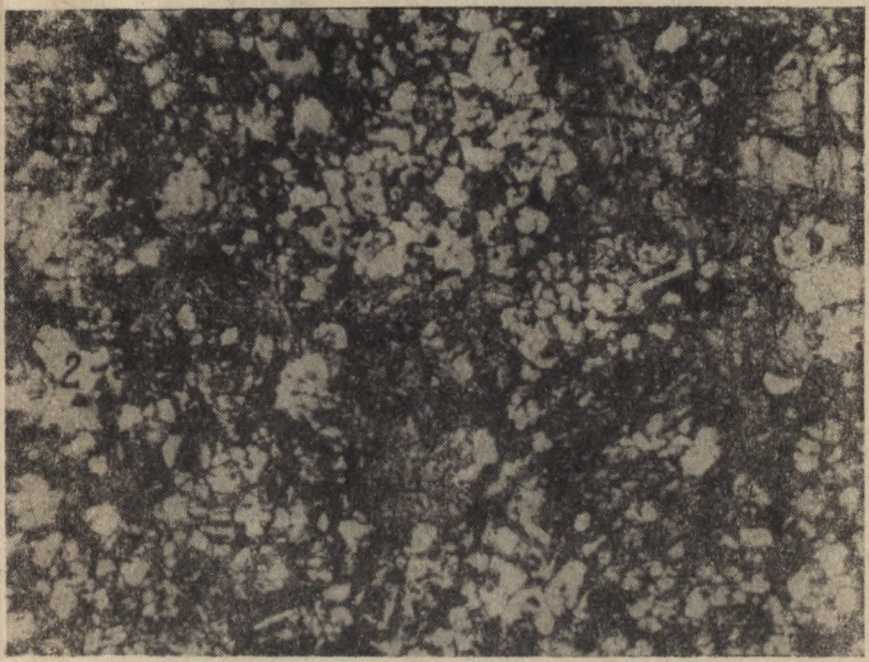


Рис. 42. Аллотриоморфнозернистый агрегат магнетита I. Многие зерна магнетита I зональны. Аншлиф, увел. 35, николи +. Тейское месторождение

Рис. 43. Вкрапленная текстура серпентин-магнетитовых руд. На фоне серпентина (серое) видны аллотриоморфные зерна магнетита (светло-серое). Аншлиф, увел. 43, николи +. Тейское месторождение

Рис. 44. Полосчатая сульфидно-магнетитовая руда с кальцитом (черное — магнетит, серое — магнетит с кальцитом, белое — пирит). Штуф, натуральная величина. Тейское месторождение

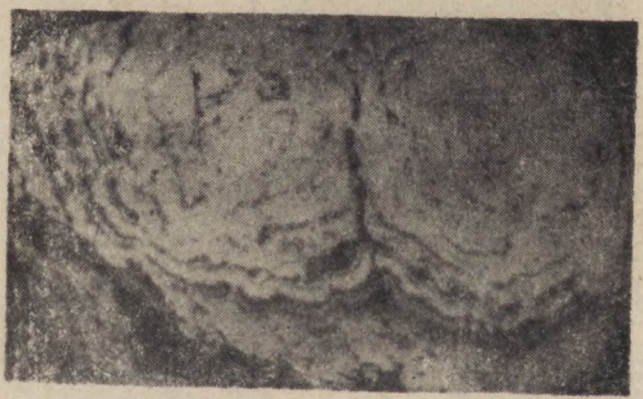


Рис. 45. Колломорфные образования магнетита I. Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

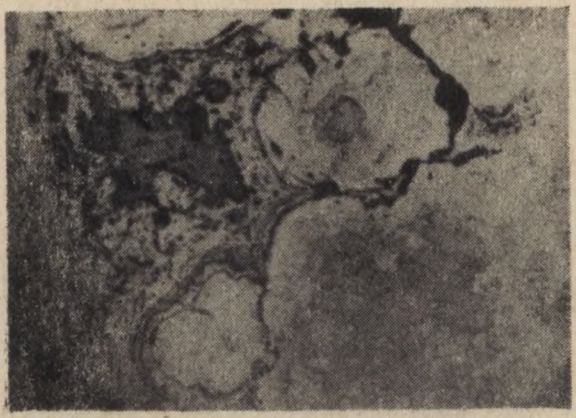


Рис. 46. Почковидные, зональные образования магнетита I. Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

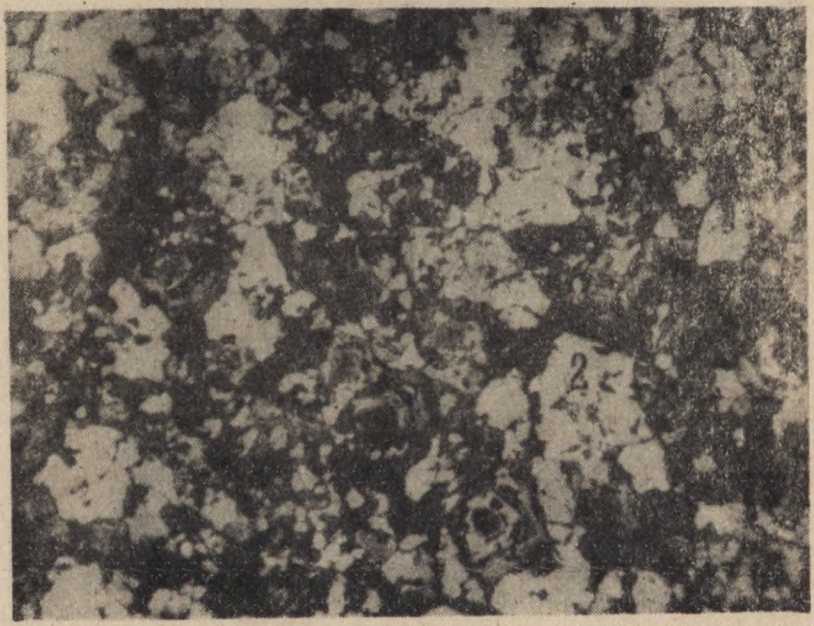


Рис. 47. Магнетит I с зональным строением среди магнетита II. Последний образовался при перекристаллизации магнетита I. Аншлиф. увел. 50, николи +. Тейское месторождение

Рис. 48. Обрастание мушкетовита зернами магнетита II. Аншлиф, увел. 100, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 49. Пластинчато-лучистые выделения мушкетовита в магнетите I. Аншлиф. увел. 100, николи +. Тейское месторождение

Рис. 50. Концентрически-зональная текстура карбонато-магнетитовой руды (горизонт 1015 м, север карьера). Полированный штуф. Тейское месторождение

Рис. 51. В кристалле магнетита I отчетливо видна ступенчатая зональность и изменение габитуса в процессе роста. Аншлиф, увел. 200, николи +. Тейское месторождение

Рис. 52. Зональность в кристалле магнетита I. Видно изменение габитуса кристалла в процессе его роста. Вдоль трещин катаклаза развивается мартитизация; в зерне видна ступенчатая зональность. Аншлиф, увел. 120, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 53. Катаклазированный и мартитизированный зональный кристалл магнетита I. Аншлиф, увел. 120, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 54. Плоско-ступенчатая зональность и сложный узор внутреннего строения магнетита I. Антискелетная форма роста. Аншлиф, увел. 100, николи ||. Тейское месторождение

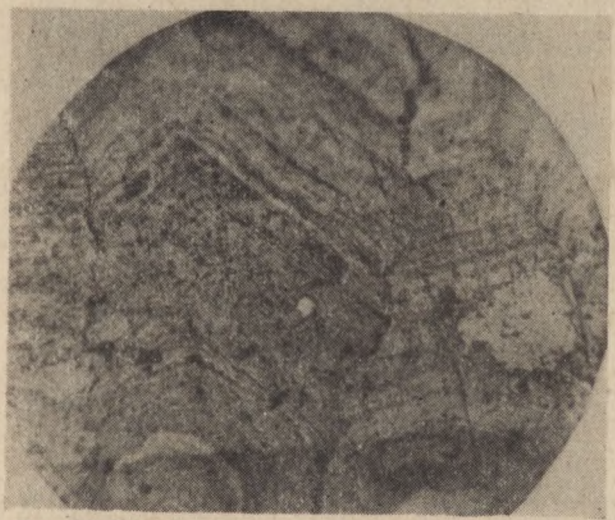


Рис. 55. Зональность в сфероподобных образованиях магнетита I. Аншлиф, увел. 100, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 56. Сильно катаклазированный и мартитизированный зональный кристалл магнетита I замещается лимонитом. Аншлиф, увел. 200, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 57. Зональный катаклазированный кристалл магнетита I. Аншлиф, увел. 120, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 58. Замещение зонального магнетита I(*1*) магнетитом II (*2*) и актинолитом (*3*). Аншлиф, увел. 70, николи+. Тейское месторождение

Рис. 59. Структура ступенчатого роста на гранях кристаллов магнетита II. Штуф. Тейское месторождение

Рис. 60. Пирамиды роста зонального кристалла магнетита I. Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

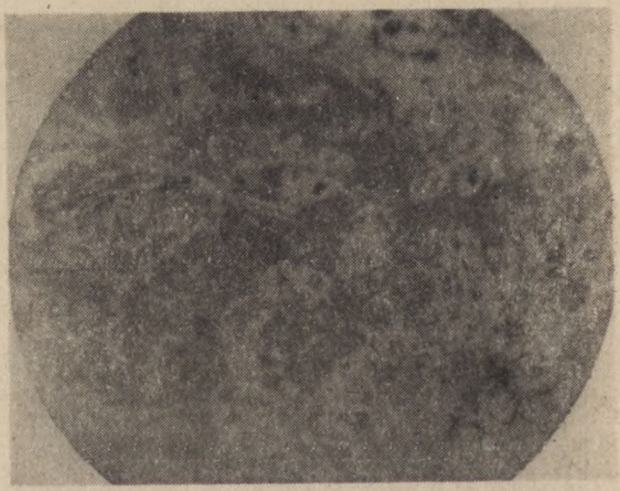


Рис. 61. Скелетная структура магнетита I, выявленная травлением.. Аншлиф. увел. 160, николи||. Тейское месторождение

Рис. 62. Замещение пирита (1) магнетитом I. Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

Рис 63. Сложное внутреннее строение магнетита, выявленное травлением: *1* — зародыш, *2* — секториальная зона индивида, *3* — периферийная оторочка. Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

Рис. 64. Замещение магнетита (серое) халькопиритом (*1*). Аншлиф, увел. 72, николи ||. Тейское месторождение

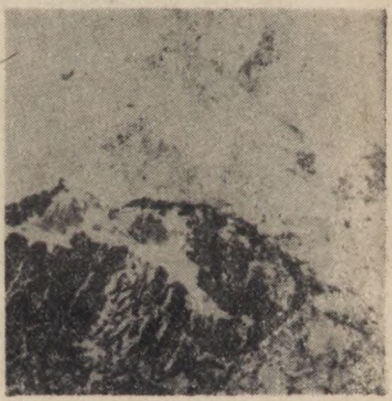


Рис. 65. Замещение зерна магнетита (черное) серпентином. Прозрачный шлиф, увел. 28, николи +. Тейское месторождение

Таблица 30

**Типы руд и их распространенность в рудных полях железорудной субформации, связанной с субвулканическими граносиенитами**

| Минералогический подтип | Типовое месторождение | Минералогические типы руд | Распространенность, % | Распределение в пределах рудной зоны и рудных тел | Структуры руд | Текстуры руд | Минералогический состав | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Главные | Второстепенные |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Магнезиально-известково-скарновый | Тейское | Магнетитовые | 0,1 | Встречаются блоками до 2—3, реже 5—6 м. В центральной части главного тела блок до 200 м, часто ассоциируют с магнетит-карбонатными рудами | Мелко- реже средне-зернистые. Микрогипидиоморфнозернистые | Массивная | Магнетит | Карбонаты, редко гидросиликаты, сульфиды |
| | | Магнетит-карбонатные | 21,3 | В периферических участках рудной зоны тяготеют к контакту эруптивных брекчий с карбонатными, преимущественно в висячем боку рудной зоны. Слагают тела — II, VI, X, XIII и флан- | Также панидиоморфнозернистые и скелетные | Пятнистая, сетчато-петельчатая, ритмически полосчатая, концентрически-зональная, брекчиевая, полосчатая, реже массивная | Магнетит, карбонаты | Сульфиды |

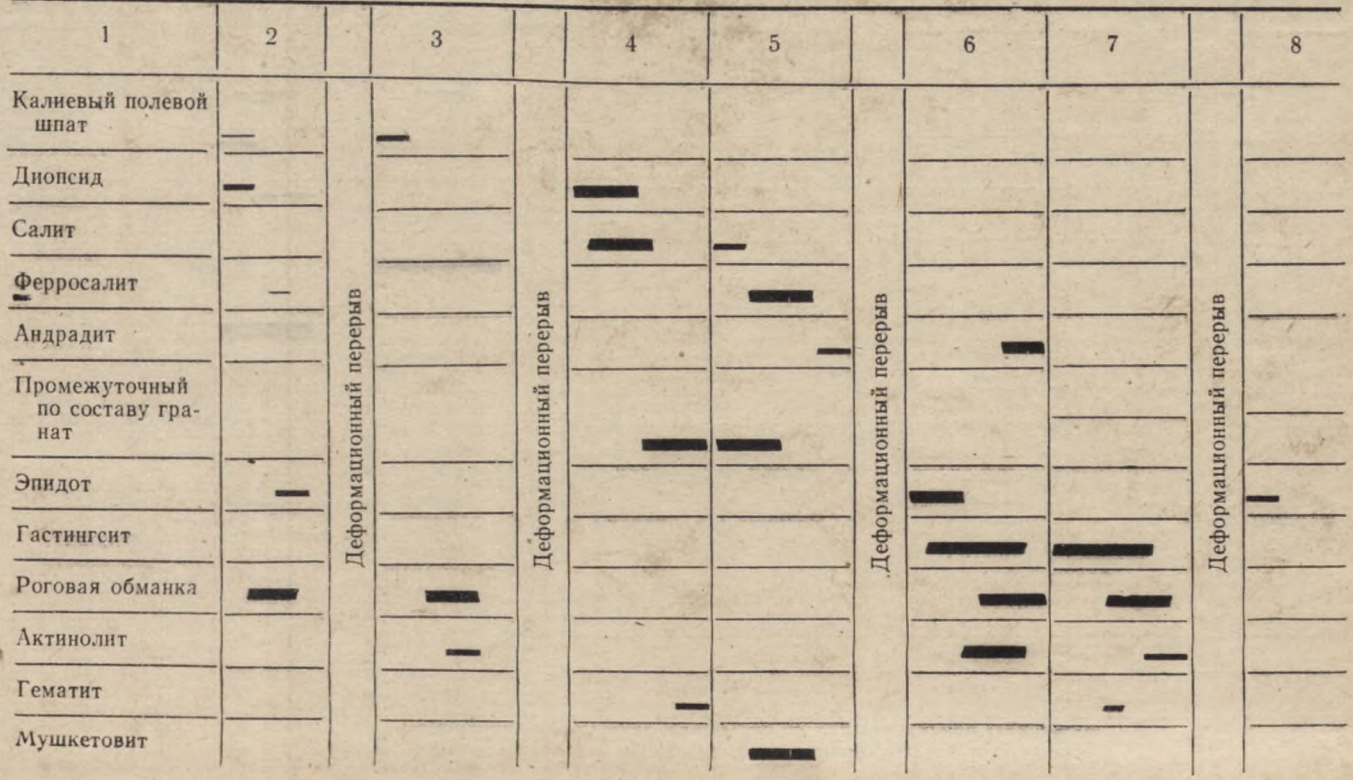
Продолжение табл. 30

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | ги (особенно северный) главного тела | | | | |
| | | Серпентин-магнетитовые | 62,7 | Повсеместно, но главная масса в центральной части главного рудного тела | Мелко- и тонко-зернистые, микроаллотриоморфно-зернистые, субграфические, порфиробластические, петельчатые, цементные, концентрически-скорлуповатые | Прожилково-вкрапленные, брекчиевые, колломорфные, брекчиевидные, кокардовые, полосчатые, вкрапленные, реже массивные | Магнетит, серпентин | Сульфиды, карбонаты, флогопит, апатит, мушкетовит, маггемит, реликты пироксена, шпинели, хондродита и др. |
| | | Карбонатно-серпентино-флогопито-магнетитовые | 3,5 | В центральной части рудной зоны | Мелкозернистая, микро-гипидиозернистые | Пятнистая, полосчатая, брекчиевая | Магнетит, флогопит, серпентин, карбонаты | Сульфиды |
| | | Гематито-магнетитовые | 12,8 | На флангах месторождения, особенно в зонах послерудных нарушений в лежачем боку Главного рудного тела (блок между р. л. II—0 на горизонте 1015—1045 м) | Неравномернозернистые микроаллотриоморфно- и гипидиоморфнопорфировидные | Брекчиевая, друзовая, сланцеватая, реже массивная | Магнетит, гематит, серпентин, карбонат | Флогопит, сульфиды |

**Схема последовательности процессов минералообразования и выделения главнейших гипогенных минералов на месторождении Одиночное**

| Название минералов | Гипогенная эпоха | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Пневматолито-гидротермальный этап | | | | |
| | Этап контактового метаморфизма | Этап щелочного метасоматоза (альбитизация) | Скарновая | | Гидратации и разложения скарнов (водносиликатная) | | Сульфидная |
| | | | Гранат-пироксеновая | Скарново-магнетитовая | Гидросиликатно-магнетитовая | Амфибол-хлоритовая | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Средние плагиоклазы | ▬ | | | | | | |
| Кислые плагиоклазы | | ▬ | | | | | |
| Биотит | ▬ | | | | | | |
| Мусковит | ▬ | | | | | | |
| Кварц | ▬ | ▬ | | | | — | — |
| Апатит | — | — | — | — | | | ▬ |
| Сфен | — | | — | | | | |

Продолжение табл. 31



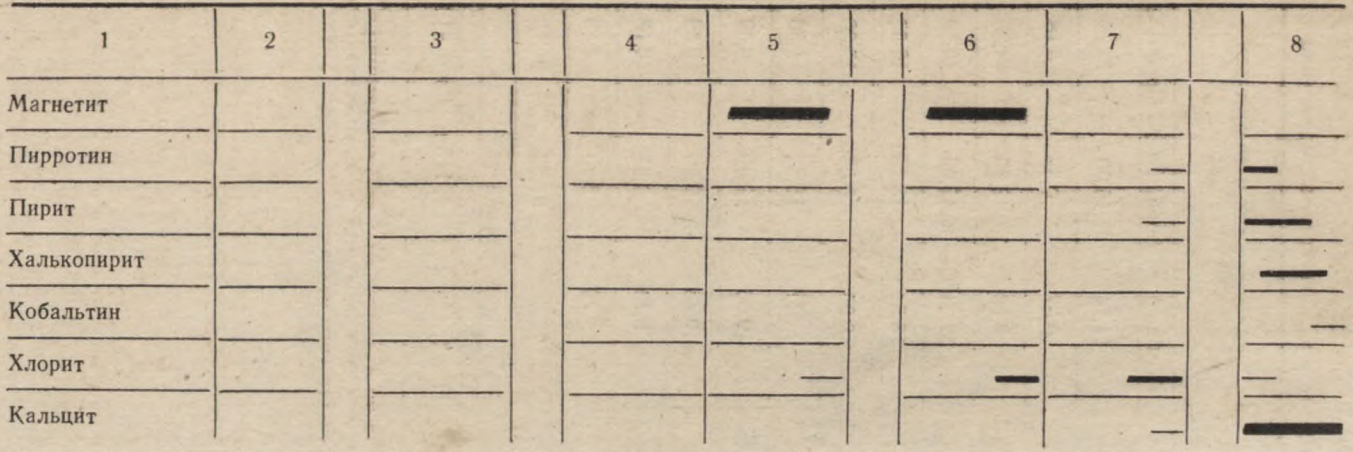

1
2
3
4
5
6
7
8
Магнетит
Пирротин
Пирит
Халькопирит
Кобальтин
Хлорит
Кальцит

Таблица 32

**Химический состав главных типов руд Тейского месторождения**

| Компоненты | Карбонатно-магнетитовая руда | Серпентино-магнетитовые руды | | |
|---|---|---|---|---|
| | Проба № 1 | Проба № 2 | Проба № 3 | Проба № 4 |
| $SiO_2$ | 0,98 | 14,74 | 15,00 | 13,26 |
| $TiO_2$ | 0,18 | 0,37 | 0,32 | 0,18 |
| $Al_2O_3$ | 2,53 | 3,12 | 2,05 | 4,25 |
| $Fe_2O_3$ | 54,09 | 39,24 | 42,05 | 40,52 |
| FeO | 22,63 | 18,54 | 18,28 | 18,68 |
| MnO | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 15,20 |
| MgO | 2,28 | 13,57 | 13,32 | 1,30 |
| CaO | 8,40 | 9,60 | 2,09 | 0,09 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,43 | 0,26 | 0,89 |
| S | 2,28 | 0,43 | 0,57 | 0,18 |
| п.п.п. | 5,84 | 3,70 | 3,20 | 3,58 |
| Σ | 99,43 | 97,56 | 97,32 | 98,13 |
| Место взятия | Скв. 95, глуб. 373 м | Скважина 127 | | |
| | | Глуб. 114 м | Глуб. 115 м | Глуб. 410 м |

Примечание. Формула руд по Т. Барту: № 1 — $Ca_{170}Mg_{65}Mn_1Fe''_{384}Al_{57}Ti_3Si_{18}P_2C_{149}[O_{1600}]$; № 2 — $Ca_{31}Mg_{270}Mn_1Fe''_{215}Al_{34}Ti_3Si_{204}P_3(OH)_{29}O_{1309}$. Использованы данные геологов Тейского рудника.

Таблица 33

**Содержание растворимого железа в различных рудных телах Тейского месторождения**

| Рудное тело | Содержание Fe раств. по категориям запасов, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | B | $C_1$ | $C_2$ | $B+C_1+C_2$ |
| Главное рудное тело | 34,22 | 31,51 | 31,14 | 33,00 |
| I | 39,68 | 34,74 | | 34,92 |
| II | | 29,42 | | |
| III | | | 27,12 | |
| IV | | | 23,48 | |
| V | | | 36,40 | |
| VI | | | 31,86 | |
| VII | | | 28,04 | |
| VIII | | | 25,96 | |
| IX | | | 23,10 | |
| X | | 39,34 | | |
| XI | | | 27,36 | |
| По месторождению | 34,24 | 31,75 | 29,48 | 32,89 |

**Статистические параметры распределения железа в рудах**

| Горизонт карьера | $\bar{x}$ | $S^2$ | S | $\sigma_{\bar{x}}$ | v % | A | E | $\sigma_A$ | $\sigma_E$ | $A/\sigma_A$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1000 | 31,48 | 122,77 | 11,10 | 1,21 | 35,2 | 0,78 | 0,73 | 0,77 | 0,54 | 2,93 |
| 1015 | 30,97 | 99,08 | 7,00 | 0,72 | 22,5 | 0,02 | 0,99 | 0,25 | 0,50 | 0,07 |
| 1030 | 28,50 | 50,13 | 7,08 | 0,59 | 24,9 | 0,80 | 0,60 | 0,20 | 0,41 | 3,91 |
| 1045 | 26,46 | 55,88 | 7,48 | 0,72 | 28,25 | 0,53 | 0,18 | 0,23 | 0,47 | 2,27 |

Таблица 34

| $E/\sigma_E$ | $\overline{lg x}$ | $S^2 lg x$ | $Sl x$ | $\sigma lg x$ | $ulg$ | $Alg$ | $Elg$ | $\sigma_A lg$ | $\sigma_E \cdot lg$ | $\frac{Alg}{\sigma_A lg}$ | $\frac{E \cdot lg}{\sigma E \cdot lg}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1,37 | 1,47 | 0,02 | 0,14 | 0,02 | 0,22 | 0,43 | 0,01 | 0,27 | 0,54 | 1,73 | 2,13 |
| 1,98 | 1,46 | 0,01 | 0,10 | 0,01 | 0,16 | 0,40 | 0,74 | 0,25 | 0,50 | 1,59 | 1,47 |
| 1,47 | 1,44 | 0,01 | 0,10 | 0,01 | 0,16 | 0,26 | 0,66 | 0,20 | 0,41 | 1,25 | 1,62 |
| 0,38 | 1,40 | 0,02 | 0,13 | 0,01 | 0,21 | 1,45 | 0,33 | 0,23 | 0,47 | 6,37 | 17,76 |

Таблица 34а

**Количество использованных анализов**

| Горизонт | Количество анализов | |
|---|---|---|
| | Железо валовое | Окись магния |
| 1075 | 180 | — |
| 1060 | 593 | 63 |
| 1045 | 2077 | 250 |
| 1030 | 2782 | 1346 |
| 1015 | 2152 | 727 |
| 1000 | 457 | 21 |
| Всего... | 8241 | 2441 |

Использованы химические анализы из работы В. Н. Семенова, 1969 г.

Таблица 35

**Значение средних содержаний серы в рудах Тейского месторождения**

| Рудное тело | Содержание S по категориям запасов и рудным телам, % | | | |
|---|---|---|---|---|
| | B | $C_1$ | $C_2$ | $B+C_1+C_2$ |
| Главное | 0,623 | 0,684 | 0,426 | 0,640 |
| I | 1,035 | 0,744 | | 0,755 |
| II | | 0,684 | | |
| III | | | | |
| IV | | | 0,545 | |
| V | | | 0,270 | |
| VI | | | 0,261 | |
| VII | | | 1,917 | |
| VIII | | | 1,208 | |
| IX | | | 1,817 | |
| X | | 1,324 | | |
| XI | | | 0,690 | |
| По месторождению | 0,62 | 0,69 | 0,72 | 0,66 |

# Глава V

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУД И СКАРНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Химический состав руд разных месторождений отражен в табл. 29, 32, 33, 34, 35. Отдельные закономерности распределения Fe и других элементов в пределах отдельных рудных полей показаны в табл. 35—37 и на рис. 32—34, 66, 67. В качестве примера рассмотрим эти закономерности на площади Тейской рудной зоны. Выбор этого объекта в качестве иллюстрации объясняется тем, что данное месторождение является типовым и самым крупным в пределах характеризуемой субформации. Кроме того, его руды исключительно сложны в геохимическом отношении. Известно, что магнетитовые руды Тейского месторождения характеризуются повышенным содержанием Mg. Последний находится в сложных взаимоотношениях с Fe. Эта сложность с одной стороны обусловливается внутренней неоднородностью метасоматитов, по которым развиваются руды, а с другой — существованием определенной зональности, проявляющейся в пространственном обособлении зон с различным содержанием компонентов, и рядом других причин, которые зависят от особенностей развития рудного процесса. В целом для руд месторождения характерно не очень высокое содержание растворимого Fe. В среднем по рудным телам (см. табл. 33) оно колеблется от 23,10 до 39,34%, а в целом по рудному полю равно 32,89%.

Характерной особенностью руд являются резкие колебания содержания Fe. Даже в соседних пробах разница иногда достигает 50%. Вследствие этого закономерности распределения этого элемента устанавливаются с большим трудом и во многих случаях имеют приближенный характер. Однако все же можно установить общую тенденцию изменения содержания Fe в пределах отдельных рудных тел. Так, в частности, в пределах Главного рудного тела наиболее высокие содержания (от 30,0 до 38,53%) этого элемента отмечаются на верхних горизонтах ($\approx$ до 775 м). Далее, в пределах уровней 775—460 м количество Fe заметно снижается (от 34,9 до 23,18%).

Статистические параметры распределения

| Горизонт карьера | $\bar{x}$ | $S^2$ | S | $\sigma_{\bar{x}}$ | V % | A | E | $\sigma_A$ | $\sigma_E$ | $A/\sigma_A$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1000 | 10,17 | 4,98 | 2,23 | 0,24 | 21,96 | 0,40 | 0,07 | 0,27 | 0,54 | 1,49 |
| 1015 | 11,88 | 9,05 | 3,01 | 0,31 | 25,32 | 0,44 | 0,53 | 0,25 | 0,50 | 1,76 |
| 1030 | 13,44 | 18,51 | 4,30 | 0,36 | 31,99 | 0,10 | 0,53 | 0,20 | 0,41 | 0,51 |
| 1045 | 13,37 | 20,45 | 4,52 | 0,43 | 33,84 | 0,26 | 0,55 | 0,23 | 0,47 | 1,10 |
| Карьер в целом | 12,44 | 15,81 | 3,98 | 0,39 | 31,97 | 0,53 | 0,05 | 0,12 | 0,24 | 4,47 |

Статистические параметры распределения Fe и MgO в серпентино-

| Класс по содержанию железа | Компонент | Кол-во проб | Статические параметры распределения | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $\bar{x}$ | $S^2$ | S | $\sigma_{\bar{x}}$ | A | E |
| I | $Fe_{вал}$ | 268 | 25,62 | 7,66 | 2,77 | 0,17 | 0,28 | 1,01 |
| | MgO | | 17,56 | 29,65 | 5,44 | 0,33 | 0,65 | 1,31 |
| II | $Fe_{вал}$ | 415 | 35,97 | 404,57 | 20,11 | 0,99 | 13,65 | 190,27 |
| | MgO | | 16,75 | 13,79 | 3,71 | 0,18 | 0,27 | 0,86 |
| III | $Fe_{вал}$ | 197 | 43,63 | 16,15 | 4,02 | 0,29 | 6,10 | 65,19 |
| | MgO | | 13,38 | 45,03 | 6,71 | 0,48 | 10,81 | 136,72 |
| IV | $Fe_{вал}$ | 18 | 51,95 | 4,91 | 1,33 | 0,33 | 0,72 | 0,72 |
| | MgO | | 8,92 | 5,17 | 2,27 | 0,54 | 3,33 | 2,99 |
| Выборка в целом | $Fe_{вал}$ | 908 | 34,88 | 241,02 | 15,52 | 0,52 | 19,84 | 252,02 |
| | MgO | | 16,09 | 28,64 | 5,35 | 0,18 | 4,17 | 65,76 |

Главной особенностью распределения Fe в пределах всей рудной зоны является существование определенной зональности в локализации участков и зон с различными количествами Fe. На отдельных горизонтах карьера это проявляется в закономерном и постепенном повышении концентрации Fe от периферии рудных тел к их центральным частям. В лежачем боку рудных тел мощность зон с содержанием Fe ниже 20% невелика, особенно на горизонтах 1045, 1030, 1015 м. В висячем боку, напротив, наблюдаются мощные зоны слабо оруденелых пород с содержанием Fe от 10 до 20%. На фоне таких зон размещаются участки с промышленным содержанием Fe. Так, в пределах Главного рудного тела (см. рис. 32)

окиси магния в рудах

Таблица 36

| $A/\sigma_A$ | $E/\sigma_E$ | $I^2g\varkappa$ | $S^2Ig\varkappa$ | $\sigma Ig\varkappa$ | $vIg$ | $A \cdot Ig$ | $E \cdot Ig$ | $\sigma_A Ig$ | $\sigma_E Ig$ | $\frac{AIg}{\sigma_A Ig}$ | $\frac{E \cdot Ig}{\sigma_E \cdot Ig}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,17 | 0,99 | 0,009 | 0,095 | 0,01 | 0,15 | 0,15 | 0,39 | 0,27 | 0,54 | 0,57 | 0,72 |
| 1,09 | 1,05 | 0,016 | 0,11 | 0,01 | 0,17 | 0,52 | 0,88 | 0,25 | 0,50 | 2,09 | 1,77 |
| 1,31 | 1,10 | 0,02 | 0,15 | 0,01 | 0,24 | 0,74 | 0,41 | 0,20 | 0,41 | 3,64 | 1,00 |
| 1,18 | 1,10 | 0,03 | 0,16 | 0,02 | 0,24 | 0,54 | 0,04 | 0,23 | 0,47 | 2,31 | 0,08 |
| 0,20 | 1,07 | 0,02 | 0,14 | 0,01 | 0,22 | 0,33 | 0,09 | 0,12 | 0,24 | 2,83 | 0,36 |

Таблица 37

магнетитовых рудах

| $A/\sigma_A$ | $E/\sigma \cdot E$ | $Ig\varkappa$ | $S^2Ig$ | $SIg$ | $\sigma Ig\varkappa$ | $AIg$ | $EIg$ | $\frac{AIg}{\sigma_A Ig}$ | $\frac{EIg}{\sigma_E Ig}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1,88 | 3,37 | 1,41 | 0,002 | 0,05 | 0,0003 | 0,44 | 0,86 | 2,91 | 2,86 |
| 4,33 | 4,35 | 1,19 | 0,10 | 0,32 | 0,02 | 4,73 | 25,08 | 31,52 | 83,61 |
| 113,00 | 787,40 | 1,54 | 0,02 | 0,12 | 0,006 | 7,58 | 174,25 | 62,71 | 721,03 |
| 2,21 | 3,56 | 1,21 | 0,01 | 0,11 | 0,006 | 2,56 | 13,08 | 18,71 | 54,11 |
| 34,79 | 185,82 | 1,63 | 0,02 | 0,14 | 0,01 | 13,20 | 178,61 | 75,23 | 509,12 |
| 61,64 | 389,71 | 1,11 | 0,01 | 0,11 | 0,008 | 1,97 | 18,88 | 11,26 | 53,83 |
| 0,48 | 0,41 | 1,72 | 0,0001 | 10,01 | 0,003 | 0,67 | 0,56 | 1,17 | 0,48 |
| 2,87 | 2,59 | 0,94 | 0,0009 | 0,10 | 0,02 | 0,95 | 0,93 | 1,64 | 0,81 |
| 168,89 | | 1,52 | 0,2 | 0,14 | 0,005 | 4,96 | 80,20 | 60,55 | 489,92 |
| | 1538,17 | 1,18 | 0,04 | 0,21 | 0,007 | 5,31 | 45,47 | 64,77 | 277,55 |
| 50,91 | 401,38 | | | | | | | | |

четко выделяются зоны с различными плотностями оруденения, смена которых чаще всего происходит последовательно, с закономерным ростом их к центру. Чем выше плотность железооруденения, тем хуже выражена соподчиненность формы этих зон общим границам рудного тела. Зоны с содержанием Fe 40—50% и выше имеют преимущественно изометричную форму и встречаются в пределах Главного рудного тела в виде изолированных участков площадью от 10—15 до 0,50 м² (см. рис. 32, 33). При этом размеры участков с количеством Fe 50% и более не превышают 100 м², а средний размер полей с содержанием Fe 40—50% составляет 300—350 м². Площади зон с различными содержаниями Fe по отдельным

горизонтам приведены в табл. 35 и схематически отражены на рис. 32, 33.

Распределение Fe в Главном рудном теле на глубину (см. рис. 32, 33) в общем виде согласуется с распространением ведущих типов руд (см. рис. 31) и не противоречит основным закономерностям, выявленным на отдельных горизонтах.

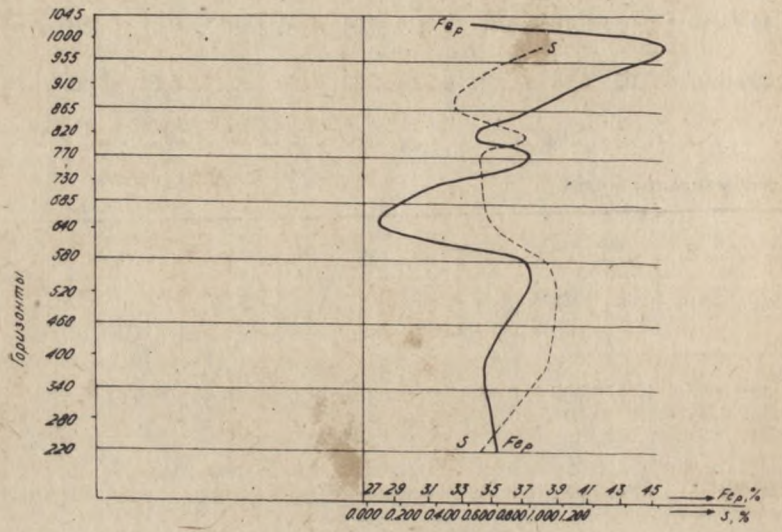



Рис. 66. График зависимости содержаний Fe растворимого и S с глубиной для Главного рудного тела Тейского месторождения. Горизонтальный масштаб 1 : 2, вертикальный масштаб 1 : 60

Для участков развития магнетито-карбонатных руд характерно довольно однородное поле, по плотности оруденения не превышающее 40%.

Области распространения серпентин-магнетитовых руд отличаются резкой неоднородностью распределения зон с различной плотностью оруденения (см. рис. 30—33). Выделяются 3 вертикальные зоны с плотностью оруденения от 30 до 40% и выше (см. рис. 32—33). Первая зона наблюдается в северной части месторождения (Р. Л. $X^{в}$—X). Мощность зоны 60—80 м. Она прослеживается вдоль северного контакта рудного тела и во многом зависит от него. На горизонте 480 м мощность увеличивается до 160 м. Для зоны характерно почти полное отсутствие участков с плотностью Fe выше 40%. Подобная зона соответствует области распространения карбонат-магнетитовых руд.

Вторая зона устанавливается в центральной части месторождения между Р. Л. XI—V. Она прослеживается до глубины 280 м и имеет сложную, ветвящуюся форму, расчленяясь на ряд смежных «языков». В пределах общего контура этой зоны наблюдается ряд подзон с плотностью оруденения 40—50% и выше, которые прослеживаются в виде разрозненных участков от поверхности до глубины 280 м. Наиболее

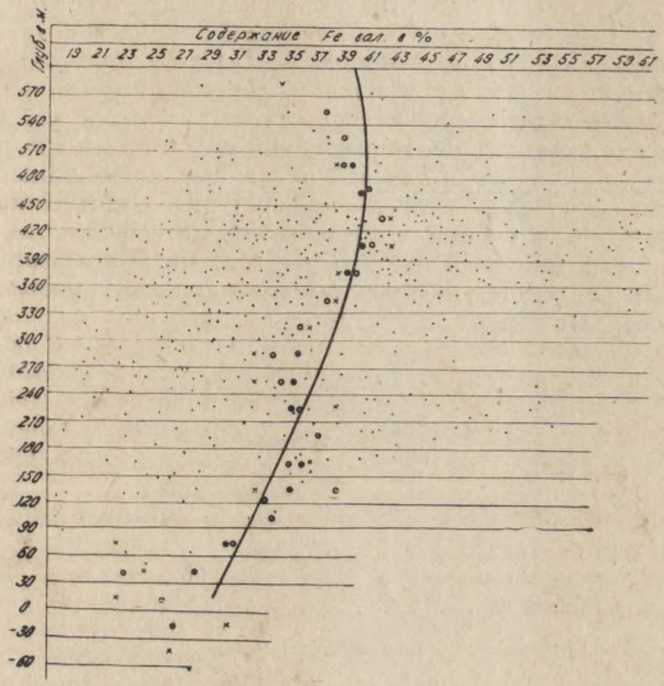



Рис. 67. График изменения содержания Fe валового с глубиной по Ирбинскому рудному полю

крупная такая зона зафиксирована на глубинах 940—720 м (в пределах Р. Л. XII—VI).

Третья зона выделяется между Р. Л. XV—XIX и состоит из группы разрозненных участков с плотностью железооруденения 30—40 и 40—50%.

Распределение зон с различной плотностью оруденения в горизонтальной плоскости можно проследить в пределах горизонта 1000 м (см. рис. 32, 33). Здесь на общем фоне поля

с содержанием Fe 20—30% отмечаются зоны с плотностью железооруденения 30—40 и 40—50%. Площади подобных зон отражены в табл. 35. Эти зоны тяготеют к центральным частям Главного тела и имеют относительно простую форму. Характер распределения Fe на горизонте 985 м близок к рассмотренному. Однако в данном случае зоны имеют меньшую площадь (см. табл. 35).

Распределение MgO в Главном рудном теле в общем виде зависит от вещественного состава руд. Так, среднее количество MgO в серпентин-магнетитовых рудах изменяется от 17,56% (для класса содержания Fe=20—30%) до 8,42% (для класса содержания Fe=50%). Среднее количество MgO в карбонат-магнетитовых рудах меняется от 14,97 до 11,62% для тех же классов содержания Fe. Повышенная магнезиальность руд обусловлена наличием в них как различных магнезиальных силикатов (диопсида, хондродита, форстерита, серпентина, флогопита и т. д.) и карбонатов (доломита, магнезита), так и магнетита, в составе которого присутствует магнезио-феррит (см. табл. 20—22). Чаще всего главным виновником повышенных количеств MgO в рудах является серпентин, находящийся в тесных срастаниях с магнетитом. Отчетливо наблюдается приуроченность участков с высокими содержаниями MgO (15—20% и более) к периферийным частям рудных тел. Центральные же части последних чаще всего соответствуют зонам с количеством MgO=5—10%. Однако они обычно локальны и незначительны по размерам.

Наблюдаются некоторые различия в магнезиальности руд Главного рудного тела и более мелких тел (II, VI, X, XIII), развитых в висячем боку рудной зоны. Последние характеризуются меньшей магнезиальностью. В пределах же Главного рудного тела содержится большое число зон и участков с количеством MgO=15—20% и выше. Здесь можно выделить 3 крупные зоны высокой магнезиальности. Первая из них отмечается на горизонтах 1045, 1030 (в пределах М. Л. 49—45), 1015, 1000, 985 — вплоть до 900 м. Видимая площадь данной зоны в плане составляет $\approx$ 3500 м$^2$.

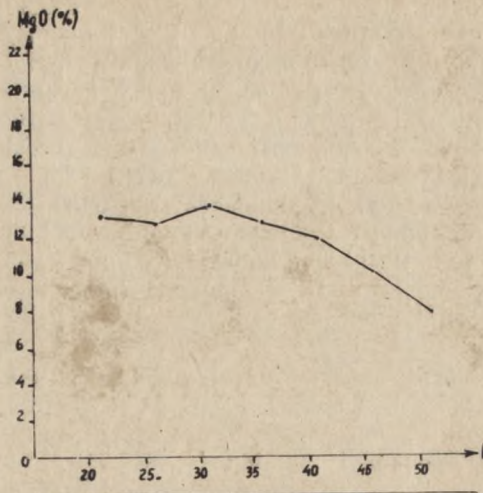
Вторая зона устанавливается в пределах М. Л. 25—14 на горизонтах 1045, 1030, 1015 м. В пределах этой зоны преобладают участки с содержанием MgO в рудах от 20 до 25%. Она распространяется до горизонта 970 м и далее.

Третья зона наблюдается в лежачем боку южной части рассматриваемого тела (в пределах М. Л. 7—0) и фиксируется на горизонте 1030 м и глубже. Она имеет значительные размеры и характеризуется содержанием MgO = 15—20%. Участки с более высокой концентрацией MgO развиты ограниченно и имеют незначительные размеры.

Учитывая все сказанное и данные рис. 34, можно отметить, что участки Главного рудного тела с количеством MgO = 20% и более примерно составляют 1/3 всей его площади. Наиболее значительный участок высокомагнезиальных наблюдается в центральной и южной частях месторождения (между Р. Л. VI—I), начиная с горизонта 640 м и ниже. Содержание MgO в отдельных участках здесь достигает 30—40%. Описанные три главные зоны высокомагнезиальных руд прослеживаются и на продольной вертикальной проекции Главного рудного тела. В целом можно сказать, что зоны высокой магнезиальности руд чередуются и частично накладываются на участки с повышенной плотностью оруденения (см. рис. 33).

Общая повышенная магнезиальность тейских руд непосредственно влияет на коэффициент их кислотности $\left(\frac{S_iO_2 + Al_2O_3}{CaO + MgO}\right)$, величина которого равна 1,08 (что ниже норм, принятых для этого параметра на КМК [Круглов И. В. и др., 1941]). Отношение CaO/MgO для рассматриваемых руд составляет 0,28. Аналогичные соотношения этих компонентов выдерживаются и в концентратах, полученных при глубоком обогащении тейских руд. Такое низкое значение CaO/MgO в рудах и концентратах чрезвычайно неблагоприятно для доменного производства (удовлетворительным является CaO/MgO = 1,0 [Доменное производство, справочник, 1963, т. 1]). Это обусловливает тугоплавкость тейских руд, что практически приводит к необходимости шихтовки их концентратов с низкомагнезиальными богатыми рудами других месторождений. Таким образом, технологические свойства тейских руд во многом зависят от соотношения в них Fe и Mg.

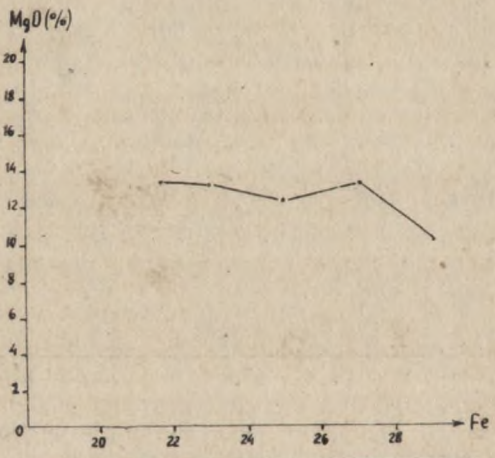
Оценка корреляционных связей между Fe и Mg производилась многими исследователями [Дербиков И. В., 1936; Прозоровский Н. К., 1941; Семенов В. Н. и др., 1969]. Результаты статистического изучения распределения Fe и Mg в тейских рудах по данным эксплуатационного опробования приведены в табл. 35—37. На рис. 68, 69 показаны графики зависимости средних содержаний MgO от средних содержаний валового Fe в рудах. Причем первый из них (рис. 68) иллюстрирует зависимость MgO от $Fe_{вал}$ при группировке классов через 5%, а второй (рис. 69) — через 2%, но только в интервале от 20 до 30%. Из этих графиков видно, что в обоих случаях обратная зависимость между средними содержаниями компонентов проявляется достаточно отчетливо. Наиболее надежные статистические критерии связи $Fe_{вал}$ и MgO в рудных телах получены при корреляции между средними по клас-




| n | 688 | 549 | 502 | 342 | 168 | 47 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Fe средн | 22,87 | 27,24 | 32,54 | 37,21 | 42,01 | 46,87 | 52,77 |
| MgO средн. | 13,59 | 12,81 | 13,78 | 12,9 | 11,85 | 10,11 | 7,80 |

$Z = -0,64$ $y = 15,1 - 0,076x$

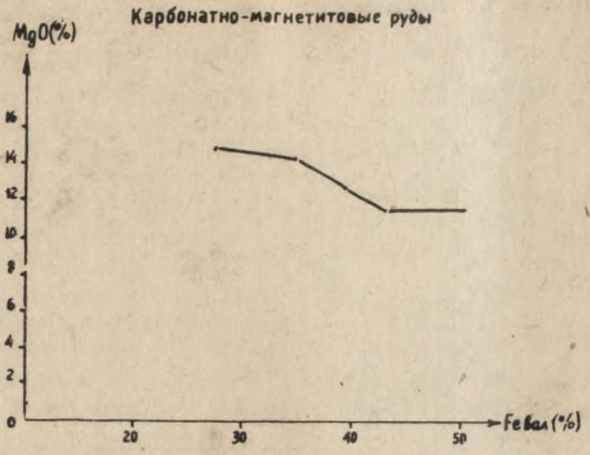
Рис. 68. График зависимости средних содержаний окиси магния от средних содержаний валового железа в рудах при группировке классов через 5%. Тейское месторождение




| n | 305 | 261 | 247 | 233 | 184 |
|---|---|---|---|---|---|
| Fe средн | 21,65 | 22,95 | 25,01 | 27,10 | 29,11 |
| MgO средн | 13,41 | 13,16 | 12,46 | 13,33 | 10,10 |

$Z = -0,6$ $y = (x1 - 0,27) + 19,2$

Рис. 69. График зависимости средних содержаний окиси магния от средних содержаний валового железа в рудах Тейского месторождения при группировке классов через 2%




| n | 44 | 112 | 8 | 1 |
|---|---|---|---|---|
| Fe средн. | 25,52 | 34,75 | 43,14 | 50,26 |
| MgO средн. | 14,97 | 14,30 | 11,71 | 11,62 |

$r = -0,8$ $y = -0,11 \cdot x + 17,9$

Рис. 70. График зависимости Fe—MgO в карбонатно-магнетитовых рудах Тейского месторождения

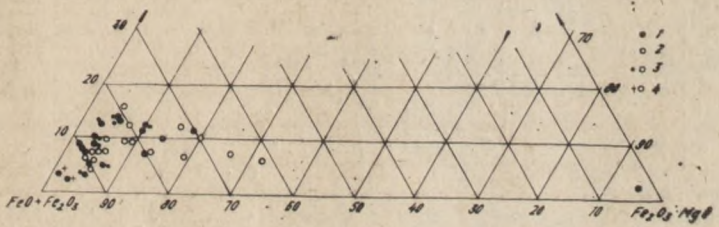
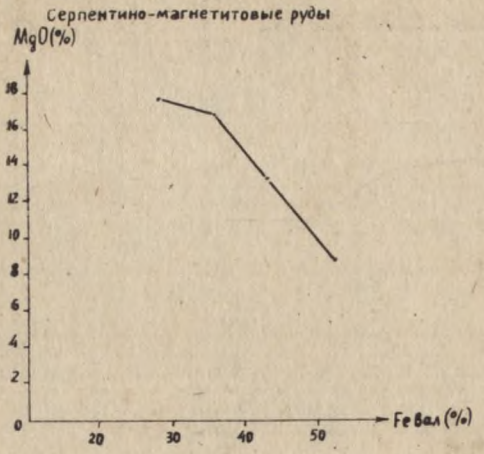



Рис. 71. Тройная диаграмма молекулярного состава магнетита Тейского месторождения (с использованием данных В. Н. Семенова и др., 1969):

*1* — магнетит магнетитовых руд; *2* — магнетит серпентин-магнетитовых руд; *3* — магнетит карбонатно-магнетитовых руд; *4* — магнетит второй генерации




| n | 268 | 415 | 197 | 18 |
|---|---|---|---|---|
| Fe средн | 25,62 | 35,97 | 43,38 | 51,96 |
| MgO средн | 17,56 | 16,75 | 13,38 | 8,92 |

$r = -0{,}87$ $y = -0{,}22 \cdot x + 23$

Рис. 72. График зависимости Fe—MgO в серпентино-магнетитовых рудах Тейского месторождения

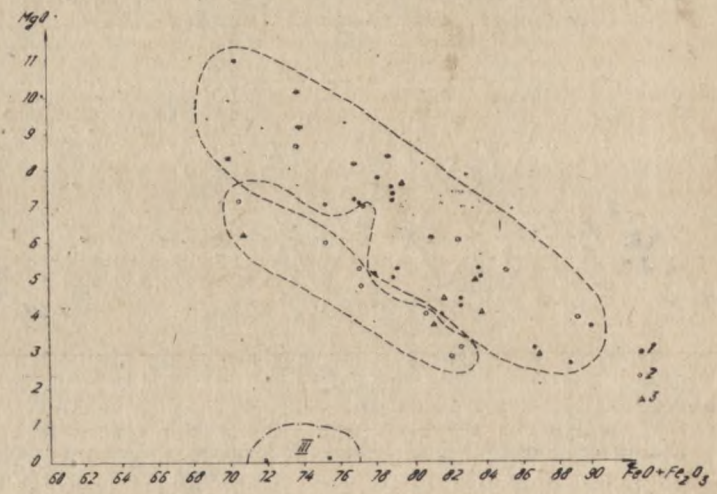



Рис. 73. График зависимости $MgO—(FeO+Fe_2O_3)'$ в магнетитах Гейского месторождения (с использованием данных В. Н. Семенова и др., 1969);

*1* — магнетит серпентин-магнетитовых руд; *2* — магнетит карбонатно-магнетитовых руд; *3* — магнетит магнетитовых руд

сам, применительно к основным типам руд месторождения (рис. 70, 71).

Статистические параметры распределения $Fe_{вал}$ и MgO в рудах отражены в табл. 35 и 37. График зависимости MgO от содержания железа ($Fe_2O_3+FeO$) в магнетите (рис. 72, 73) с учетом данных В. Н. Семенова и др. (1969), показывает существование четкой обратной зависимости. Содержание вредных (S, P, As и Pb) и полезных (Co, Ti, Mn, V и т. д.) примесей в рудах Te и отражены в табл. 28, 32, Одиночного — в табл. 29.

Для магнетитовых руд рассматриваемых месторождений в целом характерны элементы примеси (Mo, W, Sn, Be, B, F и др.), свойственные гранитоидным магмам. В свою очередь, типичные элементы основных магм (Ti, V, Co, Ni) здесь присутствуют в умеренном количестве (табл. 28). Наряду с этим руды многих месторождений имеют повышенные содержания Ge.

---

# Глава VI

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Последовательность формирования месторождений рассматриваемой субформации показана в табл. 4 и 31. В целом она сходна с таковой в месторождениях других железорудных субформаций. Основные различия намечаются на ранних этапах и стадиях их образования. В частности, это можно проследить на истории формирования Одиночного месторождения, образование которого было обусловлено сочетанием ряда факторов. Так, в период девонской вулканической деятельности существовавшие вблизи месторождения тектонические нарушения могли служить линейно вытянутыми эруптивными каналами. Они заполнялись магматическими массами, которые при своем подъеме с глубины захватывали обломки раздробленных пород. Источником обломков мрамора, вероятно, были самые древние свиты кембрийских толщ, которые залегают в пределах месторождения на значительной глубине. Окончательное формирование эруптивных брекчий происходило в близповерхностных условиях. Об этом свидетельствует структура альбитофиров и угловатая форма обломков, не успевших раствориться при достаточно быстром охлаждении магмы. Вероятно, амплитуда транспортировки обломков составляла 3—4 км [Виноградова Р. А. и др., 1966, 1968].

К более поздним разрывным нарушениям приурочены дайки сиенит-порфиров. Последние служили рудоподводящими каналами для постмагматических растворов и создали условия для их интенсивной циркуляции в зоне эруптивных брекчий. Последние, видимо, обладали повышенной проницаемостью и химической активностью. Это обусловило интенсивное реакционное взаимодействие карбонатных обломков и цементирующих их альбитофиров с минералообразующими растворами и в конце концов привело к почти полному метасоматическому преобразованию эруптивных брекчий в скарново-магнетитовые залежи.

Близкую картину можно наблюдать при рассмотрении формирования другого, типового для данной субформации, Тейского месторождения (см. табл. 4 и вышеохарактеризованные свойства субформации). В целом можно для них отметить, что на ранних стадиях образования их рудных полей активную роль играли процессы инфильтрационного магматического замещения при участии различных по составу расплавов, сквозьмагматических растворов и пород. Для всех месторождений на этих этапах формирования характерны локально выраженные явления гранитизации, сиенитизации и широкое развитие кремниево-щелочного метасоматоза, являющегося продуктом проявления переходной от магматической к постмагматической стадиям замещения. Часто в рудных полях в стадию магматического замещения образуются магнезиальные скарны (Тея).

Явления магматического замещения, раннепостмагматического кремниево-щелочного, известково-скарнового и других метасоматозов тесно сопряжены с внедрением интрузий граносиенитов, развиваясь чаще всего в их апикальных частях. Обычно формирование известковых скарнов следует после образовании фельдшпатолитов, альбититов и других щелочных метасоматитов. Главный рудный этап чаще всего следует за скарновым, характеризуясь гидротермальными условиями своего проявления. Совместно с магнетитом (см. табл. 4, 31) выделяются амфиболы (Одиночное и др.), эпидоты, серпентины, флогопиты и т. д. Особенно тесно связаны с магнетитовым оруденением процессы амфиболизации (Одиночное), серпентизации и флогопитизации (Тея). Отличительной особенностью послемагматического метасоматоза является высокий потенциал F (в амфиболе и серпентине Теи соответственно 1,52 и 1,58%, а в рудах — 0,59—0,79%) или хлора (особенно в амфиболах Одиночного местор.).

О высоких концентрациях в постмагматических растворах F говорит о развитии флюорита в пределах Тейского, Ирбинского и Краснокаменских месторождений. На поздних стадиях минерализации в данных рудных полях появляются весьма специфические минералы, такие как манганбабингтонит, кобальтин, золото, серебро, висмут и пр. Кроме этого, рудным, скарновым и сульфидным образованиям этих рудных полей характерны повышенные содержания Ge (см. табл. 38). При этом условия образования месторождений влияют на эти содержания [Вахрушев В. А., 1965, 1969; Семенов В. Н. и др., 1969 и т. д.]. Наиболее высокими содержаниями Ge отличаются существенно гематитовые (среднее содержание Ge — 12,4 г/т, встречаемость ≈97%) и магнетитовые (среднее содержание — 9,5 г/т Ge, встречаемость 95%) руды Абагасского месторождения. При этом отмечается закономерное увеличе-

ние Ge в рудах этого месторождения по направлению от III к VI рудному телу (рис. 74). Наряду с этим в пределах отдельных рудных тел наблюдается тенденция к увеличению этого элемента в гематитовых и магнетитовых рудах по их простиранию. Так, в пределах III рудного тела количество Ge растет с 1,2 г/т для западного фланга до 4 г/т — на восточном фланге. Намечается зависимость степени германиеносности

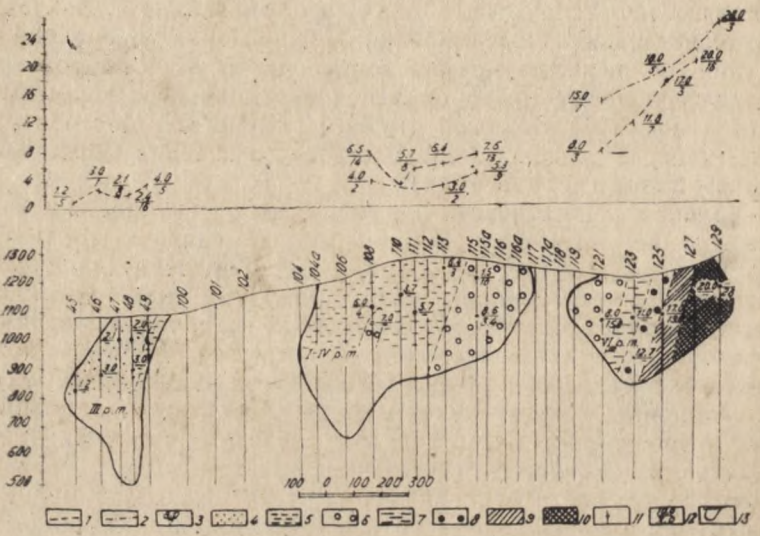


Рис. 74. Схема распределения германия (Ge г/т) в рудных телах Абагасского месторождения (Использованы данные В. Н. Семенова, 1968):

*1* — кривая содержаний Ge в магнетитовых рудах по разведочным линиям; *2* — кривая содержаний Ge в гематитовых рудах по разведочным линиям; *3* — содержание Ge в рудах (в числителе), количество проб (в знаменателе); *4—10* — участки рудных тел с содержанием Ge (*4* — от 1 до 3, *5* — от 4 до 6; *6* — от 7 до 9, *7* — от 10 до 12, *8* — от 13 до 15, *9* — от 16 до 18, *10* — больше 19); *11* — проекция точки пересечения рудного тела скважиной; *12* — содержание Ge в магнетитовых рудах (в числителе), в гематитовых рудах (в знаменателе); *13* — продольная проекция рудного тела на вертикальную плоскость

магнетита и гематита от положения рудных тел в пределах Абагасской рудной зоны. Так, магнетит III рудного тела (рис. 74) содержит в среднем 2,6 г/т Ge, I—IV рудного тела — 8,8 г/т, а V — 10,2 г/т. В целом на этом месторождении отмечается минералогическая и геохимическая зональность. Она проявляется в закономерной смене по простиранию рудной зоны высокотемпературных (скарновых) минералов низкотемпературными (гидросиликатами и др.), а также в сни-

жении в рудах содержаний $Al_2O_3$, MgO, $TiO_2$, CaO и увеличении $SiO_2$, FeO, $Fe_2O_3$, $P_2O_5$. В этом же направлении увеличивается содержание Ge в рудах. Хотя Ge накапливается в 15 минералах, однако заметное его накопление происходит только в магнетите (+ мушкетовите), гематите, ильваите, андрадите, которые в среднем содержат Ge в количествах, в 5—10 раз превышающих его кларк (см. табл. 38). Концентрация Ge среди нескольких минералов хорошо объясняет его нормальное распределение в рудах. Устанавливается положительная связь Ge с $SiO_2$, MnO, FeO и отрицательная — с MgO и S. Исчисленные коэффициенты корреляции для Ge и окислов элементов равны: Ge—FeO+0,915; Ge—MnO + +0,392; Ge—$Fe_{вал}$+0,460; Ge—MgO—0,525.

Таблица 38

**Распределение германия в магнетитовых рудах и метасоматитах месторождений, связанных с субщелочными интрузиями (с использованием данных В. Н. Семенова, 1968)**

| Месторождение. Типы руд и пород | Кол-во проб | Общая частота встречаемости, % | Частота встречаемости германия в содержаниях | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | более 10 кларков | 10—5 кларков | 5—1 кларк | менее 1 кларка |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Тейская группа | | | | | | |
| Абагасское: | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 200 | 97 | 7 | 44 | 36 | 10 |
| Магнетито-гематитовые руды | 55 | 98 | 9 | 65 | 24 | — |
| Скарны и метасоматиты | 66 | 66 | — | 3 | 35 | 22 |
| Тейское: | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 108 | 2 | — | — | 1 | 1 |
| Ельгентагское | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 29 | 2 | — | — | 1 | 1 |
| Ирбинская группа | | | | | | |
| Ирбинское: | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 20 | 25 | — | — | 5 | 20 |
| Магнетит | 6 | 66 | — | 16 | — | 50 |
| Гранато-пироксеновые, гранато-амфиболовые | 54 | 79 | 5 | 26 | 48 | — |
| Гранат | 60 | 73 | 5 | 16 | 52 | — |

Продолжение табл. 38

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Пироксен | 2 | 100 | — | — | 50 | 50 |
| Амфибол | 3 | 100 | — | — | 33 | 67 |
| Эпидот | 4 | 75 | 25 | — | — | 50 |
| Бурлукское: | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 1 | 100 | — | — | — | 100 |
| Гранат | 3 | 100 | 33 | 67 | — | — |
| Пироксен | 3 | 100 | — | 67 | 33 | — |
| Амфибол | 2 | 100 | — | 100 | — | — |
| Магнетит | 4 | 25 | — | — | — | 25 |
| Ирджинское: | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 69 | 29 | — | 1 | 10 | 18 |
| Магнетит | 7 | 57 | — | — | 14 | 43 |
| Скарны и метасоматиты, пироксено-амфиболового, амфиболо-хлоритового состава | 77 | 31 | — | — | 6 | 25 |
| Сульфидные руды (сфалерит, галенит, пирит, пирротин) | 10 | 100 | — | 10 | — | 70 |
| Сфалерит | 2 | 100 | 100 | — | — | — |
| Халькопирит | 3 | 33 | 33 | — | — | — |
| Устугская группа | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 60 | 86 | — | — | 1 | 85 |
| Магнетит | 32 | 6 | — | — | — | 6 |
| Гранато-пироксеновые скарны | 41 | 80 | 5 | 5 | — | 70 |
| Гранат | 8 | 100 | 100 | — | — | — |
| Эпидот | 2 | 100 | — | 100 | — | — |
| Краснокаменская группа | | | | | | |
| Магнетитовые руды | 270 | 40 | | — | 12 | 26 |
| Магнетит | 15 | 100 | | 6,6 | 93,4 | — |
| Гранато-пироксеновые скарны и метасоматиты | 117 | 48 | 1 | — | 28 | 19 |
| Гранат | 4 | 100 | 50 | 50 | — | — |

Примечание: кларк Ge по А. П. Виноградову (1962) — 0,00014%.

Установлено, что отчетливая связь $Ge—Fe_{вал}$ существует только в рудах V и VI рудных тел (r равны соответственно 0,985 и 0,875). Общая встречаемость Ge в рудах Тейского месторождения составляет около 16% [Семенов В. Н., 1967]. Наиболее высокие содержания Ge устанавливаются в гранатовых скарнах (до 7 г/т при общей встречаемости 39%).

Разнообразные метасоматиты с серпентином и флогопитом практически не содержат Ge (встречаемость около 3%). Среднее содержание в магнетите всего 0,7 г/т. Наиболее высокими количествами Ge обладает гранат — 4—5 г/т.

Различие условий формирования Абагасского и Тейского месторождений являются причинами разных концентраций Ge в постмагматических образованиях их рудных полей. Видимо, решающую роль здесь играл Mg (в Тейских рудах Mg≈ 13—14%, а в Абагасских — 3—6%). В пределах Тейского месторождения, вероятно, высокий кларк Mg обеспечивает преимущественный изоморфизм его с $Fe^{2+}$, препятствуя проникновению Ge в решетку магнетита и других минералов. С другой стороны, нужны дополнительные условия, которые бы обусловливали появление руд с повышенными количествами Ge. Такие условия наиболее полно создаются на Абагасском месторождении, которое относится к низкотемпературным образованиям и формируется на глубине 0,8—1,5 км.

Изучение газово-жидких включений в кальците (ассоциирующем с мушкетовитом) (температура гомогенизации 320—348°) подтверждают это. Данные многих исследований [Момджи Г. С. и др., 1963; Мори И. С., 1960] говорят о том, что Ge преимущественно концентрируется в низкотемпературных продуктах дифференциации флюидных систем. Это подтверждается повышенной германиеносностью руд Абагаса и ряда рудопроявлений (Мутик и т. д.), для которых характерны относительно низкотемпературные парагенезисы (табл. 10).

Высокой германиеносностью отличаются также низкотемпературный клейофан, халькопирит и хризаколла Ирджинского месторождения [Семенов В. Н., 1967, 1969]. Одним из главных факторов, определяющих закономерности распределения Ge в магнетитовых месторождениях, является изоморфизм его с главными рудо- и породообразующими элементами (особенно в магнетитах—$Ge^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$) [Момджи Г. С., Григорьев В. М., 1939, 1961, 1963, 1966; Гинзбург И. В., 1959; Гордон Дж., 1964 и др.]. Для Абагасского рудного поля изоморфизм $Ge^{2+}$ и $Fe^{2+}$ подтверждается повышенной германиеносностью магнетита по сравнению с мушкетовитом и гематитом, а также более тесной связью Ge с закисным Fe в рудах (все коэффициенты корреляции положительны и большинство значимо).

**Рудные и магматические формации контактово-метасоматических месторождений посторогенного этапа развития Алтае-Саянской области**

| Рудная формация контактово-метасоматических месторождений | Рудная субформация контактово-метасоматических месторождений | Минеральный подтип | Формационный тип скарнов | Магматические комплексы, формации | Вмещающие породы | Преобладающий тип околорудных изменений | Структурно-морфологические типы оруденения | Некоторые геохимические особенности руд. Ведущие и второстепенные элементы | Геотектонические условия образования месторождений (структурно-геологическая позиция) | Типовые месторождения и рудопроявления | Геологический возраст | Отношение оруденения к тектоно-магматическим циклам, эпохам, этапам и стадиям |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Железорудная | Пост - позднеорогенная железорудная субформация линейных вулканических зон (локальных троговых прогибов, мобильных швов и др.) | Водно-силикатный, смешанный скаполит-водно-силикатный, смешанный скарново-водно-силикатный, скаполитовый | Известково-скарновый | Габбро-альбититовая субформация габбро-сиенитовой формации (Анзасский и Хайлеолский комплексы) | Спиллито-диабазовая, кремнисто-сланцевая (Шаманская группа в Зап. Саяне), карбонатная толща с маломощными прослоями и линзами кремнисто-глинистых известняков и кварцитов (Хайлеол), туфогенно-граувакков. (Абакан) формации | Скаполитизация, амфиболизация, альбитизация, скарнирование, большое количество хлорсодержащих минералов (скаполит, дашкесанит, гастингсит, хлорсодержащие: актинолит, роговая обманка), хлор, фторсодержащий апатит | Линзообразные, жилообразные, пластообразные залежи, связанные с зонами дробления, трещиноватости, милонитизации, чаще всего среди метасоматически измененных габброидов | Повышенные содержания Ti, V, Co, Ni, Cr, Mg, Zn, Cu. Среди сульфидов появляются кобальтовые минералы. В рудах—обилие хлорсодержащих минералов | Каледонские внутригеосинклинальные троговые прогибы (Северо-Саянская зона), блокового строения, связанные с глубинными разломами (Шаманская группа). Области сочленения структур более молодого наложенного Минусинского прогиба с раннекаледонскими структурами зон завершенной складчатости, испытавших в девоне активизацию (Балыксинская группа). Абакан — в области геоантиклинального поднятия. Зоны субплатформ. (девонской) актив. каледонид. Обновл. и залож. в субплатф. услов. системы регион. разломов. | Месторождения Шаманской и Балаксинской групп. Абаканское месторождение | О—S Шаманская, $S_2$—$D_1$ Балыксинская группы, $Д_1$-Абакан | Оруденение Шаманской группы связано с син- или посторогенным этапом каледонского цикла. Месторождения Балыксинской группы и Абаканское с активизацией каледонских структур зон завершенной складчатости в девонское время |
| | Постскладчатая железорудная субформация (магнетитовых и магнетит - гематитовых, иногда мушкетовитовых и титаномагнетитовых руд в тувинских месторождениях) наложенных мобильных среднепалеозойских структур | Водно-силикатный, смешанный, скарново-водно-силикатный | Известково-скарновый | Габбро-сиенитовая (Торгалыкский комплекс). Посторогенные интрузивы трещинного типа | Карбонатные брекчии, известняки, известковистые песчаники, алевролиты, сланцы. Рудные скарны чаще образуются за счет избирательного замещения известковистых песчаников (Малокарбайская группа) | Амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, скарнирование, альбитизация, скаполитизация | Линзообразные тела чаще в эндоконтакте и реже экзоконтакте, приуроченные к зонам дробления и трещиноватости (Тува). Линзовидные тела, неправильные залежи, ассоциирующиеся с малыми интрузиями основного и более кислого состава в зоне разломов (Зап. Саян) | Повышенные содержания Ti, V, Mn, Mg, Ga, Ge, Al, Co, Mo, Pb, Zn, Cu, Bi | Центрально-Саянский синклинорий. В пределах Карбайско-Саянской синклинальной структуры, усложненной рядом мелких антиклинальных и синклинальных стр-р, развивается Карбайская рудная зона, связанная с системой разломов, рассекающих каледонские консолидированные складчатые структуры (отложения S и $Д_1$ и $Д_2$). Интрузии и оруденение в Туве приурочены к региональным разломам. Пограничная область Западно-Таннуольской и Центр.-Тувинской структурно-фациальных зон (Торгалыкский узел) в северной части межгорного прогиба. Область сопряжения межгорного прогиба с каледонск. сооруж. Саяно-Шапшальской зоны (Каргинский узел). | Месторождения Карбайского района в Зап. Саяне и оруденения Центральной и Зап. Тувы | $Д_3$—$C_1$ | Месторождения постскладчатые, связанные с герцинской активизацией каледонид (связаны с крупными линейными разломами древнего заложения, по которым происходило движен. блоков фундамента в процессе формиров. девонских прогибов) |
| | Посторогенная железорудная субформация зон глубинных разломов | Скарновый, иногда скарново-водно-силикатный | Магнезиально-известковый и известково-скарновый | Габбро-диорит-диабазовая (Чарышский габбро-диабазовый комплекс малых интрузий) | Вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего девона, где возрастает доля вулканических пород среднего и основного состава при сохранении повышенной щелочности. Эффузивно-осадочные отложения (S—Д) — Белорецкое месторождение | Скарнирование, альбитизация, иногда гидросиликатная минерализация | Неправильные линзы, штоки и другие формы (Инское), пластообразные тела по простиранию и падению, согласные с вмещающими карбонатно - алюмосиликатными породами. Рудные залежи столбообразной или неправильной гнездообразной формы (Белорецкое) | Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, Mg, Al, P, иногда B. В рудах Инского месторождения магнетит парагенетически ассоциирует с хлор-, фтор-содержащим гастингситом | Граница Чарышско-Терехтинского выступа с Инским синклинорием в пределах зоны глубинного разлома, разделяющего эти ст-ры (Инское), Чарышско-Терехтинская зона, где развиваются линейные глубинные разломы. Коргоно-Халзунская подзона | Инское, Белорецкое Горного Алтая. Оруденение р. Кумы левого притока р. Чарыша | $Д_3$—$C_1$ | Месторождения постскладчатые, связанные с герцинской активизацией каледонид |
| | Посторогенная железорудная субформация (в зонах глубинных разломов в пределах консолидированных салаирских и каледонских складчатых структур на границе с наложенными девонскими прогибами) | Скарновый, реже скарново-водно-силикатный | Магнезиально-известковый и известково-скарновый | Субвулканических гранитов и граносиенитов | Кремнисто-карбонатная ($PR_3$—$\in$), рифогенных известняков ($\in_1$) и трахилипаритовая ($Д_1$) формации | Скарнирование (магнезиальные и известковистые скарны), калишпатизация, нередко сопряженная с альбитизацией, амфиболизацией; серпентизация (Тея). Многие минералы обогащены F (хондродит, клиногумит, флогопит, флюорит и др.) | Линзовидная, нередко с кулисообразным расположением одних магнетитовых линз относительно других (Ирба). Пластообразные, линзообразные, столбообразные и гнездообразные залежи (Краснокаменская группа); рудная зона Тейского — представляет серию неправильных линзообразных тел разной величины | Умеренное содержание Ti, V, Co, Ni в рудах и магнетите. Умеренное содержание Co в пирите. В гранате, магнетите и др. повышенные содержания Ge. В рудах отмечаются: Zn, Mo, Cu, Sn, Sb, As, B, F. Некоторые минералы обогащены Mn (Одиночное, Рудный Каскад, Маргоз) | Наложенные блоковые прогибы неглубинного заложения, связанные с активизацией каледонид | Тейская, Ирбинская, Краснокаменская группы | $Д_1$ | Оруденение связано с этапом герцинской активизации послекаледонского тектоно-магматического цикла |
| | Посторогенная железорудная субформация девонских межгорных впадин | Водно-силикатный | | Габбро-диорит-диабазовая (тарбаганский комплекс дайковых диабазовых тел) | Известняки эйфельского возраста. Эйфельские (таштыпские известково-мергелистые породы с маломощными прослоями туфов) | Гидросиликатная минерализация, скарнирование | Рудные тела совпадают с контурами дайковых диабазовых тел. Магнетитовое оруденение и диопсид-хлоритовые скарны и другие метасоматиты образуют оторочку вокруг интрузивных тел | Ti, V, Mg, Co, Ni, Cr, Al | Наложенные межгорные впадины | Юг Минусинской котловины, Карагайское рудопроявление | $C_1$ | Оруденение, возникшее в результате герцинской активизации структур, сложенных средне-верхнедевонскими толщами |

Таким образом, распределение Ge среди месторождений характеризуемой субформации неравномерное (см. табл. 38). Оно зависит как от температурных условий образования, так и от геолого-геохимической обстановки формирования оруденения. Магнетиты месторождений, связанных с субвулканическими граносиенитами, беднее Ge, чем магнетиты известных в Сибири вулканогенно-осадочных руд, но в то же время явно обогащены этим элементом по сравнению с магнетитами рудных полей, ассоциирующихся с другими типами интрузий [Вахрушев В. А., 1964, 1965; Семенов В. Н., 1967—1969; Поляков Г. В., 1971]. Для большинства месторождений наблюдается четкое повышение содержаний Ge в рудах при увеличении в них силикатной составляющей в ряду магнетитовые руды — рудные скарны — скарны с вкрапленностью магнетита — безрудные скарны. Указанная тенденция в поведении Ge обусловлена четким проявлением в метасоматическом процессе его литофильных свойств. Большое значение для концентрации Ge в рудах имеет скорость и контрастность изменения химического состава растворов. В процессе формирования месторождения Ge на различных этапах присутствует то в четырех-, то в двухвалентной форме. Это обусловлено широкими колебаниями Eh и pH среды, концентрацией S и кислорода.

Скарново-магнетитовые тела ряда месторождений прорываются поздними инъекционными жилами сиенитов, свидетельствующими о еще продолжающихся на больших глубинах процессах магматического замещения и гранит-сиенитового магмообразования. Видимо, источником рудного вещества в месторождениях рассматриваемой субформации служили глубинные источники. Вероятно, какая-то часть Fe была заимствована из вмещающих пород («местные» источники). Способы и механизм мобилизации Fe возможны по многим вариантам. При этом сам процесс образования сиенитоподобных расплавов, протекающий в весьма сложной обстановке реакционного взаимодействия различных по составу магм и пород, может сопровождаться отделением богатых Fe растворов [Поляков Г. В., 1971]. Причем «сбрасывание» Fe и вынос его за пределы магматической системы (в приконтактовые скарновые зоны) сопровождается кристаллизацией в гипабиссальных условиях остаточных кислых расплавов (обогащенных летучими), в результате которой образуются крайне бедные железом эвтектоидные гранофиры [Шипулин Ф. К., 1968]. В связи с этим обращает на себя внимание почти постоянная сопряженность скарново-магнетитовых месторождений данной субформации с гранофировыми интрузиями [Поляков Г. В., 1971], представляющими собой ко-

нечные производные рассмотренных процессов. Вероятно, такое «сбрасывание» Fe из богатых летучими остаточных сиенитовидных расплавов может иметь место в приповерхностных условиях, в которых формировались субвулканические граносиениты.

# Заключение

Алтае-Саянская складчатая область относится к числу интереснейших рудных провинций мира. Она рассматривается как участок земной коры, испытавший развитие магматизма и эндогенного оруденения байкальского, салаиро-каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. На протяжении этой сложной истории были сформированы многочисленные месторождения самых различных полезных ископаемых. Некоторые из них возникли в результате структурной перестройки каледонских и байкальских складчатых сооружений, являющихся областями завершенной складчатости и связанных с ней процессов активизации магматизма и эндогенного оруденения. Анализ последовательности образования контактово-метасоматических месторождений (табл. 39) железа и других металлов в истории развития Алтае-Саян показывает, что многие из них сформировались в процессе активизации более древних структур, как правило, находящихся на стыке с различными по мобильности геотектоническими регионами. Примером является область сочленения структур более молодого наложенного Минусинского прогиба с раннекаледонскими складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау или Восточного Саяна. Здесь в консолидированных байкальских и каледонских блоках процессами тектонической и магматической активизации охватываются различные породы (слагающие разнообразные структуры), прилегающие к зонам глубинных разломов (Балыксинскому, Кандатскому и др.).

Максимум железообразующей деятельности в этих районах приходится на период наиболее крупной тектонической перестройки в силуро-девоне. С этим периодом глубоких перестроек в данных регионах Алтае-Саян связана общая вспышка мощной эффузивной деятельности и интрузивного магматизма, в значительной степени представленного малыми интрузиями

гранитоидного состава. Массивы данных гранитов обнаруживают четкую связь с вулканизмом, залегая в полях развития девонских вулканических пород, являясь типично субвулканическими образованиями. Подобные гранитоидные тела хорошо коррелируются по составу с кислыми членами вмещающих вулканогенных толщ, появляясь лишь в связи с теми из них, которые содержат в большом количестве кислые эффузивы (кварцевые трахитовые порфиры, ортофиры, базокварцевые порфиры и др.).

В этом случае девонские вулканогенные толщи приобретают трахилипарит-андезитовый состав с переменной и подчиненной ролью основных эффузивов. Структурно-геологические и петрографические особенности данных вулканогенных пород и их взаимоотношения с интрузивными телами формации субщелочных гранитов и граносиенитов позволяют объединить их в единый магматический комплекс нижнего девона (Тейский, Ирбинский [Поляков Г. В., 1960, 1971]).

Формирование подобных вулкано-магматических комплексов начиналось в начале $Д_1$ и проходило в своеобразной обстановке в эпоху сводово-глыбовых движений и образования структур Минусинской впадины. Образование пород комплекса связано с девонской активизацией тектонических и магматических процессов в пределах каледонид (реже байкалид). Процесс активизации сопровождался образованием многочисленных трещинных зон в пределах областей развития глубинного разлома, по которым изливались на поверхность субщелочные и отчасти основные лавы, давшие начало нижнедевонским вулканогенным накоплениям. Внутри этих же тектонических зон, но несколько позже, когда уже образовалась плотная эффузивная покрышка, препятствующая выходу магмы на поверхность, формировались мелкие резко гипабиссальные трещинные тела субщелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, аналогичных по составу субщелочным эффузивам вулканогенной серии. После подновления этих же тектонических зон происходило проникновение по ним растворов, что привело к формированию скарново-магнетитовых тел.

Для рудных полей характеризуемой субформации обычны явления гранитизации, сиенитизации и магматического замещения, тесно сопряженные с внедрением субщелочных интрузий, развивающиеся в надапикальных зонах этих тел. Во многих месторождениях наряду с известковистыми развиваются магнезиальные скарны. Широким распространением пользуется предрудный и предскарновый калиево-кремниевый метасоматоз (Тея, Ирба и др.).

Структуры рассматриваемых месторождений определяются комбинированным сочетанием и взаимодействием различных

по масштабу, механизму и возрасту структурных элементов — пликативных, довулканических разломов и трещинных зон дорудных палеовулканических структур центрального типа и послерудной трещинной тектоникой. В ряде случаев рудные поля приурочены к глубинным разломам с роем кальдерных вулкано-плутонических рудоносных структур линейно-блокового типа, с контактово-метасоматическим оруденением, распространяющимся на большую глубину, с возможным переходом на более глубоких горизонтах в трубчато-кольцевые образования или линейно-трещинные формы.

Месторождения, выделенные в данную собформацию, весьма специфичны. Они отчетливо образуют обособленную группу железорудных контактово-метасоматических месторождений (Тейское, Абагасское, Ельгень-Тагское, Одиночное, Березовское, Ирджинское, Ирбинское и т. д.), характеризующихся только им присущими свойствами. К числу их относятся: 1) своеобразное структурно-формационное положение месторождений в крупных региональных структурах; 2) связь со специфичным магматизмом; 3) исключительно сложное геологическое строение рудных зон; 4) развитие весьма характерных типов околорудных измененных пород; 5) индивидуальность структур рудных полей и морфологии оруденения; 6) минералогические и геохимические особенности руд и различных измененных пород; 7) конкретное временное положение в развитии структур земной коры Алтае-Саянской области и др. Практическое значение этих месторождений велико, так как многие из них характеризуются большими размерами и находятся в стадии эксплуатации.

Данные, полученные при изучении месторождений характеризуемой субформации, позволяют отметить, что перспективными на оруденение являются вулканические структуры центрального типа, локализованные в зонах глубинных разломов, в участках развития комплексов андезит-трахиандезито-трахилипаритового и базальто-андезито-дацитового состава. Такие структуры известны в Тейско-Тузухсинской зоне. Они отмечаются не только в пределах Тейского месторождения, но и в районах ключа Магнитного, гор Сох-Чах и Абагас II. Пространственно к ним тяготеют магнитные аномалии ясной и, вероятно, рудной природы.

# Литература


Андреев О. В. и др. Новые данные о железорудных месторождениях южных районов Красноярского края. — Труды СНИИГГИМСа, вып. 165, Новосибирск, 1973, с. 86—89.

Александров А. И. Минералогические исследования Ирбинского железорудного месторождения. — Изв. Томск. индустриальн. ин-та, вып. 6, Томск, 1938, с. 47.

Баженов И. К. и Кюз А. К. О новом железорудном месторождении в верховье р. Тея в Кузнецком Алатау. — Вестник ЗСГРТ, 1931, № 3, с. 46—55.

Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Железорудные месторождения и рудопроявления в южной части Красноярского края. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—66.

Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Западного Саяна. — М.: Недра, 1966, с. 175.

Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—$H_2O$. — В кн.: Полевые шпаты. М.: ИЛ, 1952, с. 57—85.

Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. — В кн.: Материалы экспериментальной и генетической минералогии. СО АН СССР, Новосибирск, 1963, т. 1, с. 31—41.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений. — М.: Наука, 1965, 291 с.

Виноградова Р. А., Кононов О. В. О роли эруптивных брекчий в локализации магнетитового оруденения в месторождении Одиночное (Восточный Саян). — Геология рудных месторождений, 1966, № 4, с. 84—89.

Грузинский Г. К. Тейское железорудное месторождение (окончательный отчет по работам 1941—1948 гг.). — Рукопись ОФ Красноярского управл., 1949, 244 с.

Григорьев В. М., Зеленов К. К. Об источнике германия в железных рудах. — Геохимия, 1965, № 5, с. 582—585.

Дербиков И. В. Тейско-Тузухсинский железорудный район Кузнецкого Алатау. — Материалы по геологии Зап. Сиб. края, 1935, вып. 26, с. 3—111.

Долгушин С. С. и др. Эксплозивные брекчии Тейско-Абагасского рудного поля и связь с ними оруденения. В сб.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 66—79.

Донских В. В. Методы геологической съемки жерловых и субвулканических образований. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований. — Л.: Недра, 1971, с. 116—136.

Дымкин А. М. и др. О магномагнетитах в рудах Тейского месторождения. — Геология и геофизика, 1964, № 9, с. 126—129.

Дымкин А. М. и др. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Вост. Саян.) — Новосибирск: Наука, 1975, 188 с.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарноворудных месторождений. — В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 507—521.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. т. 1, кн. 1, М.: Изд-во АН СССР, 1958, 331 с.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2, М.: Изд-во АН СССР, 1959, 602 с.

Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий и брекчиевидных руд некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. В кн.: Труды I Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963, с. 189—194.

Иванкин П. Ф. О морфологии и зональности Тейской рудно-магматической системы. — Труды СНИИГГИМСа, вып. 104. Новосибирск, 1965, с. 14—25.

Иванкин П. Ф. О закрытых экспозициях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1965, № 10, с. 21—27.

Индукаев Ю. В. Магматические и рудные формации и закономерности образования контактово-метасоматических месторождений областей завершенной складчатости, наложенных вулканических поясов и зон их автономной активизации Алтае-Саянской области. — Труды Томск. гос. ун-та, сер. геол. Томск, 1976, т. 257, с. 3—14.

Индукаев Ю. В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области, ч. I. Месторождения железорудной формации. — Томск.: Изд-во Томск. ун-та, 1980, 390 с.

Индукаев Ю. В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области, ч. II. Месторожденияя медь-вольфрам-молибденовых, полиметаллических и мышьяково-кобальтовых формаций. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980, 294 с.

Капинос А. В. Железорудные месторождения Красноярского края.— В кн.: Геологические исследования в Красноярском крае и Тувинской АССР. Кызыл, 1968, с. 66—80.

Киселева И. А., Матвеев А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений (Вост. Саян). — Геология рудных месторождений, 1967, № 6, с. 76—80.

Кляровский В. М., Белоус Н. Х Ирджинская группа железорудных месторождений. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 486—494.

Комаров П. В. Магнезиальные скарны Тейского месторождения. — Геол. рудных месторождений, 1961, № 2, с. 119—124.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. — Труды первого Всесоюзного петрографического совещания. М.: Изд-во АН СССР, 1965, с. 220—234.

Корель В. Г. К петрологии контактовых железорудных месторождений Тейской группы. — Изв. Сиб. отд. АН СССР. Геол. и геофизика, 1958, № 1, с. 30—42.

Корель В. Г. К вопросу образования некоторых скарновых железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Труды СНИИГГИМСа, вып. 39. Новосибирск, 1966, с. 49—65.

Корель В. Г. К петрологии и металлогении Артемовско-Краснокаменского рудного района (Восточные Саяны). — В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966, с. 73—86.

Котляр В. Н. О концентрической зональности оруденения рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва. — Труды Пражской конференции по проблеме рудообразования, т. 1. Прага, 1963, с. 333—337.

Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений. — Вестник МГУ, 1960, № 6, с. 40—45.

Крутов Г. А. и др. Хлорсодержащие минералы и некоторые вопросы генезиса метасоматических месторождений магнетита Мульга-Бурлукской и Краснокаменской групп в Восточном Саяне. — Вестник МГУ, сер. геол., 1970, № 6, с. 31—42.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М.: Наука, 1967, с. 275—304.

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

Кузнецов Ю. А. и др. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли, т. 1. М.: Наука, 1972, с. 54—58.

Курцерайте Ш. Д., Андреев О. В. Каледонские структурно-формационные зоны восточной части Алтае-Саянской складчатой области (в пределах Красноярского края). — Труды СНИИГГИМСа, вып. 115. Красноярск, 1968, с. 5—14.

Лебедев И. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау. — Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 5—55.

Меняйлов А. А. Тейское железорудное месторождение. — Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 3. М.: Изд-во АН СССР. 1935, с. 52—100.

Масянинов А. А. Главное тело Тейского железорудного месторождения. — Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, 1935, вып. 26, с. 113—144.

Миловский А. В. и др. Элементы-примеси в породах и рудах магнетитового месторождения Одиночное в Восточном Саяне. — Геология и геофизика, 1966, № 1, с. 128—135.

Момджи Г. С., Григорьев В. М. Германий в железных рудах. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 92—103.

Момджи Г. С. и др. Прогнозная оценка запасов железных руд. — Советская геология, 1963, № 12, с. 32—41.

Момджи Г. С. и др. Условия накопления и закономерности распределения германия в железных рудах. — Минеральное сырье, 1963, № 7. М.: Госгеолтехиздат, с. 28—33.

Пан Ф. Я. Краснокаменская группа железорудных месторождений. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 466—476.

Перфильева Н. В. Интрузивный магматизм Ирбинского железорудного района. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с. 212—213.

Павлов А. Л. Некоторые особенности формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля. — Геология и геофизика, 1964, № 6, с. 83—96.

Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. — Новосибирск: Наука, 1976, 300 с.

Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения. — Изв. Томского политехн. ин-та, сер. геол., т. 90, Томск, 1958, с. 43—55.

Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН СССР, 1960, с. 266—294.

Поляков Г. В. О генетических связях железооруденения с интрузиями. — Геология и геофизика, 1962, № 6, с. 3—14.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири. — Геология рудных месторождений, 1967, № 1, с. 3—18.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. — М.: Наука, 1971, 312 с.

Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании пород эффузивного облика и особенностях некоторых рудоносных магматических комплексов Западной Сибири. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 85—91.

Поспелов Г. Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке. — Изв. Вост. филиалов АН СССР, 1957, № 1, с. 21—29.

Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования: Автореф. дис. на соиск. учен. степени геол. наук. Новосибирск, 1963, 63 с.

Поспелов Г. Л., Павлов А. Л. О переходных явлениях от магматического к гидротермальному замещению (на примере Ирбинского и Тейского железорудных полей Алтае-Саян). — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 47—65.

Семенов В. Н. Германий как возможный индикатор генетических особенностей железорудных месторождений. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962, с. 181—185.

Семенов В. Н. К сидерофильности германия. — В кн.: Геология, геохимия и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 86—92.

Семенов В. Н. и др. Закономерности распределения железа и окиси магния в рудных телах Тейского месторождения. Фонды КГУ, Красноярск, 1969, 169 с.

Семенов В. Н. Структура и перспективы Тейского магнетитового месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области, ч. 2. Новосибирск, 1974, с. 25—35.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 2. Красноярск, 1962, с. 65—96.

Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 160—178.

Шипулин Ф. К. К особенности кристаллизации силикатных расплавов и скарнообразование. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения (Международный геологический конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7). М.: Наука, 1968, с. 14—21.

Штилле Г. Избранные труды. — М.: Мир, 1964, с. 15—887.

Яковлев П. Д. Структурные типы месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам. — Советская геология, 1967, № 7, с. 12—26.

Яковлев Ю. Н. Геологическое строение, минеральный состав и генезис Куржункульского железорудного месторождения.— Записки Ленинградского горного ин-та, 1962, вып. 2, т. 10, с. 38—64.

13. Заказ 4017.

## СПИСОК

**сокращений, употребляемых в тексте, таблицах и на рисунках**

Пи (Пир) — пироксен
Ди — диопсид
Гр — гранаты
Мик (МК) — микроклин
Би — биотит
Фл — флогопит
Эп — эпидот
Клн (Кц) — клиноцоизит
Олг — олигоклаз
Аб (Ал) — альбит
Бит — битовнит
Ск — скаполит
Сер — серицит
Акт (Ак) — актинолит
Трем — тремолит
Рог — роговая обманка
Пг — паргасит
Гас — гастингсит
Амф — амфибол
Хон — хондродит
Кал (Ка) — кальцит
Мгт (Мг) — магнетит
Клг — клиногумит
Кум — куммингтонит
Хл — хлорит
Шп — шпинель
Мо — монтичеллит
Фо — форстерит
Дол — доломит
Вол (Вл) — волластонит
Кв — кварцит
Ис — истонит

# Оглавление

Введение . . . . . 3

Глава I. Структурно-формационное положение месторождений в крупных региональных структурах и их связь с магматизмом . . . . . 14

Глава II. Специфика геологического строения рудных полей . . . . . 35

Глава III. Главные типы метаморфических и метасоматических пород рудных полей . . . . . 45

Глава IV. Геологические условия залегания и морфология рудных тел (структуры рудных полей) . . 121

Глава V. Геохимические свойства руд и скарновых образований . . . . . 167

Глава VI. О некоторых особенностях формирования месторождений . . . . . 178

Заключение . . . . . 186

Литература . . . . . 189

Список сокращений, употребляемых в тексте, таблицах и на рисунках . . . . . 194

**Юрий Васильевич ИНДУКАЕВ**

# ПОСТОРОГЕННАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ СУБФОРМАЦИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Редактор **Н. С. Поддубная**
Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**
Корректор **Г. Г. Иванова**

ИБ 1205. Сдано в набор 1.07.82 г. Подписано к печати 5.05.83 г. К303067.
Формат 60×90¹/₁₆, бумага типографская № 3. Гарнитура Литературная.
Высокая печать. П. л 12,25+5 вкл.; уч.-изд. л. 13,87.
Заказ 4017. Тираж 300. Цена 2 р.

Издательство ТГУ. 634010. Томск, пр. Ленина, 36.
Типография изд-ва «Красное знамя». Томск, ул. Советская, 47.

## ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

| Стр. | Строка | Напечатано | Следует читать |
|---|---|---|---|
| 21 | 5 снизу | № 138 | № 139 |
| 21 | 3, 4, 5 снизу | № 138 — граносиенит<br>№ 147 — граносиенит<br>№—341 граносиенит | № 139 — граносиенит<br>№ 147 — граносиенит<br>№ 341 — граносиенит |
| 131 | 15 сверху | $PR_3$ — $_1$, | $PR_3$ — $\in_1$, |
| 179 | 14 снизу | F говорит о развитии флюорита в пределах Тейского, Ирбин — | F говорит развитие флюорита в пределах Тейского, Ирбин — |