Уральский геологический жкрнал, 2002, № 6 (30), с.33-90
УДК 552.321.5/6 (471.55)

© Д.чл. УАГН Э.М.Спиридонов, П.А.Плетнев, Е.В.Перелыгина

РОДИНГИТЫ ЗОЛОТОЙ ГОРЫ - КАРАБАШСКОГО МАССИВА (УРАЛ)

(Московский университет, кафедра минералогии)

Наиболее известное на Земле месторождение медистого золота Золотая Гора контролируется дайкообразными телами родингитов среди серпентинитов в центре относительно крупного Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Урале.

Исследованием месторождения занимались А.В.Николаев, Е.А.Кузнецов, Г.В. Смирнов, М.П.Ложечкин, А.А.Иванов, А.П. Переляев, С.С.Боришанская, Т.Н. Шадлун, Н.И.Бородаевский, В.И. Смирнов, П.В.Покровский, А.Д. Ракчеев, Р.О.Берзон, В.Н. Сазонов, В.В.Мурзин, авторы и другие геологи. Первые исследователи описали золотоносные хлорит-диопсид-гранатовые породы как скарны, связанные со "слепыми" интрузивами гранитоидов [Николаев, 1908; Кузнецов, 1928-1939]. В дальнейшем было установлено, что хлорит-диопсид-гранатовые породы Золотой Горы - это не скарны, а хлограпиты (ныне устаревший русский эквивалент термина родингиты). А.А.Иванов отнес Золотую Гору к гидротермальным месторождениям диопсид-гранатовой формации [Иванов, 1948]. Н.И.Бородаевский и А.П.Переляев считали, что оруденение возникло в процессе превращения даек габбро-диоритового состава, секущих перидотиты, в хлорит-диопсид-гранатовые породы [Бородаевский, 1948]. Р.О.Берзон описал родингиты Золотой Горы как апоперидотитовые метасоматиты, и выделил золото-родингитовую формацию, полагая, что оруденение тесно связано с процессами образования родингитов [Берзон, Фадеичева, 1974; Берзон, Бородаевский, 1984; Берзон, Левитан, 1985]. В.Н. Сазонов отнес все образования Золотой Горы к производным офиолитовой формации герцинид, к океанской стадии развития Уральской складчатой области [Сазонов и др., 1993].

Материал по Золотой Горе собирался нами с 1957 г. Основной обьем данных получен в 1995-2000 г.г. при картировании Золотой Горы в масштабе 1:25000, отдельных ее участков в масштабе 1:1000 - 1:100, с отбором множества образцов.

Авторы признательны Российскому фонду фундаментальных исследований за поддержку; А.Д. Ракчееву, предоставившему

шлифов по району Золотой Горы; Е.В.Гусевой, Н.Н.Кононковой и Н.Н.Коротаевой (МГУ), которые выполнили микрозондовые анализы минералов; В.И. Устинову (ГЕОХИ РАН), который определил изотопный состав кислорода и углерода; Ф.М.Спиридонову (МГУ), в лаборатории которого проведены рентгенометрические исследования; М.С. Рапопорту (Уралгеолком) и Г.Г. Кораблеву (ИМ УрО РАН), предоставившим отдельные геологические материалы.

Обзор родингитов и родингитоподобных пород

Термин родингиты предложен П.Маршалом [Marshall et al., 1911] для известково-силикатных пород, сложенных агрегатами клинопироксена, пренита и гроссуляра, которые развиты среди серпентинитов у реки Родинг в Новой Зеландии. В нашей литературе такого типа породы именовались гранатитами или хлограпитами [Падалка, 1932, 1937; Соболев, 1952 а, б]. Родингиты развиты практически во всех базит-гипербазитовых массивах складчатых областей Земли, поскольку те всегда в той или иной степени серпентинизированы [Hess, 1933].

Большая часть родингитов обогащены Ca, Al, Fe, Ti, P, V, Cu, Sc, Ga, т.е. элементами базитов. Родингиты слагают гранаты, хлориты, клинопироксены, везувиан, менее клиноцоизит-эпидот, цоизит, тремолит-актинолит, серпентиновые минералы, брусит, пренит, волластонит, пектолит, ксонотлит и иные гидросиликаты Ca, а также титанит, апатит, амезит, пумпеллиит, кальцит, магнетит, ильменит, перовскит, диаспор, альбит, микроклин, гидротальки́т, манассеит, корренсит, вермикулит, апофиллит, кварц, тахаранит, самородная медь, халькогениды Cu-Fe-Ni-Co (пирит, халькопирит, кубанит, борнит, халькозин, пирротин, хизлевудит, миллерит, пентландит, кобальтпентландит, годлевскит, маухерит, никелин, брейтгауптит), кассит, ортит, кальциртит; для родингитов типичны парагенезы гранат+хлорит, везувиан+хлорит, клинопироксен +хлорит, редкие в известковых скарнах; характерный родингитовый минерал - самородная медь, которая практически неизвестна в скарнах [Marshall et al., 1911; Падалка, 1932, 1937; Koark, 1950; Соболев, 1952; Tilley, 1957; Frankel, 1959; Соколова, 1960; Bilgrami, Howie, 1960; Seki, 1962; Muller, 1962; Кузнецова, 1963; Ramdohr, 1967; Paraskevopoulos, 1969; Москалева и др., 1971; Пинус и др., 1973; O'Brien, Rogers, 1973; Frost, 1975; Honnorez, Kirst, 1975; Alberti et al., 1976; Юркова, 1977; Coombs et al., 1977; Варлаков, 1978, 1987; Caperdi et al., 1978; Gramaccioli, 1978; Жариков и др., 1979; Anhaeusser, 1979; Deutsch, 1979; Gnehm, 1979;

Wenner 1979; Adib, Pamic, 1980; Laurent, 1980; Belogne, 1980; Wares, Martin, 1980; Агафо-

нов, Пинус, 1981; Колесник, 1981; Lan, Liou, 1981; Секерин, 1982; Onuki et al., 1982; Barriga, Fyfe, 1983; Kato, Niida, 1983; Rice, 1983; Алиев и др., 1984; Basso et al., 1984; Bøe, 1985; Muraoka, 1985; Варлаков, Поляков, 1986; Dietrich et al., 1986; Grice, Wight, 1986; Головко, 1987; Захарова, 1987; Burkhard, 1987; Schandl et al., 1989; Ойдуп, Кужучет, 1989; Chamberlain, 1989; Смолькин, Абзалов, 1990; Schandl, O'Hanley, 1990; Горелова, Леснов, 1991; Плюснина и др., 1991; Rössli et al., 1991; Rossman, 1991; Zabinski, 1991; Лихойдов, Плюснина, 1992; Mittwede, Schandl,1992; O'Hanley et al., 1992; Belogne et al., 1994; Mogessie, Rammlmair, 1994; Dubinska, 1995; Спиридонов и др., 1996-2002; Höchleitner, Vogt, 1998; Гекимянц, Спиридонов, 1998 и др.]. Развитие в родингитах гроссуляра и везувиана, а не химически сходных пренита, клиноцоизита или пумпеллиита типичных для стандартных метабазитов, обусловлено низкой aCO_2 (log f CO_2 менее -1 при 250-300^0 C), низкой $aSiO_2$ и высокой aMg и aCa при образовании родингитов [Thompson, 1971; Helgeson et al., 1978; Wenner, 1979; Laurent, 1980; Rice, 1983; Schandl, O'Hanley, 1990; Rössli et al., 1991; O′Hanley et al., 1992; Лихойдов, Плюснина, 1992; Compagnoni et al., 1998]. В отличие от родингитов известковые скарны формируются главным образом при T > 500^0 C из концентрированных хлоридных ($CaCl_2$ и/или NaCl ± KCl) флюидов [Крутов, 1959; Krutov et al., 1971; Зарайский, 1989].

Гранаты в родингитах представлены сериями гроссуляр - андрадит; гроссуляр (гидрогроссуляр) - уваровит (гидроуваровит); гроссуляр - Ti гроссуляр; андрадит (гидроандрадит) - Ti андрадит (гидроандрадит). В отличие от скарновых гранаты родингитов нередко обогащены хромом (до 25% Cr_2O_3), титаном (до 18% TiO_2), ванадием (до 5% V_2O_3), изредка марганцем (до 3% Mn_2O_3). ВысокоTi гидроандрадит - один из характернейших минералов родингитов [Onuki et al., 1982; Ishimoto et al., 1983; Belogne et al., 1994]. В отличие от скарновых гранаты в родингитах обычно содержат заметное количество $[(OH)_4]$, замещающего $[SiO_4]$, это гидрогранаты [Белянкин, Петров, 1941; Tilley, 1957; Seki, 1962; Peters, 1965; Баба-Заде и др., 1975; Варлаков, 1978; Onuki et al., 1982; Rouse, 1986; Basso et al., 1984; Rossman, 1991; Zabinski, 1991; Henn, 1996; Спиридонов и др., 1996, 1997 б, 2000; Höchleitner et al., 1998; Спиридонов, Плетнев, 2002]. Целесообразно применять название гидрогранат при содержании группы $[(OH)_4]$ > 0.1 ф.е. В родингитах нередки гранаты серии гроссуляр - гибшит $Ca_3Al_2[SiO_4]_{2-1}[(OH)_4]_{1-2}$ - катоит $Ca_3Al_2[SiO_4]_{1-0}[(OH)_4]_{2-3}$ [Passaglia, Rinaldi, 1983]. Большая часть поделочных жадов - это агрегаты гидрограната. Знаменитый южноафриканский жад - родингиты существенно гидрогроссулярового до гибшитового состава (метаанортозиты Бушвелда). В отличие от скарновых гранаты родингитов нередко прозрач-

ные и полупрозрачные, ювелирного качества [Frankel, 1959; Gnehm, 1979; Gramaccioli, 1979; Grice, Williams, 1979; Grice, Rouse, 1986; Чернавцев, 1988; Zabinski, 1991; Belogne et al., 1994; Henn, 1996; Спиридонов, 2000]. Обычно они анизотропные, истинная их симметрия тетрагональная, ромбическая, моноклинная и даже триклинная. Онтогенические наблюдения показали, что анизотропия этих гранатов ростовая. Гидро гранаты образуются ниже 500^0 C, наиболее благоприятны температуры менее 300^0 C; их развитию способствует пониженная $aSiO_2$ и высокое P_{H2O}. Возможные причины появления прозрачных кристаллов граната в родингитах: 1) это кристаллы свободного роста в пустотах выщелачивания; 2) они выросли при T ~300^0 C, в поле устойчивости низкосимметричных модификаций граната, 3) длительность процессов метаморфизма.

Клинопироксены родингитов - высокоCa, низкоAl и низкоTi диопсид, салит, геденбергит. В отличие от скарнов ранние клинопироксены родингитов железистые, вплоть до геденбергита и манганге-денбергита; поздние - маложелезистые, это светлоокрашенный диопсид, не столь редко в прозрачных белых, лавандовых, палевых и зеленых кристаллах ювелирного качества [Chamberlain, 1989].

Везувианы родингитов в отличие от скарновых часто борсодержащие (вилюит), более низкосимметричные, обогащены Cr, Ti, Cu, Mn, прозрачные, нередко ювелирного качества [Grice, Williams, 1979; Gramaccioli, 1979; Алиев и др., 1981; White et al., 1983; Fitzgerald et al., 1986; Grice, Wight, 1986; Chamberlain, 1989; Belogne et al., 1994; Armbruster, Gnos, 2000; Боровикова и др., 2002], для них характерно замещение $[SiO_4]$ на $[(OH)_4]$ [Henmi et al., 1994]. Известный калифорнийский жад - родингиты везувианового состава.

Хлориты - широко распространенные минералы родингитов, но не скарнов. Поскольку процессы низкоградного метаморфизма идут при повышенной f O_2, это обычно магнезиальные хлориты, часто клинохлор. Родингиты умеренного давления содержат низкоCr и умеренноCr хлориты зеленого цвета (Cr^{3+} в октаэдрической позиции). Родингиты повышенного давления содержат также высокоCr хлориты красного цвета (Cr^{3+} и в октаэдрической, и в тетраэдрической позициях). Для родингитов повышенных давлений характерен амезит - высокоAl минерал группы бертьеринов (7Å хлоритов).

В отличие от скарнов, для поздних ассоциаций которых характерен эпидот, родингиты нередко содержат цоизит, иногда полупро-

зрачный поделочного качества. Таков сиреневый и розовый цоизитовый жад ряда месторождений Центрального Казахстана.

Родингиты слагают в ряде массивов гипербазитов до 5-7%, изредка до 13% их обьема. Морфологические типы родингитов:

1. В большинстве случаев (практически повсеместно) родингиты образуют дайкообразные тела мощностью от первых см до первых метров и длиной до сотен метров, с апофизами, рукавами, раздувами и т.п.; морфология этих тел неотличима от морфологии даек габброидов и иных базитов или диоритоидов среди гипербазитов. Даже среди маломощных дайкообразных тел родингитов нередки реликты или целые участки мало измененных габброидов или диоритоидов: наблюдения на Киембаевском и Джетыгаринском месторождениях хризотил-асбеста [Кузнецова, 1963]; наблюдения в гигантских карьерах Баженовского месторождения хризотил-асбеста [Спиридонов и др., 1996].

2. Нередко родингитовые минеральные агрегаты слагают оторочки шириной до первых метров вдоль контактов крупных даек и иной морфологии тел габброидов (метагабброидов) среди серпентинизированных перидотитов (в Баженовском массиве...) [Соколова, 1967 и др.].

3. Во многих случаях родингиты слагают тела овальной формы , будины.

4. Широко распространены шлиры и гнезда родингитовых минералов (гранат, гидрогранат, везувиан, хлориты, клинопироксены, клиноцоизит и др.) размером от мм до десятков см среди серпентинизированных перидотитов (например, скопления везувиана на периферии залежей хризотил-асбеста в Баженовском массиве) или же последние содержат тонкую вкрапленность родингитовых минералов (гидрогроссуляр, клиноцоизит... в серпентиновой массе металерцолитов [Спиридонов и др., 1997 б], высокоTi гидроандрадит... в хлорит-серпентиновой массе метаверлитов Нуралинского массива [Пушкарев и др., 1991].

Большинство исследователей согласны с тем, что образование родингитов сопряжено с процессами серпентинизации окружающих гипербазитов. При этом возможны два варианта, которые в разной пропорции реализуются в каждом серпентинизированном базит-гипербазитовом массиве.

А. В процессе низкоградного метаморфизма гипербазитов при замещении оливина и пироксенов серпентином высвободившиеся Ca, Al, Ti, Fe...при малом масштабе миграции формируют рассеянную вкрапленность родингитовых минералов в серпентиновой массе; при большем масштабе миграции - шлиры и гнезда родингитов, т.е. морфологический тип 4.

Б. В процессе низкоградного метаморфизма базитов (среди гипербазитов) из-за низкой $aSiO_2$ и высокой aMg и aCa формируются клинопироксен-гранатовые или -везувиановые парагенезы (вместо стандартных для метабазитов - пренит-пумпеллиит-клиноцоизит-

эпидотовых). В зависимости от интенсивности этих процессов и от мощности тел базитов возникают родингиты морфологических типов 1 или 2. Родингиты, контактирующие с серпентинитами, обычно богаче хлоритом и везувианом, а родингиты центральных частей тел обычно богаче гранатом. Натрий при этом обычно мигрирует, выносится за пределы серпентинизированных базит-гипербазитовых тел, формируя альбититы, спилозиты и иные богатые натрием породы.

Многие геологи рассматривают родингиты как метасоматиты. Но для тел метасоматитов характерна правильная метасоматическая зональность, которая в изученных телах родингитов Нуралинского, Баженовского и Карабашского массивов, как правило, отсутствует; это апогабброидные метаморфиты, синхронные серпентинитам, равновесные с ними [Спиридонов и др., 1996, 1998, 2000].

Серпентинизация, как и иные процессы низкоградного метаморфизма [Файф и др., 1981], никогда не захватывает гипербазиты целиком и, по этой причине, может происходить неоднократно [Штейнберг, Чащухин, 1977; Зырянов, 1979; Варлаков, 1986]. Каждая вспышка процесса серпентинизации порождает новые порции родингитовой минерализации [Кузнецова, 1963; Muraoka, 1985; Grice, Wight, 1986; O'Hanley et al., 1992 и др.] и/или преобразует сформированные ранее.

При интенсивном проявлении серпентинитовой тектоники родингиты 1, 2 и 4 морфологических типов будинируются, создается 3 морфологический тип родингитов.

Судя по минеральным ассоциациям, составу минералов, оценкам T и P по флюидным включениям и по распределению изотопов в сосуществующих минералах [O'Hanley et al., 1992; Compagnoni et al., 1998 и др.], родингиты формируются в основном при 300 ± 50^0 C в условиях пренит-пумпеллиитовой и пумпеллиит-актинолитовой фаций, реже в условиях фаций голубых или зеленых сланцев.

При низкоградном метаморфизме блоков пород, включающих магнезиальные скарны или магнезиально-силикатные роговики (их состав отвечает гипербазитам) и контактирующие базиты, возникают родингитоподобные породы. Таковы хлорит-клинопироксен-гранатовые образования с кальцитом, везувианом и титанитом среди скарнов Ахматовской копи, кальцит-перовскит-клинохлоровые образования среди скарнов Зеленцовской, Перовскитовой и иных минеральных

копей ЮЗ Урала [Спиридонов и др., 1998 б; Гекимянц, Спиридонов, 1998]; изотопный возраст скарнов - протолитов 1.5 млрд. лет, родингитовой минерализации 0.5 млрд. лет (по перовскиту). Таковы и тонко-мелкозернистые хлорит-серпентин-гидрогранатовые породы с крупными кристаллами гроссуляра и вилюита среди скарнов трапповой

формации Сибирской плат формы на ее юго-востоке в бассейне Вилюя - у реки Ахтаранда и на ее северо-западе - у горы Отдельная близ города Талнах [Спиридонов и др., 2000; Плетнев и др., 2001].

Вокруг метаморфизованных серноколчеданных залежей и пачек пиритоносных сланцев в окружающих породах развиты ореолы привноса серы в виде вкрапленности пирита, или халькопирита, или борнита, или пирротина. В пределах этих ореолов в парагенезе с сульфидами развиты малоFe хлорит, тремолит (вместо стандартного актинолита), клиноцоизит (вместо эпидота), магнезиоаксинит (вместо стандартного ферроаксинита), дравит и оленит (вместо шерла). Метагипербазиты - серпентиниты постоянно содержат те или иные минералы Ni, метабазиты - метагаббро, родингиты... постоянно содержат минералы Cu. В тех случаях, когда мощности тел метагипербазитов или метабазитов малы (n10 - n100 м), серпентиниты и родингиты содержат сульфиды Ni (Fe-Ni) и сульфиды Cu (Cu-Fe). Таковы серпентиниты западной полосы Карабашского рудного поля и многочисленных мелких линз; таковы серпентиниты краевых частей мощного Карабашского массива; таковы родингиты в гипербазитах западной полосы и в мелких линзах серпентинитов (на южном и северном берегах заводского пруда г. Карабаш и в иных местах); таковы метабазальты колчеданоносной полосы; таковы метагаббро колчеданной полосы и в краевых частях Карабашского массива. В тех случаях, когда мощности тел гипербазитов > 1-2 км, серпентиниты в них содержат аваруит, а родингиты самородную медь. Таковы серпентиниты и родингиты центральной части Нуралинского [Спиридонов, Барсукова, 1999], Карабашского [Спиридонов, Плетнев, 2002], иных гипербазитовых массивов [Eckstrand, 1975 и др.]. Медь - характерный минерал родингитов Урала [Юшкин и др., 1986] и других регионов. Медь - характерный минерал метабазальтов трапповых формаций, иногда ее содержание достигает промышленных кондиций [Lindgren, 1933; Wilson, Dyl, 1992].

Геологическое строение района Золотой Горы

Месторождение Золотая Гора размещено в северной части герцинского Магнитогорского мегасинклинория (мегазоны Главного зеленокаменного прогиба Урала), где его структуры пережаты и ширина всего 5-8 км [Ракчеев, 1977; Нечеухин и др., 1986]. Западнее расположен Уралтауский антиклинорий - структура типа срединного массива (мегазона - краевое поднятие), сложенный метаморфическими толщами AR, PR_1, R_2. Уралтаускую и Магнитогорскую структуры разделяет Главный Уральский глубинный разлом. Восточнее Магнитогорского зеленокаменного пояса расположен Восточно-Уральский антиклино-

рий типа срединного массива (мегазона - внутреннее поднятие), сложенный метаморфическими толщами PR-V. Эти структуры разделяет Сугомакско-Кацбахский глубинный разлом.

В районе Карабаша выделены три комплекса магматических пород: O_{2-3} серовско-маукский и таловский, D_{2-3} агордяшский [Магматические ..., 1982]. Серовско-маукский - комплекс альпинотипных хромитоносных гипербазитов, среди которых наиболее распространены гарцбургиты, менее дуниты и лерцолиты (Богородский, Карабашский и иные массивы). Таловский - это, вероятно, комплекс послеофиолитовых габброидов, пироксенитов и перидотитов; его O_{2-3} возраст требует уточнения, более вероятен S или D_1. Агордяшский комплекс включает тела габброидов и пироксенитов и более молодых плагиогранитоидов, которые интрудировали отложения D_1 и D_2 и перидотиты серовско-маукского и габброиды таловского комплексов; по нашему мнению, это интрузивная серия из пироксенит-габбрового (1 агордяшский) и плагиогранитоидного (2 агордяшский) комплексов. НизкоTi оливиновые габброиды и габбро-пироксениты Карабашского рудного поля сопряжены с офиолитовыми гипербазитами. Большая часть габброидов послеофиолитовые: это долготные дайки Ti габброидов и габбро-долеритов в Карабашском гарцбургитовом массиве и более молодые малые интрузивы и дайки кварцевых габбро, которые также внедрились в гипербазиты Карабашского массива и сопровождаются дайками трондьемитов и трондьемит-порфиров. Ti габброиды и габбро-долериты вероятно принадлежат 1 агордяшскому, а кварцевые габбро, габбро-диориты и трондьемиты - 2 агордяшскому комплексу D_{2-3}.

Магнитогорский зеленокаменный пояс на широте Карабаша образован серией протяженных линзо- и лентообразных круто залегающих тектонических блоков - тел гипербазитов, сложно дислоцированных островодужных вулканитов D с колчеданными залежами, сложно дислоцированных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев (неред ко углеродистых), яшмоидов и иных кремнистых пород, известняков, мраморов, габброидов. Каждый из крупных тектонических блоков колчеданоносной полосы Карабашского рудного поля образован ансамблем сложных складок из ряда вулканических свит девона,

что впервые показал А.Д.Ракчеев [Ракчеев, 1977]. В пределах этих блоков залегание шарниров мелких складок крутое до вертикального. Ширина таких блоков n-n100 м, реже до 2 км; длина от n100 м до 10 км и более.

Тектонизированные и серпентинизированные альпинотипные гипербазиты (преимущественно гарцбургиты) слагают серию полос ССВ простирания; наиболее крупные из них - западная, которая включает Богородский массив с крупными подиформными и штокообраз-

ными телами хромититов и цепочку массивов к западу от Карабашского медеплавильного завода, и центральная, включающая Карабашский массив. В телах гипербазитов проявлены бесконечные серпентиновые зеркала и полосы скольжения, макро- и микрозоны дробления, которые фиксируются полосками раскрошенных зерен хромшпинелидов... Ширина выходов гипербазитов западной полосы не превышает 0.3-0.4 км, центральной полосы - до 1-2 км. Серии маломощных полос и линз серпентинитов размещены восточнее Карабашского массива (их число не менее 8) и западнее его (их число не менее 5). На отдельных участках вдоль восточного контакта Карабашского массива тектонические линзы и полосы серпентинитов и кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых пород... чередуются через несколько метров; внутри линз серпентинизированных гарцбургитов присутствуют "прослойки" глинистых и иных сланцев, а также порфиритоидов...

Докаменноугольные образования Магнитогорского зеленокаменного пояса подвержены низкоградному региональному метаморфизму погружения (нагружения), который захватил слоистые толщи, гипербазитовые, габброидные и гранитоидные массивы, колчеданные месторождения, породил основную массу серпентинитов и сопряженных родингитов [Логинов, 1969; Зотов и др., 1969; Нечеухин, Гуревич, 1973; Плюснина, 1983; Спиридонов и др., 1997 а, б, 1998 а]. Фации метаморфизма определены по диаграммам в [Philpotts, 1990]. Южнее Карабашского района метаморфизм проходил в условиях пренит-пумпеллиитовой фации умеренного давления. Здесь метагипербазиты представлены в основном лизардитовыми серпентинитами, жильные образования в метабазитах содержат ферроаксинит. В южной части Карабашского рудного поля породы метаморфизованы в условиях переходных от пренит-пумпеллиитовой к пумпеллиит- актинолитовой фации, здесь жильные образования среди метабазитов содержат парагенез ферроаксинит + турмалин [Юшкин и др., 1986]. В центральной части Карабашского рудного поля породы метаморфизованы в условиях пумпеллиит-актинолитовой фации и переходных от нее к зеленосланцевой фации, метагипербазиты представлены в основном магнетит-антигоритовыми серпентинитами, жильные образования среди метабазитов содержат турмалин. В северной части территории породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [Ракчеев, 1956]. Параметры метаморфизма оценены с помощью эпидот-пумпеллиитового геотермобарометра Arai [Arai, 1983; Tiriumi, Teruya, 1988] для метабазальтов: на юге рудного поля - T 360-390° C, P 4 кб; в районе Золотой Горы - T 380-420° C, P 4-5 кб.

Все отмеченные выше образования пересечены и контактово метаморфизованы мелкими гипабиссальными интрузивами кварцевых

диоритов инверсионной гранодиоритовой формации C_1 [Бородаевский, 1948; Берзон, Бородаевский, 1984; наши наблюдения]. Эта гранодиоритовая формация широко проявлена в герцинидах Урала [Ферштатер и др., 1994], с ней связаны железорудные скарны, K пропилиты и медно-порфировые руды, Na пропилиты, метасоматиты и шеелитовые руды гумбеитовой формации, метасоматиты и золотые руды березит-лиственитовой формации.

Геологическое строение Золотой Горы

Месторождение размещено в центре Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, вмещающего несколько поколений более молодых интрузивных тел и даек и разнотипные метаморфические и метасоматические образования. К востоку от массива гипербазитов широко развиты сланцы аспидной формации S (?), к западу - колчеданоносные вулканиты D.

Альпинотипные гипербазиты

Карабашский массив сложен серпентинизированными средне-крупнозернистыми гарцбургитами с массивными текстурами. У подножия г. Карабаш в нижней обнаженной части массива наблюдаются участки дунитов. В верхней части массива на его севере полосой в пределах опущенного тектонического клина развиты средне-крупнозернистые лерцолиты. Перидотиты рассечены жилами оливиновых и безоливиновых низкоTi пироксенитов и габбро-пироксенитов; мощность этих жил до 8-10 м, простирание близкое к долготному, падение крутое.

Дуниты состоят из оливина и акцессорных хромшпинелидов, ромбо- и клино пироксенов. Первичный хромшпинелид - алюмомагнезиохромит, бедный Fe^{3+}, Ti и Mn [Спиридонов, Плетнев, 2001]. Первичные силикаты полностью замещены серпентиновыми минералами, хромшпинелиды замещены частично.

Гарцбургиты сложены оливином и энстатитом, относительно равномерно распределенном в матрице оливина. Количество энстатита обычно 20-30% об., хромшпинелидов 1-2%. Судя по размерам баститовых псевдоморфоз по энстатиту, гарцбургиты преимущественно средне-крупнозернистые. Породы содержат в среднем (г/т): Ni - 2050, Co - 130, V - 32, Cu - 75, Zn - 88. Состав первичных хромшпинелидов гарцбургитов Карабаша типичен для альпинотиных гипербазитов [Oxide..., 1991] - это низкожелезистая хромшпинель, которая бедна Fe^{3+}, Ti, V, Mn; ведущий тип изоморфизма Cr - Al. Первичные силика-

ты полностью замещены минералами группы серпентина.

Лерцолиты состоят из оливина и относительно крупных ксеноморфных выделений энстатита (с массой тончайших ламеллей распада клинопироксена) и эндиопсида и/ или субкальциевого авгита (состоит из примерно равных количеств пластинок распада авгита и ромбопироксена), а также хромшпинелида. В отдельных участках лерцолиты содержат срастания зерен ромбо- и клинопироксена с поперечником до 12 мм. Оливин и энстатит полностью серпентинизированы, клинопироксен обычно замещен актинолитом и тремолитом, а частью сохранился от замещения.

Клинопироксениты оливиновые и безоливиновые (до габбропироксенитов) сложены средне-, мелко- или крупнозернистыми агрегатами маложелезистого авгита и небольшими количествами оливина, Ca плагиоклаза, Cr эндиопсида, хромшпинелида. Породы бедны Ti, Na, K, низкожелезистые и обогащены Cr, содержат в среднем (г/т): Ni - 795, Co - 60, V - 11, Cu - 530, Zn - 315. Обращают внимание значительные концентрации цинка и меди. Это существенно, поскольку данные породы в ряде случаев явились протолитами для родингитов. Хромшпинелиды отличаются от перидотитовых несколько повышенными до 1% содержаниями TiO_2. Первичные минералы замещены агрегатами тремолита, хлорита, серпентина.

Послеофиолитовые титанистые габброиды

В центральной и западной частях Карабашского массива гипербазиты рассечены субмеридиональными дайками габброидов, габбро-долеритов и близких пород. Длина долготной свиты даек около 3.5 км. Длина даек габброидов от 5-10 до 600 м, мощность от дециметров до 3-6 м, чаще 1-2 м. В восточной части массива дайки круто 65-80° падают на восток, в западной части - на запад (рис. 1). Контакты даек габброидов четкие, ломаные, резаные, имеют типично интрузивные очертания, от основного тела даек нередко отходят апофизы мощностью 0,0n-0,n м с прямолинейными ломаными контактами. Это свидетельство того, что дайки габброидов внедрились не в серпентиниты, а в неметаморфизованные или слабо метаморфизованные гипербазиты. В этих дайках нередки ксенолиты гипербазитов, иногда богатых хромшпинелидами.

Состав пород даек варьирует от габбро (габбро-долеритов) до меланогаббро и клинопироксенитов. Эти габброиды отличаются от офиолитовых повышенными содержаниями Ti, Al, Ca, пониженными Mg и Cr; средний состав пород, мас. % (в скобках вариации состава, n=6): SiO_2 42.44 (35.94-44.40); TiO_2 1.04 (0.90-1.68); Cr_2O_3 0.12 (0.02-

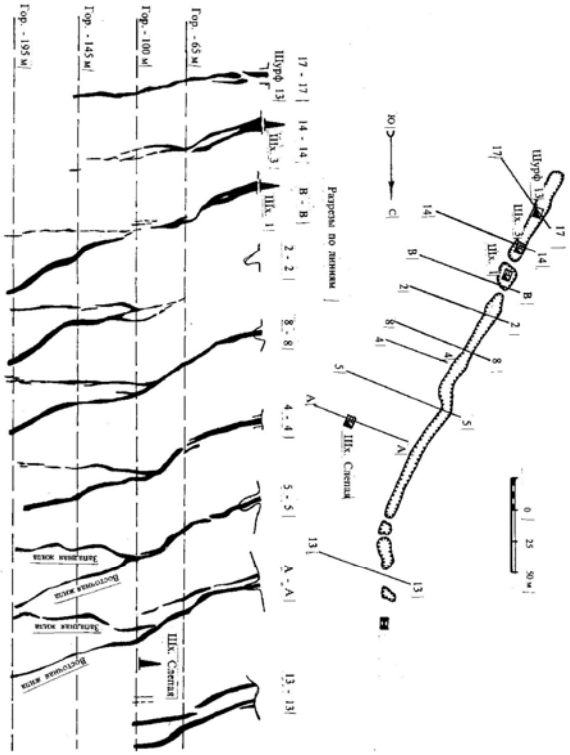

Рис. 1. Разрезы вкрест рудных тел Золотой Горы (данные ГРО рудника). Залитые контуры отвечают контурам даек габброидов, превращенных в родингиты.

0.25); Al_2O_3 13.86 (3.80-18.20); $Fe_2O_{3\Sigma}$ 9.66 (2.95-25.71); MnO 0.14 (0.11-0.17); MgO 14.25 (8.17-28.00); CaO 13.20 (4.16-25.46); Na_2O 0.09 (0.04-0.26); K_2O 0.04 (0.02-0.05); H_2O^+ 5.50 (2.75-9.49); CO_2 0.86 (0.05-2.08); S 0.01 (0-0.03); сумма 100.77 , по данным в работе [Берзон, Фадеичева, 1974]. Первичные минералы полностью замещены агрегатами хлорита, клинопироксена, граната, везувиана, титанита, апатита, т.е. породы даек превращены в родингиты.

Малые интрузивы и дайки кварцевых габброидов и трондьемитов

В СЗ части Карабашского гипербазитового массива размещены более молодые малые интрузивы и дайки роговообманковых кварцевых габбро-диоритов. Наиболее крупное тело габброидов находится на западном склоне высоты 588.5 м, его размеры 200x100 м, простирание СЗ; восточный контакт интрузивный - габброиды с оторочкой мелкозернистых пород эндоконтакта срезают гипербазиты и габбро-долериты (диабазы). Кварцевые габбро-диориты слагают редкие крупные до 15 мм кристаллы буро-зеленой роговой обманки, обильные 3-8 мм кристаллы Na плагиоклаза, редкие 5-7 мм кристаллы кварца и цементирующая мелко-среднезернистая масса из Na плагиоклаза, кварца, роговой обманки, титаномагнетита, апатита. Местами кварцевые габбро-диориты интенсивно тектонизированы, раздавлены почти в такой же степени, что и окружающие серпентиниты; ориентировка трещин кливажа долготная - ССВ, падение 80-90^0. Близкого типа, но более мелкозернитые породы слагают протяженные дайки мощностью 2-5 м, следующие примерно параллельно контакту гипербазитового массива в его СЗ части. В интрузиве кварцевых габбро-диоритов и около него в серпентинитах находятся мелкие дайкообразные тела порфировидных роговообманковых трондьемитов мощностью >3 м. Породы слагают крупные неравномерно распределенные вкрапленники буровато-зеленой роговой обманки размером до 35x10x10 мм, редкие вкрапленники кварца размером до 15x15x15 мм, обильные небольшие вкрапленники Na плагиоклаза и мелкозернистая до тонкомелкозернистой масса из Na плагиоклаза, кварца, роговой обманки, титаномагнетита, апатита, циркона. Первичные минералы, исключая кварц и часть роговой обманки, замещены агрегатами альбита, клиноцоизита, хлорита; породы содержат серию жил кварц-эпидот-хлоритового состава. Под микроскопом данные породы напоминают метавулканиты D Соймоновской долины. Очевидно, эти гранитоиды метаморфизованы совместно с более древними вулканитами, гипербазитами и габброидами.

Метаморфические образования регионального распространения

Образования ранней стадии

В центре Карабашского массива в немагнитных лизардитовых серпентинитах местами сохранились брусит и аваруит Ni_3Fe – продук-

ты ранней серпентинизации в восстановительных условиях [Штейнберг, Чащухин, 1977]. Повышенные количества аваруита приурочены к участкам, обогащенным хромшпинелидами; механизм перераспределения никеля при низкоградном метаморфизме гипербазитов рассмотрен в [Спиридонов, Барсукова, 1999]. В дальнейшем аваруит являлся матрицей для образования сульфидов, арсенидов и иных минералов никеля.

При образовании ранних серпентинитов сформировались темноокрашенные тонко-, мелко- и среднезернистые родингиты, большая часть которых представляет продукты метаморфизма послеофиолитовых Ti габбро, габбро-долеритов и габбро-клинопироксенитов (рис. 2); меньшая часть - продукты метаморфизма офиолитовых низкоTi оливиновых клинопироксенитов. Ранние темноокрашенные родингиты обогащены хлоритом и везувианом, нередко и апатитом. Состав родингитов в центре их тел и у контактов с серпентинитами близок.

Рис. 2. Контакт дайки габброидов и гарцбургитов. Габброиды превращены в однородные везувиан-гранат-хлоритовые родингиты, гарцбургиты - в однородные лизардитовые серпентиниты. Южное рудное тело Золотой Горы. Ширина поля зрения 7 см.

На примере Нуралинского, Сарановского и близких к ним гипербазитовых массивов, где развиты метагипербазиты только пренит-пумпеллиитовой фации, показано [Спиридонов и др., 1996, 1997 б, 1998 а], что более поздние магнетит-аваруит-лизардитовые серпентиниты и метахромититы нередко содержат метаморфогенные хромшпинелиды, бедные Mg и Al и обогащенные Cr, а также богатые Zn и Mn, когда совместно с гипербазитами метаморфизуются значительные массы базитов (источник Zn и Mn). Подобные хромшпинелиды доста-

точно широко распространены и в апоперидотитовых серпентинитах Карабашского массив (рис. 3).

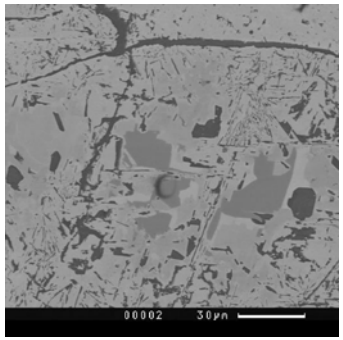

Рис. 3. Сложный минеральный агрегат, заместивший первичный алюмомагнезиохромит в апогарцбургитовых серпентинитах Золотой Горы. Серое - реликты алюмомагнезиохромита, светло-серое -хроммагнетит, бело-серое - Zn-Mn хроммагнетит, черное - шпинель, черные прожилки- Cr амезит и Cr клинохлор. Снимок в отраженных электронах.

Во время образования магнетит-лизардитовых серпентинитов ранние родингиты местами были существенно перекристаллизованы: в них возникли участки, сложенные гранатом, или клинопироксеном, или хлоритом, а также участки, богатые апатитом. Размер участков гранатового состава от n мм до n дм, их структура от тонко- до средне зернистой, цвет от розовато-коричневатого до буровато-красного. В отдельных местах вдоль контактов родингитов и серпентинитов развиты оторочки тонко-мелкозернистых хлоритолитов шириной от n мм до n10 см, изредка до 1.5-3 м. Хлоритолиты с массой реликтовых хромшпинелидов возникли при замещении серпентинитов.

Образования поздней стадии

В большей части Карабашского массива лизардит в серпентинитах частично или целиком вытеснен более высокотемпературным антигоритом, что обусловлено дальнейшим погружением всей структуры и переходом от пренит-пумпеллиитовой фации к пумпеллиит-актинолитовой. Антигоритовые серпентиниты богаты мельчайшими выделениями магнетита, по существу это магнетит-антигоритовые породы. В таких серпентинитах первичные хромшпинелиды гипербазитов не устойчивы. Широко проявлено замещение более ранних хромшпинелидов продуктами их гипогенного окисления - феррихромитом, хроммагнетитом и далее Cr магнетитом.

С антигоритовыми серпентинитами связаны поздние светлоокрашенные родингиты. Поздние родингиты обычно более зернистые, постоянно содержат вкрапления, гнезда и прожилки магнетита, гнезда диопсида (диопсид в них сцементирован гранатом и кальцитом), гнезда светлоокрашенного крупночешуйчатого хлорита (размер отдельных его кристаллов до 3-5 см). Структуры и текстуры поздних родингитов разнообразны, как и количественные соотношения клинопироксена, граната и хлорита и содержания магнетита, кальцита, апатита, ильменита, вермикулита, самородной меди и халькогенидов меди. Состав поздних родингитов существенно гранат-диопсидовый, везувиана и хлорита в них мало. Хлорит большей частью образует неправильной формы и различной мощности (до первых метров) хлоритолитовые оторочки вокруг поздних родингитов. Частью это результат метаморфической дифференциации. Часть хлоритолитов с высокими содержаниями Cr-Ni-Co и низкими Sc-Zn-Cu-Ga заместили серпентиниты. Хлоритолитовые оторочки развиты далеко не везде. Часто непосредственно с серпентинитами контактируют существенно гранатовые родингиты (рис. 4).

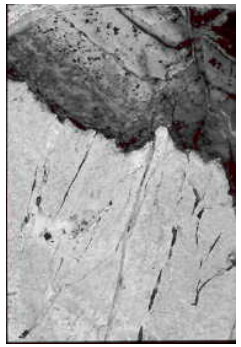

Рис. 4. Контакт апогабброидных родингитов и апогарцбургитовых серпентинитов. Поздние светлоокрашенные родингиты существенно гранатового состава с прожил-

ками коричневатого гидроандрадита. Поздние антигоритовые серпентиниты богаты магнетитом. Западное рудное тело Золотой Горы. Ширина поля зрения 13 см.

Метаморфизм погружения - флюидодоминирующий [Файф и др., 1981], поэтому в метаморфитах развита сеть жил и прожилков, минеральный состав которых близок к составу окружающих метаморфитов (жилы альпийского типа). В серпентинитах это жилы желтого и зеленого офита, в родингитах - жилы граната, клинопироксена, хлорита, магнетита, титанита и кальцита, в метагаббро и метабазальтах - жилы эпидота, хлорита, альбита, пренита, кварца, магнетита, в метадацитах - жилы кварца, альбита, эпидота, хлорита, мусковита, пумпеллиита, в аспидных сланцах - жилы кварца с тем или иным количеством фенгита и/или пирита, в метаморфизованных яшмоидах - жилы кварца с гематитом и магнетитом, в метаморфизованных колчеданных рудах - жилы кварца, хлорита, альбита, ангидрита с сульфидами и турмалином... [Заварицкий, 1943; Шадлун, 1950; Ракчеев, 1956, 1977; Нечеухин, Гуревич, 1973; наши наблюдения].

Метаморфические образования локального распространения

Серпентиниты, хлоритолиты и родингиты нередко деформированы, смяты, раздроблены, перекристаллизованы. В краевых частях Карабашского массива и пятнами по всей его площади развиты магнетит-антигоритовые серпентиниты с метакристаллами магнезита, они обычно содержат и микропрожилки хризотила. Повсеместно среди серпентинитов пятнами, полосами, участками, нередко вдоль трещинных зон развиты черные и черно-зеленые сильно магнитные тонко- и мелкозернистые антигоритовые серпентиниты. Магнетит в них находится в виде вкрапленности неправильных зерен и октаэдрических кристаллов размером от микрон до 2-3 см, количество его до 10-15% об., обычно 3-5%. Магнитные серпентиниты содержат гнезда и жилы средне- и крупнозернистого антигорита с переменными количествами магнетита; реже прожилки и гнезда магнетита с хлоритом, разноориентированные прожилки антигорит-хлоритового, диопсид-хлоритового, карбонат-серпентинового, хлорит-гранатового состава. Перекристаллизованные хлоритолиты содержат прожилки зернистого хлорита, хлорита с магнетитом, хлорита с антигоритом, хлорита с магнетитом и карбонатом. Разнозернистые агрегаты клинопироксена, граната, с вкраплениями и гнездами магнетита развиты в телах родингитов в виде жил, прожилков, гнезд, пятен; размер этих поздних образований от первых см до многих метров. Для перекристаллизованных родингитов с такситовыми, кокардовыми, брекчиевидными текстурами типично наличие гнезд до n см и прожилков белого диопсида с зернами высокоTi изотропного гидроандрадита густого смоляно-бурого до черного цвета (макроскопически), магнетита и кальцита.

В родингитах нередко проявлена "серпентинитовая тектоника"- их минеральные агрегаты местами неоднократно сдавлены и кливажированы с образованием тел эллипсоидальной формы с поперечником от 5-15 см до 0.5-1 м. Давленные, смятые минеральные агрегаты родингитов сцементированы разнозернистыми агрегатами практически тех же минералов и/или пересечены жилами такого же минерального состава. То есть по трещинам дробления и зонам смятия в телах родингитов развита наиболее поздняя родингитовая минерализация.

Жилы диопсида в крупных дайкообразных телах родингитов чаще ориентированы перпендикулярно к простиранию тел родингитов. Системы таких жил по морфологии напоминают лестничные кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения [Бородаевский, Бородаевская, 1947]. Жилы сложены агрегатами средне-, крупно- и гигантокристаллического пластинчатого (кристаллы до 10-15x2-3x0.2-1 см) маложелезистого желтоватого и белого диопсида, промежутки между кристаллами которого выполнены коричневатым низкоTi андрадитом-гидроандрадитом, кальцитом, магнетитом, хлоритом, титанитом, с мелкими пластинками меди и редким апатитом. Это так называемые “диопсидовые проводники” старателей Золотой Горы. Их мощность достигает 10-20 см, обычно 3-5 см; протяженность n м. Простирание этих жил разнообразное, обычно широтное, падение от пологого до крутого в северных румбах. Часть подобных жил - это жилы замещения, часть - жилы выполнения, где крупные кристаллы диопсида ориентированы перпендикулярно к стенкам жил, или же в основании жильных агрегатов развиты зоны геометрического отбора. Поскольку поздние родингиты богаты малоFe клинопироксеном, то в составе жил обычно преобладает диопсид; в иных случаях состав жил существенно гидроандрадитовый или хлоритовый; некоторые из них богаты титанитом, другие - магнетитом, реже апатитом или вермикулитом [Ложечкин, 1935; Бородаевский, Бородаевская, 1947].

В участках скопления таких жил окружающие родингиты заметно изменены - в них исчез высокоTi гранат и появилась масса титанита, нередко титанит слагает каймы замещения вокруг зерен Ti граната или метасомы в них. Большая часть жил диопсида локализованы в телах родингитов и кончаются у контактов родингитов с серпентинитами или хлоритолитами. Не столь редко и в серпенитинитах и в хлоритолитах на продолжении жил диопсида в родингитах разви-

ты метасоматические агрегаты диопсида и/или отдельные метакристаллы - “ножи” диопсида (рис. 5) , а чаще группы или агрегаты таких кристаллов, нередко перекрещивающихся.

Местами родингиты вместе с жилами диопсида смяты и кливажированы, сцементированы массивными агрегатами кальцита с диопсидом, гранатом, магнетитом, хлоритом, титанитом (рис. 6). В смятых таким образом пластинчатых кристаллах диопсида возникли полосы излома, двойники давления, вдоль плоскостей изгиба развиты каймы регенерации, состоящие из одинаково ориентированных кристалликов диопсида, которые сцементированы кальцитом (рис. 7).

Более поздняя родингитовая минерализация - это жилы, гнезда, цемент брекчий, сложенные снежнобелым средне-, мелко-, тонкокрис-

Рис. 5. Метакристаллы ("ножи") диопсида в хлоритолитах у контакта с родингитами. Восточное рудное тело Золотой Горы. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 8 мм.

Рис. 6. Фрагмент жилы диопсида в родингитах. Крупные кристаллы диопсида деформированы и сцементированы недеформированными кальцитом, гранатом, диопсидом, хлоритом. Западное рудное тело. Шлиф, николи х. Ширина поля зрения 6 мм.

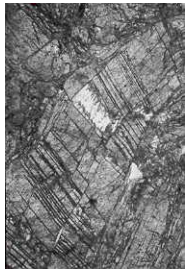

Рис. 7. Фрагмент жилы крупнокристаллического диопсида в родингитах. Кристаллы диопсида изогнуты, в них развиты полосы деформации, вдоль некоторых из них - полости растворения, залеченные регенерированными кристалликами диопсида и кальцитом. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 8 мм.

таллическим без Fe диопсидом с магнетитом, титанитом, бесцветным хлоритом, прозрачным светложелтым или бледно золотистым без Ti гидроандрадитом-топазолитом, халькозином, самородной медью. Диопсид образует столбчатые кристаллы, покрытые индукционными гранями совместного роста с кальцитом (рис. 8). Магнетит слагает октаэдры или ромбододекаэдры и двойники по (111), срастания с диопсидом. Халькозин слагает мелкие кубовидные кристаллы, покрытые индукционными гранями совместного роста с кальцитом.

Наиболее поздние жилы родингитовой минерализации, гнезда, цемент брекчий, примазки по зеркалам скольжения сложены кальцитом с магнетитом, прозрачным лимонно-желтым титанитом (размер его уплощенных клиновидных кристаллов до 4x2x1 см, нередко это

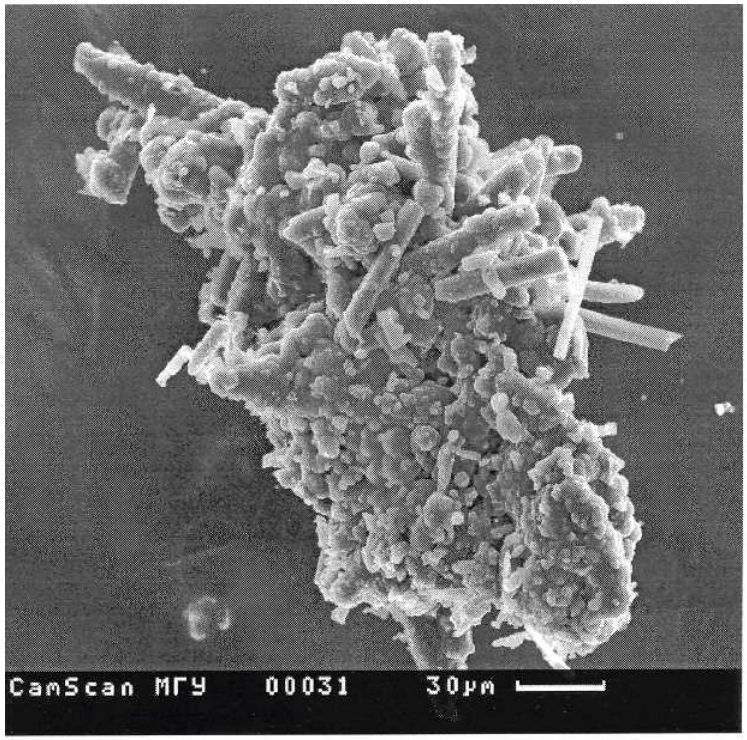

Рис. 8. Агрегат мелких кристаллов диопсида и хлорита (пеннин) из поздних прожилков родингитовой минерализации. Кальцит растворен.

двойники в форме “ласточкиного хвоста”), апатитом, вермикулитом, самородной медью, жилы и гнезда магнетит-кальцитовые, магнетит-титанит-кальцитовые, вермикулит-кальцитовые. Кальцит содержит

мелкие расщепленные червеобразные и бочонковидные кристаллы хлорита (рис. 9) и проволоковидные выделения меди длиной до 3 см. Между кальцитом и хлоритом, кальцитом и медью развиты индукционные поверхности совместного роста. Вермикулит слагает пластинчатые вростки в кальците, иногда образует оторочки мощностью до 1 см вокруг поздних кальцитовых жил. В местах скопления таких жил окружающие родингиты обогащены кальцитом, в них развиты гнезда вермикулита с апатитом, титанитом и кальцитом, а на контактах с хлоритолитами иногда развиты своеобразные диопсид-вермикулитовые породы. Среди хлоритолитов нередки титанит-магнетит-кальцитовые жилы, в их зальбандах развиты метакристаллы кальцита до 10x10x10 см.

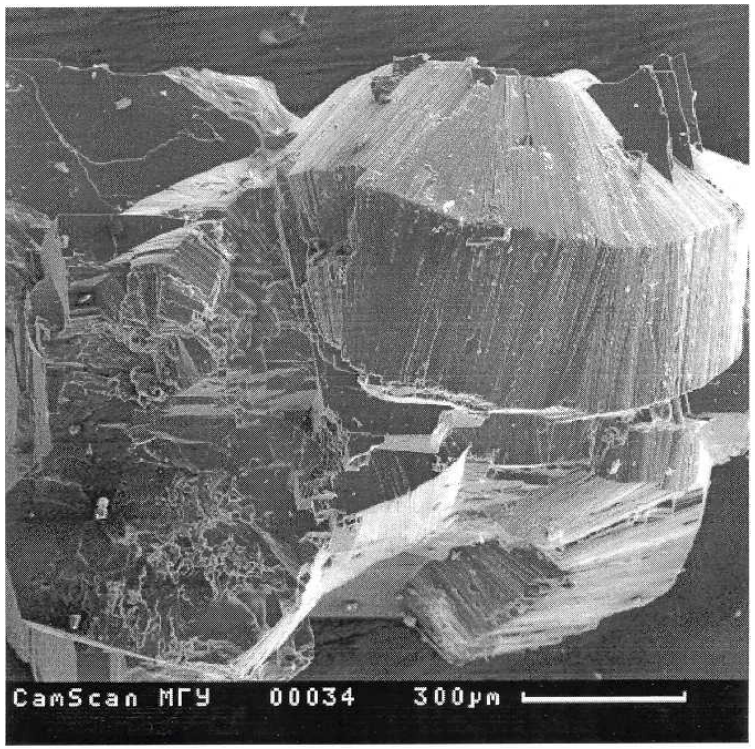

Рис. 9. Агрегат расщепленных пластинчатых кристаллов хлорита (талькохлорит) из позднеродингитовых прожилков кальцита. Кальцит растворен.

Итак, в каждом последующем поколении родингитовой минерализации количество кальцита и магнетита выше, а гидроандрадита - андрадита и отчасти диопсида - ниже. Вероятно, этот тренд обуслов-

лен ростом фугитивности CO_2 в ходе формирования родингитов Золотой Горы.

В хлоритолитах и серпентинитах распространены прожилки и жилы серпентин- (и асбест)-кальцитового, антигорит-хлоритового состава, содержащие акцессорные магнетит, хизлевудит, пентландит, годлевскит и миллерит в ксеноморфных выделениях размером n-n10 мкм. Вероятно, эти образования синхронны жилам наиболее поздней родингитовой минерализации, как и жилы и прожилки хлорит-актинолит-эпидотового и карбонат-эпидотового состава среди метагабброидов и порфиритоидов.

Наиболее поздние образования в родингитах - маломощные прожилки зеленого железистого пумпеллиита, прожилки продольно-

волокнистого хризотил-асбеста. Прожилки хризотил-асбеста нередки и в серпентинитах.

Малые интрузивы, дайки, гидротермалиты гранодиоритовой формации

На площади месторождения Золотая Гора развиты мелкие тела биотит-роговообманковых кварцевых диоритов и дайки микродиоритов, кварцевых диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров, породы которых не метаморфизованы. Это производные гранодиоритовой формации C_1. Они пересекли и контактово метаморфизовали все более ранние породы. В ореолах контактового метаморфизма серпентиниты превращены в форстеритовые роговики, на удалении от контакта в них развиты порфиробласты антофиллита, в метапироксенитах - актинолита, в аспидных сланцах - биотита. С гранодиоритовой формацией связаны безрудные метасоматиты пропилитовой формации (хлорит-эпидот-альбитовые по базитам; хлоритовые и карбонат-магнетит-хлоритовые в зонах контактов метабазальтов и серпентинитов; тальк-магнезитовые с гематитом по серпентинитам; тальк-доломитовые с гематитом, хлоритом и актинолитом по родингитам) и золотоносные метасоматиты березит-лиственитовой формации.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РОДИНГИТОВ И СЕРПЕНТИНИТОВ

Ранние лизардитовые серпентиниты

Ранние серпентиниты слагают тонко- и мелкозернистые агрегаты **лизардита**, образующие псевдоморфозы по оливину и ромбопи-

роксену, нередко с примесью мелких зерен **брусита**. Лизардит в псевдоморфозах по оливину имеет железистость 6.6-8.2 и содержит 0.4-0.5 мас. % Al_2O_3, 0.2% Cr_2O_3, 0.3-0.4% NiO. Лизардит в псевдо-морфозах по ромбопироксену имеет железистость 9.9 и содержит 1.3% Al_2O_3, 0.3% Cr_2O_3, 0.5% NiO. В краевых частях массива серпентиниты содержат заметное количество **пирита** (табл. 1, ан. 1), местами слагающего обильную вкрапленность, и тиошпинелей, образующих мелкие (до 40 микрон) вростки в пирите. Из них более распространены **полидимит** $NiNi_2S_4$ (табл. 1, ан. 2) и **виоларит** $FeNi_2S_4$ с заметной примесью Co (ан. 3, 4). Относительно редок **виоларит,** богатый Cu до 9% (ан. 5). В центре массива ранние серпентиниты содержат редкие мелкие выделения **аваруита** Ni_3Fe с 1-2% Co.

Таблица 1

Химический состав халькогенидов в серпентинитах СЗ периферии Карабашского массива

Компоненты, мас.%	1	2	3	4	5
	пирит	полидимит	виоларит		Cu-виоларит
Ni	0.39	57.76	42.17	40.86	41.07
Co	следы	0.01	0.31	0.62	0.97
Fe	45.89	1.24	16.85	16.76	8.96
Cu	следы	0.25	0.07	следы	8.95
S	53.12	40.63	41.98	42.11	41.93
Se	0.03	0.13	0.15	0.09	0.09
сумма	99.43	100.02	101.53	100.44	101.97
Формульные единицы					
Ni	0.008	3.02	2.15	2.10	2.12
Co	-	-	0.02	0.03	0.05
Fe	0.992	0.07	0.90	0.91	0.48
Cu	-	0.01	-	-	0.42
сумма	1	3.10	3.07	3.04	3.07
S	1.999	3.89	3.92	3.96	3.93
Se	0.001	0.01	0.01	-	-
сумма	3	7	7	7	7

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Коротаева.

Метаклинопироксениты и метагаббро-клинопироксениты

Породы сложены тонко-мелко- и мелко-среднезернистыми агрегатами тремолита, менее хлорита и лизардита. Структура пород призматически-зернистая. Железистость **тремолита** 7.3-8.4, минерал содержит от следов до 0.2% Al_2O_3, 0.2-0.5 % Cr_2O_3, 0.1-0.4% NiO. Железистость **лизардита** 10,6-12,3, минерал содержит 2.1-2.6 % Al_2O_3, 0.5-0.7% Cr_2O_3, 0.4% NiO и до 0.4% ZnO. **Хлорит** представлен пеннином с железистостью 7.5-9.8 и содержанием (Al^{IV+VI}):2=0.73-0.80. Хлорит, слагающий псевдоморфозы по Cr эндиопсиду, обогащен хромом до 2.6% Cr_2O_3. Из рудных минералов в отдельных участках обилен пирит, зерна которого выполняют промежутки между призмами тремолита. Размер гнезд пирита до 15 мм. **Пирит** содержит немного Ni и Co (табл. 2, ан. 6). В пирите заключены мелкие от долей до 30-50 микрон неправильной формы выделения пирротина, халькопирита и пентландита. Состав **пирротина** близок к Fe_8S_9,- это промежуточный пирротин с примесью Ni (ан. 7). Состав **халькопирита** близок к стехиометричному (ан. 8). Состав **пентландита** близок $NiNi_4Fe_4S_8$ (ан. 9).

Таблица 2

Химический состав халькогенидов метапироксенитов СЗ периферии Карабашского массива

Компоненты, мас. %	6	7	8	9
	пирит	пирротин	халькопирит	пентландит
Fe	45.57	60.47	30.20	29.29
Co	0.21	0.06	0.06	0.04
Ni	0.16	0.36	следы	37.49
Cu	следы	0.02	34.03	0.07
S	52.74	39.40	34.96	33.38
Se	0.04	следы	следы	0.06
сумма	98.72	100.31	99.26	101.03
Формульные единицы				
Fe	0.992	7.94	0.998	4.11
Co	0.004	0.01	0.002	0.01
Ni	0.003	0.04	-	4.89
Cu	-	-	0.988	0.01
сумма	0.999	7.99	1.988	9.02
S	2.000	9.01	2.012	7.97
Se	0.001	-	-	0.01
сумма	3	17	4	17

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова.

Ранние родингиты

Это метаморфические породы серо-зеленого, буро-зеленого или коричневатого цвета, сложенные хлоритом, гранатом, везувианом, клинопироксеном, акцессорные - апатит, самородная медь, халькозин. Облик родингитов изменчив в пределах каждого тела - "дайки", но в целом близок в разных телах.

Наиболее ранние образования ранних родингитов представлены микро-, тонко- и мелкозернистыми агрегатами везувиана, изотропного граната буроватого до бурого цвета, хлорита, апатита. Клинопироксен редок. Более распространены следующие типы минеральных агрегатов, слагающих **самые ранние родингиты**: А. Равномерно тонко-мелкозернистые гранобластовые агрегаты везувиан-гранат-хлоритового состава (рис.10). Б. Относительно равномерно мелко-среднезернистые гранобластовые агрегаты хлорит-везувиан-гранатового состава, гранат нередко присутствует в более крупных выделениях (рис. 11). В. Гетерогранобластовые агрегаты гранат-везувиан-хлоритового состава, в них мелкие выделения граната переполнены тонкими темноокрашенными включениями, везувиан двух зарождений - более ранние темноокрашенные длинно призматические зерна и более поздние

светлоокрашенные неправильной формы выделения в матрице хлорита (рис. 12). Г. Равномерно мелкозернистые гранобластовые гранат-хлоритовые агрегаты с заметным количеством везувиана и апатита (рис. 13), в отдельных участках количество апатита до 15 % . Д. Мелкозернистые гранобластовые гранат-хлоритовые агрегаты (рис. 14), гранат изотропный. Везувиан в одних участках почти изотропен, чаще заметно анизотропен, величина двупреломления до 0.005.

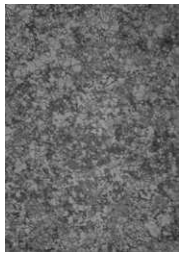

Рис. 10. Ранние везувиан-гранат-хлоритовые родингиты. Гранат отличается от везувиана более насыщенным бурым цветом. Северное рудное тело Золотой Горы. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 0.5 мм.

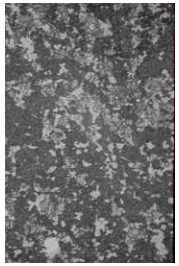

Рис. 11. Ранние хлорит-везувиан-гранатовые родингиты. Гранат в сравнении с везувианом более интенсивно окрашен. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 1 мм.

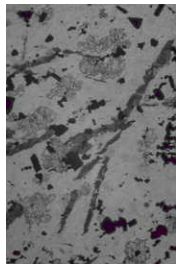

Рис. 12. В значительной степени перекристаллизованные ранние гранат-везувиан-хлоритовые родингиты. Бурый гранат содержит массу тонких темноокрашенных включений. Везувиан двух типов: длиннопризматические темноокрашенные (из-за массы микровключений) неправильной формы кристаллы и более светлые призматические неправильной формы кристаллы в хлоритовой матрице. Западное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 1.5 мм.

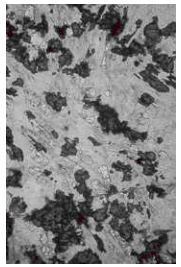

Рис. 13. Перекристаллизованные ранние гранат-хлоритовые родингиты, богатые везувианом и апатитом. Северное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 2 мм.

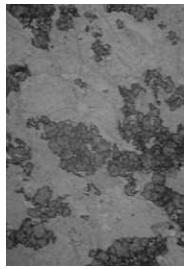

Рис. 14. Перекристаллизованные ранние гранат-хлоритовые родингиты. Южное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 2.5 мм.

Описанные выше образования по большей части вытеснены более зернистыми агрегатами тех же минералов и клинопироксена, при этом количество везувиана снижалось, а клинопироксена возрастало. Поэтому широко развиты ранние родингиты с такситовыми текстурами. Наиболее распространены пять типов **ранних родингитов**:

1). Сочетание мелкозернистых агрегатов пластин хлорита, между которыми зажаты мелкие вытянутые зерна граната и менее клинопироксена (рис. 15), мелкозернистых агрегатов призматических зерен клинопироксена с поперечником 2-3 мм, тонко- мелко- среднезернистых агрегатов примерно изометричных зерен граната, хлорита с включениями мелких зерен клинопироксена; размер округлых выделений граната от первых микрон до 0,2 мм; изотропный гранат слагает и агрегаты округлых зерен размером до 3x3x0.5-1 мм; структуры пород гранолепидобластовые.

Рис. 15. Родингиты с такситовыми текстурами. Гранат слагает выделения двух типов - уплощенные в агрегатах хлорита и изометричные обособленные. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 4 мм.

2). Тонко- и мелкозернистые агрегаты короткопризматических зерен клинопироксена и округлой формы изотропного граната, в ткань которых относительно равномерно "вплетены" более крупные (до 1.5 мм) призмы клинопироксена и/или толстые таблицы хлорита; структуры пород гранобластовые.

3). Чередование мелко-среднезернистых агрегатов призматических кристаллов клинопироксена с небольшими количествами хлорита и граната, агрегатов пластинчатых выделений хлорита с "зажатыми" уплощенными выделениями граната, небольших гнезд хлорита, неправильной формы почти изометричных выделений изотропного граната размером от долей до 3-7 мм; структуры пород гранобластовые.

58

4). Мелко-среднезернистые агрегаты разно ориентированных толстотаблитчатых зерен хлорита с "зажатыми" между ними выделениями изотропного граната и салита и подчиненного апатита; структуры пород гранолепидобластовые.

5). Мелкозернистые агрегаты хлорита в пластинчатых, реже толстопластинчатых и веерообразных выделениях неправильной формы, между которыми расположены зерна и агрегаты зерен изотропного граната извилистых и сложной формы очертаний, часто лапчатые, в меньшем количестве зерна апатита и клинопироксена с неправильными очертаниями; структуры пород гранолепидобластовые.

Гранат. Поскольку в гидрогранатах содержание Si < 3 ф.е., И.Д. Борнеман-Старынкевич [1964] рекомендовала пересчитывать анализы таких гранатов на 5 атомов Me (без Si). Ниже даны результаты таких пересчетов. В ранних родингитах Золотой Горы гранат нередко нечетко зональный, с оторочками более густого буроватого цвета. Это зональные по составу кристаллы изотропного гидрогроссуляр-андрадита до гидроандрадита, реже до андрадита; центральные части зерен в целом более глиноземистые, максимальное содержание минала гроссуляра 47%; краевые части зерен более железистые, максимальное содержание минала андрадита 94% (табл. 3, 4). Гранат ранних родингитов нередко богат титаном - до 7% TiO_2, источник титана - титаномагнетит протолита габброидов. Содержания Cr в гранатах низкие, поскольку в ранних серпентинитах хромшпинелиды исходных гипербазитов достаточно устойчивы. Итак, ранние родингиты Золотой Горы характеризуются наличием Ti-гидроандрадита и Ti-гидрогроссуляр-андрадита, - типичнейших минералов родингитов всей Земли. Эти гранаты бедны Mg и Mn, содержат небольшие количества V, Zn, Ni, Co.

Клинопироксен ранних родингитов - Mg-салит и Fe-диопсид, практически не содержит Al, Ti, Cr и V (табл. 5). Центральные части зерен более железистые, краевые - более магнезиальные. Содержание волластонитового компонента близко к 50%, что коррелируется с относительно низкими температурами формирования родингитов.

Хлорит - один из главных минералов ранних родингитов. Хлориты низкоAl и низкоFe (табл. 6), это пеннин и реже талькохлорит (ан. 34). Выделения хлорита зональные и сложно зональные по составу, их центральные части несколько менее железистые и менее глиноземистые, чем внешние.

Апатит - один из характерных минералов ранних родингитов, количество которого в отдельных участках достигает 5-15 % об., обычно около 0.5%. Микрозондированием в апатите не обнаружены Cl и F, вероятно это гидроксилапатит.

Медь. Среди агрегатов пеннина, салита и гидроандрадита постоянно развиты мелкие ксеноморфные выделения самородной **меди**.

59

Таблица 3

Химический состав граната ранних родингитов. Северное (10-11), Западное (12-13), Восточное 14-16) рудные тела Золотой Горы

Компонен-, ты, мас. %	10 центр	11 край	12 центр	13 край	14 центр	15 промеж.	16 край
SiO_2	36.19	34.85	34.86	34.89	36.28	34.62	34.33
TiO_2	0.23	4.30	6.70	5.58	5.24	6.72	2.97
Al_2O_3	3.91	1.74	2.30	1.33	6.27	1.76	1.02
Cr_2O_3	0.24	следы	0.15	0.19	0.12	следы	0.32
V_2O_3	следы	0.20	следы	следы	0.23	0.32	0.27
Fe_2O_3	25.37	24.82	20.43	22.64	16.38	21.86	26.86
FeO	0.26	0.37	1.58	0.95	0.37	-	-
MnO	следы	следы	0.10	следы	0.10	0.32	0.17
ZnO	-	следы	-	0.16	следы	следы	-
CoO	-	-	-	0.16	следы	-	-
MgO	следы	0.19	0.27	0.47	0.26	0.46	0.21
NiO	-	-	0.32	0.31	следы	0.20	0.24
CaO	33.48	33.15	32.97	32.79	34.50	33.34	33.45
сумма	99.68	99.62	99.68	99.47	99.75	99.60	99.84
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)							
SiO_4	3.009	2.893	2.787	2.806	2.881	2.855	2.834

$(OH)_4$	-	0.107	0.213	0.194	0.119	0.145	0.166
Миналы в расчете на 100 мол. %							
андрадит	79.9	90.1	85.8	91.6	64.6	88.8	93.3
гроссуляр	19.3	9.9	13.6	7.6	34.9	11.2	5.5
уваровит	0.8	-	0.6	0.8	0.5	-	1.2

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В. Гусева

Поздние черные магнитные серпентиниты

Эти породы неоднородно окрашены из-за неравномерно распределенной вкрапленности магнетита в виде тончайшей сыпи, мелких и крупных гнезд, неправильных выделений и октаэдрических кристаллов размером от микрон до 2-3 см, обычно < 1 мм. Основная ткань пород образована тонко- и мелкозернистыми агрегатами серпентина - **антигорита**, с массой мелких выделений магнетита, в том числе в виде цепочек зерен, с небольшой примесью хлорита. Структуры этих серпентинитов гранолепидобластовые. Местами развиты участки более зернистых антигоритовых пород с небольшими гнездами хлорита и метельчатого антигорита. Железистость антигорита очень низкая - в среднем 1.7, минерал содержит 1.2 мас. % Al_2O_3, 0.1-0.2% Cr_2O_3, от следов до 0.4% NiO. Там, где антигоритовые серпентиниты окружают реликты замещаемых ими лизардитовых серпентинитов, агрегаты антигорита содержат вкрапленность и небольшие гнезда **брусита**. Оче-

Таблица 4

Химический состав зонального кристалла граната ранних родингитов. Южное рудное тело Золотой Горы

Компонен-	17	18	19	20	21
ты, мас. %	центр	→	→	→	край
SiO_2	34.84	35.86	35.94	32.52	37.40
TiO_2	5.79	6.81	6.66	0.73	1.48
Al_2O_3	5.72	8.19	6.03	1.19	2.90
Cr_2O_3	следы	следы	0.34	следы	0.17
V_2O_3	0.41	следы	0.28	-	-
Fe_2O_3	18.02	12.92	15.24	28.75	24.40
FeO	-	0.07	0.13	0.27	0.19
MnO	следы	следы	следы	0.15	0.18
ZnO	следы	0.56	следы	следы	следы
CoO	0.33	следы	-	следы	-
MgO	следы	0.16	следы	следы	0.10
NiO	следы	0.31	следы	0.51	следы
CaO	34.29	34.92	35.28	35.59	33.55
сумма	99.40	99.80	99.90	99.72	100.37
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)					
SiO_4	2.807	2.803	2.838	2.502	3.090
$(OH)_4$	0.193	0.197	0.162	0.498	-
Миналы в расчете на 100 мол. %					
андрадит	66.6	52.8	63.4	94.5	84.7
гроссуляр	33.4	47.2	35.3	5.5	14.7
уваровит	сл.	сл.	1.3	-	0.6

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В. Гусева

Таблица 5

Химический состав клинопироксена ранних родингитов. Северное (22-23), Западное (24), Восточное (25-27), Южное (28-29) рудные тела Золотой Горы

Компо-	22	23	24	25	26	27	28	29
ненты, мас. %	центр	край		центр	пром	край	центр	край
SiO_2	54.77	54.56	55.13	54.32	54.41	54.48	54.53	54.30
FeO	3.69	2.72	2.89	4.64	4.23	2.45	3.62	2.45
MnO	0.19	0.24	0.37	0.46	0.15	0.26	0.29	0.33
ZnO	0.19	следы	-	-	следы	следы	следы	-
MgO	14.99	17.44	16.90	15.67	15.71	17.14	16.23	17.17
NiO	0.40	0.26	-	следы	-	следы	следы	0.39
CaO	24.84	24.51	24.59	24.38	25.25	24.42	25.04	24.70
Na_2O	0.35	следы	следы	0.34	следы	-	-	0.35
сумма	99.42	99.73	99.88	99.81	99.75	98.75	99.71	99.90
Формульные единицы в расчете на 100								
Ca	51.2	47.8	48.6	48.6	50.0	48.5	49.4	48.3
Mg	41.9	47.3	46.9	43.4	43.3	47.3	44.6	46.7
Fe	6.9	4.9	5.0	7.9	6.7	4.2	6.0	5.0
f	14.1	9.4	9.8	15.5	13.5	8.2	11.9	9.8

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В. Гусева; Al, Ti, Cr, V, Co не обнаружены.

видно, имел место следующий процесс: 17 $Mg_3[Si_2O_5](OH)_8$ (лизардит) → $Mg_{48}[Si_{34}O_{85}](OH)_{62}$ (антигорит) + 3 $Mg(OH)_2$ (брусит). В краевых частях Карабашского массива в подобных породах вместо брусита развит **магнезит**.

Таблица 6

Химический состав хлорита ранних родингитов. Северное (30-31), Западное (32-33), Восточное (34-35), Южное (36-38) рудные тела Золотой Горы

Компоненты,	30	31	32	33	34
мас. %	центр	край	центр	край	
SiO_2	35.04	3.437	35.23	35.17	37.56
TiO_2	следы	следы	следы	0.22	-
Al_2O_3	13.18	14.91	13.11	13.18	8.45
Cr_2O_3	0.12	следы	0.17	следы	следы
FeO	4.25	5.49	4.02	5.02	6.36
MnO	следы	0.13	0.32	0.21	0.17
ZnO	-	0.16	следы	-	-
CoO	0.20	-	-	0.29	-
MgO	31.74	30.86	32.11	31.45	33.14
NiO	0.16	следы	следы	0.29	-

сумма	84.69	85.92	84.96	85.83	85.68
Al_x	0.76	0.86	0.76	0.76	0.49
f	7.6	9.6	7.1	9.3	10.0

Продолжение таблицы 6

Компо-	35	36	37	38
ненты, мас. %		центр	пром.	край
SiO_2	36.28	35.98	35.42	31.79
TiO_2	-	следы	-	следы
Al_2O_3	9.83	9.37	12.82	15.01
Cr_2O_3	следы	0.19	следы	0.16
FeO	5.06	4.16	3.92	5.29
MnO	0.17	0.19	0.17	0.28
ZnO	следы	-	0.56	-
CoO	следы	-	следы	следы
MgO	34.44	35.41	33.03	31.55
NiO	0.17	0.28	следы	0.19
сумма	85.95	85.58	85.92	84.27
Al_x	0.56	0.53	0.73	0.87
f	8.1	6.7	7.4	9.4

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В. Гусева.
Al_x - формульные единицы $(Al^{IV}+Al^{VI}+Cr)/2$. 30-33, 35-38 - пеннин. 34 -талькохлорит.

Типичны для антигоритовых серпентинитов продукты замещения более ранних хромшпинелидов: **феррихромит**, **хроммагнетит** и **Cr магнетит**. Cr магнетит обычно слагает внешние части зональных

выделений феррихромшпинелидов. Их состав дан в работе [Спиридонов, Плетнев, 2001]. Зерна Cr магнетита зональны по составу: от их центра к краям содержание хрома снижается обычно от 5 до 0.5-1% Cr_2O_3. Состав ферришпинелидов зависел от фугитивности серы, - при низкой aS они обогащались никелем (до 0.94% NiO) с ростом содержания минала магнетита. Феррихромшпинелиды относительно мало устойчивы, замещались магнетитом и антигоритом, являлись при этом источником хрома для метаморфогенных силикатов.

Cr амезит образует метасомы - пластинчатые вростки и микропрожилки в агрегатах феррихромшпинелидов (рис. 3). Карабашский амезит умеренно железистый и содержит около 2% Cr_2O_3, до 0.5% NiO и MnO (табл. 7). В тех же агрегатах развит **Cr клинохлор**. Состав хромового клинохлора из псевдоморфоз по феррихромшпинелидам (ан. 42), мас. %: SiO_2 - 31.76; Cr_2O_3 - 4,14; Al_2O_3 - 13.62; FeO - 8.57; MnO - 0.10; ZnO - 0.24; MgO - 29.34; NiO - 0.11; H_2O^+ - 12.12; сумма 100 %; Ti, V, Co - следы; f=14.7; формула

$(Mg_{4.274}Fe^{2+}_{0.700}Mn_{0.008}Zn_{0.017}Ni_{0.009}Al_{0.672}Cr_{0.320})_6[(Si_{3.103}Al_{0.897})_4O_{10}](OH_{7.905}O_{0.095})_8$.

Таблица 7

Химический состав Cr амезита из псевдоморфоз по хромшпинелиду в антигоритовых серпентинитах Карабашского массива

Компоненты, мас. %	39	40	41	Формул. единицы	39	40	41
SiO_2	23.13	24.37	22.77	Si	1.107	1.206	1.138
TiO_2	следы	0.08	следы	Al^{IY}	0.893	0.794	0.862
Cr_2O_3	1.77	2.30	2.15	Mg	1.947	1.621	1.512
V_2O_3	-	-	следы	Fe^{2+}	0.125	0.487	0.591
Al_2O_3	28.52	26.67	27.81	Mn	0.016	0.008	0.017
Fe_2O_3	2.78	-	-	Zn	-	0.007	-
FeO	3.12	11.77	14.14	Ni	0.012	0.016	0.018
MnO	0.40	0.19	0.40	Co	0.007	0.006	-
ZnO	следы	0.19	следы	Al^{YI}	0.716	0.762	0.777
MgO	27.28	21.97	20.30	Cr	0.067	0.090	0.085
NiO	0.30	0.39	0.44	Fe^{3+}	0.110	-	-
CoO	0.18	0.15	следы	Ti	-	0.003	-
H_2O^+	12.52	11.91	11.99	OH	2	2	2
сумма	100	100	100	f	12.2	24.4	29.3

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe_2O_3 и FeO определены по стехиометрии, H_2O^+ - по разности.

В центре Карабашского массива поздние серпентиниты содержат редкие ксеноморфные выделения **хизлевудита** Ni_3S_2 в ассоциации с обильным магнетитом.

Поздние родингиты

Остов гранобластовых структур поздних мелко-, мелко-средне- и среднезернистых родингитов образуют перекрещивающиеся уплощенные кристаллы клинопироксена, промежутки между которыми выполнены гранатом и хлоритом (рис. 16, 17), магнетитом, кальцитом, изредка апатитом, медью, халькозином. Характерно наличие гнезд кальцита с вростками кристаллов граната, клинопироксена, хлорита (рис. 18).

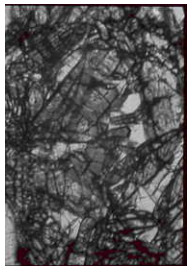

Рис. 16. Поздние средне-крупнозернистые родингиты, сложенные призмами диопсида, андрадита и титанистого андрадита, промежутки между которыми заполнены кальцитом и хлоритом. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 8 мм.

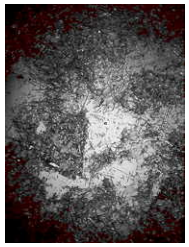

Рис. 17. Гнездо кальцита с кристаллами гидроандрадита, диопсида, хлорита в поздних родингитах. Крупные кристаллы граната, диопсида и хлорита содержат массу включений - мелких кристаллов диопсида. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 7 мм.

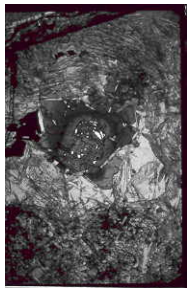

Рис. 18. Зональный кристалл высокотитанистого гидроандрадита в гнезде кальцита с диопсидов в перекристаллизованных поздних родингитах. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 5 мм.

Гранат поздних родингитов образует неправильные выделения размером до 6 мм, обычно < 3 мм. Окраска его в шлифах от светлой до коричневой и бурой, более ранние зарождения граната светлоокрашенные - желтоватые (в шлифе), более поздние чаще коричневые и бурые (обогащены Ti). В некоторых случаях Ti гранат слагает неправильной

формы жилки в светлом. В составе гранатов широко варьируют содержания Al и Fe^{3+}, Ti, V, Mn, а также Cr - характерного элемента минералов поздних родингитов (табл. 8-12). Большинство образцов по составу отвечает гидроандрадиту, обычно с 0.2-0.3 ф.е. [$(OH)_4$], максимально до 0.68 ф.е. (ан. 76). От центра зерен граната к их краям обычно существенно снижается содержание минала гроссуляра от максимального 26% до минимального 3%. Широко распространены титанистые и высокотитанистые гидроандрадиты, рядовое содержание титана 4-6%, максимальное - 9.5% TiO_2 (ан. 71). Гранат нередко образует каймы обрастания и замещения на феррихромите и хроммагнетите; такие гранаты обогащены хромом до 7.8% Cr_2O_3, что отвечает 27% минала уваровита (ан. 48). По мере удаления от хромшпинелида содержание хрома в замещающем гранате быстро понижается (ан. 48-50, 53-56, 57-61, 70-73, 74-76). Вариации состава граната основных тел родингитов Золотой Горы однотипны (табл. 8-12). В диопсид-хлорито вых родингитах Западного рудного тела андрадит, обогащенный ванадием, слагает кайму замещения вокруг V-Cr титаномагнетита; состав этого граната, мас. % (ан. 77): SiO_2 36.51; TiO_2 1.18; Al_2O_3 0.59; Cr_2O_3 1.93; V_2O_3 2.27; Fe_2O_3 25.42; FeO 0.88; MnO, NiO не обн.; ZnO 0.46; CoO 0.47; MgO 0.02; CaO - 32.37; сумма 102.10%; содержание миналов - андрадит 82.5%, гроссуляр 3.0%, уваровит 6.6%, голдманит 7.9%.

Итак, для поздних родингитов типичны титанистые и высокотитанистые обычно хромсодержащие гидроандрадиты и реже андрадиты.

Клинопироксен поздних родингитов представлен Fe-диопсидом и диопсидом, практически не содержащими Al, Ti и Cr (табл. 13, 14). Содержание компонента волластонита около 50%, что коррелирует с невысокими температурами образования родингитов. Кристаллы клинопироксена по составу зональные: ядра обычно сложены Fe диопси дом, внешние зоны – мало Fe и без Fe диопсидом. Нередка рекуррентная зональность. В совместно выросших зональных кристаллах андрадита и диопсида зонам повышенной железистости клинопироксена отвечают зоны граната с пониженным содержанием андрадитового минала и наоборот, что, очевидно, обусловлено колебаниями f O_2, иначе говоря, колебаниям кислотности - щелочности метаморфического флюида. Состав клинопироксена поздних родингитов однотипен во всех крупных их телах.

Хлорит обычно представлен клинохлором, менее пеннином (табл. 15-17), которые содержат до 0.5% Zn и Ni. Они более глиноземистые и более хромистые, а зачастую и несколько более железистые, чем хлориты ранних родингитов. Для поздних родингитов характерны хромистый клинохлор (ан. 92) и хромистый пеннин (ан. 102). К внешней зоне кристаллов хлорита глиноземистость и железистость снижаются.

Химический состав граната поздних родингитов. Таблица 8

Северное рудное тело Золотой Горы

Компоненты	43	44	45	46	47
мас. %		центр	→	→	край
SiO_2	36.36	33.98	33.82	34.37	33.61
TiO_2	0.07	6.24	6.11	4.99	4.53
Al_2O_3	1.59	2.36	1.20	1.05	0.04
Cr_2O_3	0.58	0.70	0.59	0.19	0.21
V_2O_3	следы	-	0.12	0.21	0.11

Fe_2O_3	29.27	21.45	23.64	24.99	27.01
FeO	0.94	-	-	-	-
MnO	следы	0.19	0.11	0.11	0.04
ZnO	0.53	0.32	-	-	0.22
CoO	0.22	-	-	-	-
MgO	следы	0.27	0.22	0.27	0.32
NiO	-	0.14	следы	0.22	0.22
CaO	33.16	34.13	33.56	33.36	33.51
сумма	102.72	99.78	99.37	99.76	99.82
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)					
SiO_4	2.972	2.761	2.788	2.847	2.768
$(OH)_4$	0.028	0.239	0.212	0.153	0.232
Миналы в расчете на 100 мол. %					
андрадит	90.5	81.9	90.4	93.1	98.9
гроссуляр	7.7	15.3	7.2	6.2	0.2
уваровит	1.9	2.8	2.3	0.7	0.8

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова.

Химический состав граната поздних родингитов. Таблица 9
Западное рудное тело Золотой Горы

Компоненты,	48	49	50	51	52
мас. %	центр	→	край	центр	край
SiO_2	34.96	34.31	34.94	35.74	35.25
TiO_2	2.89	7.44	7.08	4.26	4.76
Al_2O_3	4.93	3.53	3.04	2.43	1.89
Cr_2O_3	7.77	2.64	0.11	0.32	0.12
V_2O_3	следы	следы	следы	0.39	0.53
Fe_2O_3	13.84	16.77	18.70	21.40	23.39
FeO	-	0.87	1.02	0.13	0.18
MnO	0.15	0.17	следы	0.15	следы
ZnO	0.14	-	следы	0.48	-
CoO	-	-	следы	-	-
MgO	1.62	0.50	0.25	0.28	0.22
NiO	-	-	-	0.18	следы
CaO	33.30	32.75	33.26	33.42	34.43
сумма	99.60	98.98	98.27	99.18	100.77
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)					
SiO_4	2.780	2.805	2.923	2.915	2.829
$(OH)_4$	0.220	0.195	0.077	0.085	0.171
Миналы в расчете на 100 мол. %					
андрадит	46.6	68.1	81.0	85.2	89.0
гроссуляр	26.0	21.2	18.6	13.6	10.6
уваровит	27.4	10.7	0.4	1.2	0.4

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова.

48-50 - кайма замещения на феррихромите.

Таблица 10

Химический состав граната поздних родингитов из каймы замещения феррихромита и хроммагнетита. Западное рудное тело Золотой Горы

Компоннты,	53	54	55	56	57
мас. %	центр	→	→	край	центр
SiO_2	34.37	34.31	33.69	34.00	34.63
TiO_2	8.16	8.44	8.15	8.45	0.86
Al_2O_3	0.80	0.91	0.73	1.57	4.23
Cr_2O_3	6.00	5.51	5.34	0.36	4.99
V_2O_3	0.88	0.74	0.88	0.18	следы
Fe_2O_3	16.16	16.23	16.32	20.63	19.87
FeO	1.01	1.32	0.13	0.56	0.47
MnO	0.36	0.27	0.55	0.15	0.12
ZnO	0.45	0.61	-	-	-
CoO	-	0.25	0.41	0.55	следы
MgO	0.63	0.62	0.51	0.50	0.09
NiO	следы	0.25	0.41	-	0.12
CaO	32.15	31.83	31.84	31.98	99.06
сумма	100.97	101.29	98.96	98.93	99.06
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)					
SiO_4	2.797	2.800	2.798	2.829	2.823
$(OH)_4$	0.203	0.200	0.202	0.171	0.177
Миналы в расчете на 100 мол. %					
андрадит	68.2	69.2	70.8	87.9	62.6
гроссуляр	5.3	6.1	4.9	10.5	20.9
уваровит	26.5	24.7	24.3	1.6	16.5

Продолжение таблицы 10

Компоннты,	58	59	60	61
мас. %	→	→	→	край
SiO_2	36.68	35.80	34.25	35.93
TiO_2	следы	0.82	2.58	0.21
Al_2O_3	4.11	3.23	1.74	0.76
Cr_2O_3	4.34	1.92	1.41	1.16
V_2O_3	следы	0.23	следы	следы
Fe_2O_3	19.93	22.73	23.73	27.18
FeO	-	0.31	0.29	-
MnO	0.07	0.08	0.12	0.07
ZnO	следы	-	-	-
CoO	следы	следы	следы	-
MgO	0.23	0.08	0.20	0.12
NiO	0.12	следы	-	-
CaO	99.90	99.86	98.57	99.80
сумма	99.90	99.86	98.57	99.80
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)				
SiO_4	2.940	2.853	2.740	2.902
$(OH)_4$	0.060	0.147	0.260	0.098
Миналы в расчете на 100 мол. %				
андрадит	66.8	78.2	86.2	92.6
гроссуляр	19.4	15.6	8.9	3.7
уваровит	13.8	6.2	4.9	3.7

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова.

Химический состав зонального кристалла граната Таблица 11
поздних родингитов. Восточное рудное тело Золотой Горы

Компоненты,	62	63	64	65	66	67
мас. %	центр	→	→	→	→	край
SiO_2	35.48	35.38	34.02	34.76	34.25	33.56
TiO_2	3.37	2.65	6.48	5.40	5.68	5.31
Al_2O_3	1.88	1.16	1.07	1.24	1.39	0.44
Cr_2O_3	следы	следы	0.26	следы	следы	следы
V_2O_3	0.33	0.42	0.17	следы	0.16	0.15

Fe_2O_3	25.02	26.79	22.50	24.61	23.71	25.76
FeO	-	-	-	-	-	0.21
MnO	следы	0.24	следы	0.11	0.22	0.11
ZnO	-	-	0.13	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-	следы
MgO	0.34	0.15	0.29	0.31	0.41	0.25
NiO	следы	следы	0.37	следы	0.19	следы
CaO	33.43	33.00	33.18	32.97	32.97	32.84
сумма	99.75	99.79	98.47	99.40	98.98	98.63
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)						
SiO_4	2.951	2.968	2.856	2.900	2.861	2.810
$(OH)_4$	0.049	0.032	0.144	0.100	0.139	0.190
Миналы в расчете на 100 мол. %						
андрадит	89.4	93.7	92.0	92.7	91.6	97.4
гроссуляр	10.6	6.3	6.9	7.3	8.4	2.6
уваровит	-	-	1.1	-	-	-

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В. Гусева.

Таблица 12

Химический состав зональных кристаллов граната поздних родингитов. Южное рудное тело Золотой Горы

Компоненты,	68	69	70	71	72	73
мас. %	центр	край	центр	→	→	край
SiO_2	37.67	36.50	33.69	32.76	33.54	34.41
TiO_2	0.49	0.73	7.27	9.46	6.37	3.45
Al_2O_3	4.08	1.39	2.09	0.90	1.22	0.47
Cr_2O_3	0.43	0.26	1.74	0.44	следы	следы
V_2O_3	следы	следы	0.35	следы	0.42	0.46
Fe_2O_3	22.73	26.60	18.65	20.46	23.14	26.98
FeO	0.53	-	-	-	-	-
MnO	следы	0.27	0.17	0.32	следы	0.20
ZnO	-	-	0.19	0.30	следы	0.40
CoO	следы	следы	следы	следы	следы	следы
MgO	0.21	0.19	0.65	0.91	0.48	0.34
NiO	0.15	0.36	0.31	0.19	0.28	0.31
CaO	33.58	33.57	32.91	32.43	32.98	32.73
сумма	99.87	99.87	98.02	98.16	98.34	99.75
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)						
SiO_4	3.072	2.972	2.971	2.700	2.783	2.865
$(OH)_4$	-	0.028	0.209	0.300	0.217	0.135
Миналы в расчете на 100 мол. %						
андрадит	78.7	92.3	78.5	91.6	92.3	97.4
гроссуляр	19.9	6.8	13.8	6.3	7.7	2.6
уваровит	1.4	0.9	7.7	2.1	-	-

Продолжение таблицы 12

Компоненты, мас. %	74	75	76
	центр	→	край
SiO_2	36.53	33.49	29.12
TiO_2	следы	8.55	9.17
Al_2O_3	2.25	1.13	0.92
Cr_2O_3	2.53	0.13	следы
V_2O_3	следы	0.24	следы
Fe_2O_3	23.97	20.25	21.99
FeO	0.42	-	-
MnO	следы	0.27	следы
ZnO	-	следы	0.32
CoO	-	следы	следы
MgO	0.14	0.78	0.47
NiO	следы	0.18	следы
CaO	33.94	32.92	34.40
сумма	99.78	97.94	96.88
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me^{2+}+Me^{3+}+Ti)			
SiO_4	2.958	2.799	2.325
$(OH)_4$	0.042	0.201	0.675
Миналы в расчете на 100 мол. %			
андрадит	83.8	91.8	93.8
гроссуляр	8.0	8.0	6.2
уваровит	8.2	0.2	-

Примечание. Электронный микрозонд Camebax SX-50, анал. Н.Н. Кононкова.

Таблица 13

Химический состав зональных кристаллов клинопироксена поздних родингитов. Северное (78-80) и Западное (81-84) рудные тела Золотой Горы

Компо-ненты-	78	79	80	81	82	83	84
мас. %	центр	→	край	центр	→	→	край
SiO_2	54.81	54.88	55.21	55.83	55.62	55.77	56.59
TiO_2	0.13	0.16	следы	следы	0.07	следы	0.12
Al_2O_3	следы	следы	следы	0.27	0.17	0.22	0.35
Cr_2O_3	следы	0.11	0.08	следы	следы	0.18	следы
FeO	2.79	2.66	1.09	2.29	2.14	1.55	1.70
MnO	0.31	0.22	0.31	0.25	0.19	0.33	следы
ZnO	следы	следы	следы	0.17	следы	0.18	следы
MgO	16.77	16.89	18.24	15.74	15.79	15.91	15.77
NiO	0.11	следы	следы	следы	следы	0.26	следы
CaO	25.08	25.07	24.83	24.75	25.37	24.83	25.32
Na_2O	следы	следы	0.12	следы	следы	следы	следы
сумма	99.89	99.97	99.88	99.30	99.35	99.23	99.85
Формульные единицы в расчете на 100							
Ca	49.3	49.2	48.4	50.9	51.6	51.3	52.1
Mg	45.8	46.2	49.5	45.0	44.7	45.7	45.2
Fe	4.9	4.6	2.1	4.1	3.7	3.0	2.7
f	9.7	9.0	4.1	8.3	7.6	6.2	5.7

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В.Гусева. V, Co не обнаружены.

Таблица 14

Химический состав зональных кристаллов клинопироксена поздних родингитов. Восточное (85-88) и Южное (89-91) рудные тела Золотой Горы

Компо-ненты,	85	86	87	88	89	90	91
мас. %	центр	→	→	край	центр	→	край

SiO_2	54.89	53.68	54.96	55.18	56.08	56.35	55.67
TiO_2	0.13	следы	следы	следы	0.11	следы	следы
Al_2O_3	следы	следы	0.02	следы	0.14	0.14	0.35
Cr_2O_3	следы	0.11	следы	следы	следы	следы	следы
FeO	2.68	2.11	1.47	1.06	1.90	2.06	1.72
MnO	0.43	0.15	0.31	0.20	0.33	0.16	0.14
ZnO	-	0.11	-	-	0.34	-	-
MgO	16.98	17.66	17.24	17.98	16.08	15.82	16.06
NiO	-	следы	следы	-	следы	-	0.20
CaO	24.62	25.52	25.91	25.12	24.81	25.04	25.29
Na_2O	следы	следы	следы	следы	следы	следы	следы
сумма	99.73	9935	99.92	99.54	99.68	99.57	99.43
Формульные единицы в расчете на 100							
Ca	48.6	49.1	50.5	49.1	50.5	51.3	51.4
Mg	46.6	47.3	48.8	48.9	45.5	45.1	45.4
Fe	4.8	3.6	2.7	1.9	4.0	3.6	3.2
f	9.3	7.1	5.5	3.8	8.1	7.3	6.7

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; V, Co - не обнаружены.

Таблица 15

Химический состав хлорита поздних родингитов. Северное (92) и Западное (93-96) рудные тела Золотой Горы

Компоненты,	92	93	94	95	96
мас. %		центр	→	→	край
SiO_2	34.59	33.02	33.58	34.03	38.40
TiO_2	следы	следы	следы	0.04	0.08
Al_2O_3	14.35	17.91	15.98	15.90	10.44
Cr_2O_3	2.31	0.77	0.56	0.51	0.94
V_2O_3	0.06	0.24	следы	0.28	0.09
FeO	6.93	6.94	6.74	6.08	5.01
MnO	0.13	0.19	0.24	0.17	0.11
ZnO	следы	0.23	0.32	0.42	следы
CoO	0.11	следы	следы	следы	0.18
MgO	29.63	28.28	29.12	30.07	33.69
NiO	0.61	0.26	следы	следы	следы
сумма	88.72	87.84	86.54	87.50	88.83
Al_x	0.90	1.05	0.93	0.92	0.61
f	12.8	13.0	12.3	11.0	8.1

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. 92-95 - клинохлор. 96 - пеннин.

Таблица 16

Химический состав хлорита поздних родингитов. Восточное рудное тело Золотой Горы

Компоненты,	97	98	99	100	101	102
мас. %	центр	край	центр	→	край	
SiO_2	33.16	32.54	32.53	33.82	30.92	33.82
TiO_2	следы	следы	следы	следы	следы	следы
Al_2O_3	16.56	16.13	15.33	16.01	15.61	14.31
Cr_2O_3	следы	следы	0.76	0.27	0.30	1.35
V_2O_3	0.07	следы	-	-	-	-
FeO	8.62	7.30	8.95	5.39	6.63	7.39
MnO	0.20	0.31	0.06	0.18	0.11	0.13
ZnO	0.29	следы	следы	0.10	0.12	0.48
CoO	0.08	следы	следы	0.53	следы	следы
MgO	27.70	30.70	29.10	30.53	30.38	31.35
NiO	следы	следы	следы	следы	0.09	0.10
сумма	86.68	86.98	86.73	86.83	84.25	88.93
Al_x	0.96	0.92	0.92	0.92	0.91	0.86
f	15.5	12.4	14.7	10.1	11.2	11.7

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. 97-101 - клинохлор. 102 - пеннин.

Таблица 17

Химический состав зональных кристаллов хлорита поздних родингитов. Южное рудное тело Золотой Горы

Компоненты,	103	104	105	106	107	108
мас. %	центр	край	центр	край	центр	край
SiO_2	32.12	32.73	29.84	30.14	29.77	31.37
TiO_2	0.17	следы	следы	0.03	0.05	0.04
Al_2O_3	16.40	16.23	15.41	15.38	14.02	14.28
Cr_2O_3	0.08	0.05	0.26	0.17	0.19	0.51
V_2O_3	следы	0.14	-	-	-	-
FeO	8.25	6.71	9.15	8.46	10.15	9.73
MnO	0.10	0.23	0.18	0.08	0.16	0.14
ZnO	0.15	0.28	следы	следы	следы	следы
CoO	следы	следы	следы	-	-	-
MgO	27.37	28.39	28.97	29.01	27.32	28.31
NiO	следы	0.14	следы	следы	-	-
сумма	84.64	84.90	83.81	83.27	81.66	84.38
Al_x	0.97	0.95	0.93	0.92	0.88	0.86
f	14.7	12.0	15.3	14.3	17.5	16.4

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова 103-106 - клинохлор. 107-108 - пеннин.

Магнетит поздних родингитов обогащен кобальтом (около 0.5 мас. %), низкохромистый с повышенным содержанием цинка, > 0.5% ZnO (табл. 18, ан. 109) или хромистый, бедный цинком (ан. 110).

Ильменит относительно редкий минерал поздних родингитов. Слагает небольшие уплощенные выделения в клинохлоровой или диопсидовой матрице, реже развит в агрегатах андрадита. Состав ильменита своеобразен, он одновременно богат Mn и Mg (табл. 18), что типично для ильменитов низкоградных метаморфитов [Спиридонов и др.,

2000]. Содержания миналов, мол. % : ильменит 70.5-74.4; пирофанит 15.4-18.9; гейкилит 4.2-5.7; перовскит 1.1-1.2; экандрюссит 0.8; $CoTiO_3$ 0.3-1.1; гематит 2.2-3.8.

Кальцит поздних родингитов по составу очень близок к $CaCO_3$, из примесей содержит 0.1 - 0.2 % мас. Mg, Fe, Ni.

Апатит - постоянный компонент поздних родингитов, в отдельных участках размер его короткопризматических зерен достигает 3-5 мм, а содержание - 5-7 об. %. По данным микрозондирования апатит не содержит Cl и F. Возможно это гидроксилапатит.

Медь характерный акцессорный минерал поздних родингитов, обнаружена в этих породах во всех их телах в центральной части Карабашского массива. По составу это химически чистая медь. Халькогениды меди - халькопирит, борнит и халькозин широко развиты в поздних родингитах во внешней части Карабашского массива, слагают мелкие неправильной формы включения в магнетите. **Халькопирит** содержит незначительное количество примесей Ag, Co, Ni, Se (табл. 19,ан. 115). **Борнит** несколько обогащен Fe, вероятно это ограниченный твердый раствор борнит - халькопирит; содержит немного Ag и Se (ан. 116). В более крупных зернах борнита наблюдаются ламелли распада халькопирита. **Халькозин** обогащен Fe, очевидно, это ограниченый твердый раствор халькозин - борнит (ан. 117). Менее распространены минералы группы пентландита. **Co-пентландит** характерный минерал метаморфитов, в т.ч. серпентинитов [Чвилева и др., 1988]. Co-пентландит Золотой Горы по составу близок к $CoNi_3Fe_5$ (табл. 19, ан. 118). **Co-купропентландит** Золотой Горы содержит 18.5% мас. Co (ан. 119), что отвечает $CuCo_{2,5}Ni_{2,5}Fe_3S_8$. Аналоги этого минерала нам не известны.

Хлоритолиты

Это мелко- и мелкосреднезернистые агрегаты хлорита с небольшими количествами клинопироксена, серпентина, магнетита, акцессорные гранат, апатит, самородная **медь**, халькогениды меди, **пентландит, хизлевудит**.

Таблица 18

Химический состав магнетита (109-110) и ильменита (113-114) поздних родингитов, магнетита (111-112) хлоритолитов.
Восточное рудное тело Золотой Горы

Компоненты, мас. %	109	110	111	112	113	114
	n=3	n=5	n=2	n=1	n=1	n=1
MgO	0.14	0.07	0.11	0.33	1.52	1.14
NiO	0.14	0.12	0.50	0.34	следы	следы
FeO	29.50	30.12	29.41	28.85	35.47	33.65
MnO	0.20	0.22	следы	0.37	7.27	8.89
ZnO	0.66	0.09	0.66	0.17	0.41	0.43
CoO	0.54	0.46	0.78	0.91	0.58	0.14
CaO	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.54	0.45
Fe_2O_3	68.02	67.40	68.24	66.69	1.14	4.04
Cr_2O_3	0.08	1.13	0.14	0.80	следы	0.22
Al_2O_3	0.05	0.10	0.07	0.30	0.05	0.04
V_2O_3	0.05	0.04	0.08	0.65	следы	следы
TiO_2	0.22	0.08	0.23	0.06	52.40	50.89
сумма	99.60	99.83	100.22	99.47	99.38	99.89

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. n - число анализов.

Таблица 19

Химический состав халькогенидов поздних родингитов из промежуточной зоны Карабашского массива (к востоку от Восточного рудного тела)

Компненты, мас. %	115 халько-пирит	116 борнит	117 халькозин	118 Co-пентландит	119 Co-купропент-ландит
	n=9	n=6	n=10	n=1	n=1
Cu	35.60	61.30	76.42	0.49	8.92
Ag	0.04	0.07	0.06	0.05	следы
Fe	29.31	13.21	3.47	33.90	22.39
Co	0.14	0.02	0.23	8.81	18.51
Ni	0.18	0.04	0.08	23.65	19.58
Zn	0.03	0.09	0.06	-	-
S	34.41	25.32	20.47	32.89	33.47
Se	0.06	0.05	0.04	0.33	0.17
сумма	99.77	100.20	100.83	100.12	103.14
Формульные единицы					
Cu	1.035	4.84	1.889	0.06	1.07
Ag	0.001	-	0.001	-	-
Fe	0.969	1.19	0.098	4.70	3.04
Co	0.004	-	0.006	1.16	2.40
Ni	0.006	-	0.002	3.10	2.53
Zn	0.001	0.01	0.001	-	-
сумма	0.980	1.20	0.107	8.96	7.97
S	1.983	3.96	1.002	7.94	7.94
Se	0.001	-	0.001	0.04	0.02
сумма	4	10	3	17	17

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. n - число анализов.

Хлорит представлен клинохлором (табл. 20, ан. 121-122) и Cr-клинохлором (ан. 120), а также пеннином (ан. 123) и Cr-пеннином (ан. 124). Хлорит хлоритолитовых оторочек вокруг тел родингитов по составу близок к хлориту родингитов. Особенность хлорита хлоритолитов - высокие до 1% содержания Ni (ан. 123), что подчеркивает гипербазитовую природу протолита.

Магнетит обогащен NiO до 0.6% и CoO до 0.9%, низкохромистый и обогащенный Zn (табл. 18, ан. 111) или хромистый и ванадистый, бедный Zn (ан. 112).

Клинопироксен представлен Fe диопсидом и диопсидом, состав которых аналогичен клинопироксену поздних родингитов.

Серпентин - **антигорит,** низкожелезистый f=2.8-5.0, в среднем 3.8 (n=6), содержит от 0.6 до 1.9%, обычно < 1% Al_2O_3, следы Cr и Ni.

Таблица 20

Химический состав хлорита из хлоритолитовых оторочек родингитов. Западное рудное тело Золотой Горы

Компоенты, мас. %	120	121	122	123	124
SiO_2	34.95	32.96	32.21	32.73	35.70
TiO_2	0.29	0.02	0.10	следы	0.08
Al_2O_3	16.00	16.01	16.05	14.50	13.66
Cr_2O_3	1.30	0.14	0.16	0.45	2.01
V_2O_3	следы	следы	следы	0.19	0.11
FeO	4.01	6.99	7.04	6.57	3.86
MnO	0.23	0.05	0.09	0.16	0.07
ZnO	следы	следы	0.13	0.31	следы
CoO	следы	следы	следы	0.27	следы
MgO	32.02	30.52	30.61	30.89	32.64
NiO	следы	0.37	0.10	1.04	следы
сумма	88.80	86.92	86.49	87.11	88.14
Al_x	0.94	0.92	0.92	0.85	0.83
f	6.9	12.0	11.5	10.8	6.3

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. 120-122 - клинохлор. 123-124 - пеннин.

Жильные образования в родингитах

Диопсид ранних жил низкожелезистый (f 3.7), его состав $Ca_{50,5}Mg_{47,6}Fe_{0,9}$ (табл. 21, ан. 125). **Кальцит** содержит в среднем (мас. %): MgO - 0.14; MnO - 0.11; FeO - 0.06. **Гидроандрадит - топазолит** в ранних жилах - это гидроандрадит с > 10% минала гроссуляра (ан. 129); в поздних жилах - гидроандрадит с 3% минала гроссуляра (ан. 74

130-131). Гранат часто анизотропен. Анизотропные зоны чередуются с изотропными обычно во внешней части ромбододекаэдров граната.

Магнетит в октаэдрических и ромбододэкаэдрических кристаллах размером от долей мм до 15-25 мм широко развит в поздних минеральных агрегатах родингитовой формации Золотой Горы. Данный магнетит выделяется повышенными содержаниями кобальта - до 1% ! (табл. 21, ан. 126-128). Это свидетельство крайне низкой фугитивности S и As при образовании поздних родингитов в центре Золотой Горы.

Таблица 21

Химический состав диопсида (125), магнетита (126-128), андрадита - топазолита (129-131), титанита (132) жильных образований, секущих поздние родингиты в центре Золотой Горы

Компо-ненты,	125	126	127	128	129	130	131	132
мас. %						центр→край		n=3
SiO_2	56.03	не обн.	не обн.	не обн.	35.96	35.76	35.67	29.65
TiO_2	следы	следы	0.10	0.66	0.50	0.27	0.12	41.31
Al_2O_3	0.15	0.19	0.07	0.04	2.61	0.64	0.58	0.14
Cr_2O_3	следы	0.07	следы	следы	023	0.06	следы	0.03
V_2O_3	-	0.11	следы	следы	следы	следы	следы	0.52
Fe_2O_3	-	68.52	68.21	67.58	25.52	28.38	28.63	-
FeO	0.42	29.84	29.72	29.71	-	0.68	0.42	0.70
MnO	0.15	0.08	0.12	0.50	0.17	0.04	0.06	0.04
ZnO	0.28	следы	0.25	0.14	0.33	следы	следы	0.19
CoO	0.20	1.06	0.90	0.62	следы	следы	следы	0.08
MgO	17.12	0.05	0.08	0.39	следы	следы	0.07	0.03
NiO	0.17	0.11	следы	0.06	0.29	следы	следы	следы
CaO	25.31	не обн.	не обн.	не обн.	34.42	34.02	34.08	26.67
сумма	99.83	99.99	99.46	99.70	100.03	99.85	99.63	99.63

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова. n -число анализов. В составе титанита 0.27 % Na_2O.

Титанит - характерный минерал поздних образований родингитовой формации Золотой Горы. Титанит сформирован за счет вещества Ti гранатов, в меньшей степени за счет ильменита. Титанит низкоглиноземистый, содержит заметное количество V (табл. 21, ан. 132). Обилие титанита и повышенное содержание в нем ванадия - очевидное свидетельство базитового состава протолита родингитов Золотой Горы. Формула титанита - $(Ca_{0.94}Na_{0.02}Fe_{0.02}Zn_{0.01})_{0.99}(Ti_{0.97}Al_{0.01}V_{0.01})_{0.99}Si_{1.02}O_{5.01}$.

Хлорит в диопсидовых жилах представлен пеннином. В жилах, богатых кальцитом, развиты мелкие до 1 мм расщепленные червеобразные и бочонковидные кристаллы хлорита (рис. 9), зональные по составу,

75

их ядра сложены маложелезистым пеннином (табл. 22, ан. 133), большая часть обьема и внешние зоны - талькохлоритом (ан. 134-136).

Вермикулит слагает розетки, сферокристаллы и полусферы размером менее 0.1 мм, а чаще скопления подобных образований в проме-

жутках между призмами диопсида в ассоциации с хлоритом, кальцитом, титанитом и апатитом (рис. 19). Вермикулит, заместивший ильменит, содержит “сагенитовую решетку” иголок **рутила**. Вермикулит, который слагает метасомы в агрегатах феррихромшпинелидов, относительно высоко железистый и обогащен хромом - до 4 мас. % Cr_2O_3 (табл. 23, ан. 137, 138). В шлифе вермикулит плеохроирует от буроватого или бурого до желтого цвета.

Таблица 22

Химический состав хлорита, слагающего червеобразные агрегаты в кальците жил, секущих поздние родингиты Золотой Горы

Компоненты, мас. %	133 центр	134 →	135 →	136 край
SiO_2	34.94	37.07	38.04	38.53
TiO_2	0.09	следы	следы	0.08
Al_2O_3	13.88	8.73	7.73	7.29
Cr_2O_3	0.05	0.15	0.08	0.06
FeO	5.25	7.36	7.74	8.41
MnO	0.05	0.30	0.11	0.07
ZnO	0.10	следы	следы	0.04
MgO	32.48	33.49	33.45	33.35
NiO	0.11	0.07	0.14	0.17
сумма	86.90	87.17	87.27	88.00
Al_x	0.78	0.50	0.44	0.41
f	8.6	11.4	11.8	12.6

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Коротаева. 133-пеннин. 134-136 - талькохлорит.

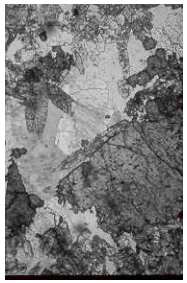

Рис. 19. Гнездо мелкочешуйчатого вермикулита (светло-серый, с низким рельефом) с апатитом, титанитом и кальцитом в перекристаллизованных поздних родингитах. Восточное рудное тело. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 6 мм.

Таблица 23

Химический состав Cr вермикулита из псевдоморфоз по хромшпинелиду

Компоненты, мас. %	137	138	Формульные единицы	137	138
SiO_2	34.38	35.28	Si	5.36	5.47
TiO_2,V_2O_3	следы	следы	Al^{IY}	2.31	2.24
Cr_2O_3	3.81	3.75	$Fe^{3+(IY)}$	0.33	0.29
Al_2O_3	12.57	12.26	Mg	4.72	4.84
Fe_2O_3	9.38	8.23	Mn	0.01	0.02
MnO	0.08	0.15	Zn	0.02	-
ZnO	0.17	следы	Ni	0.01	0.01
MgO	20.31	20.94	Fe^{3+}	0.77	0.67
NiO	0.08	0.08	Cr	0.47	0.46
H_2O^+	19.22	19.31	(Mg)	0.70	0.70
сумма	100	100			

Примечания. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаева. Количество H_2O определено по разности.

Параметры формирования серпентинитов и родингитов Золотой Горы

Ранние серпентиниты и родингиты изофациальны вмещающим метавулканитам, т.е. порождены тем же региональным низкоградным метаморфизмом. Наиболее ранние лизардитовые серпентиниты - типичные производные пренит-пумпеллиитовой фации. Ранние серпентиниты и родингиты формировались в восстановительных условиях, о чем свидетельствует наличие аваруита, который существует в равновесии с флюидом, содержащим водород и метан. Судя по минеральным ассоциациям и составу минералов, ранние серпентиниты и родингиты возникли при очень низкой $P_{CO2} < 10^{-1}$ атм. Равновесие богатого андрадитом граната и мало Fe клинопироксена свидетельствует, что родингиты возникли при участии флюидов несколько повышенной щелочности [Жариков и др., 1979]. Лизардитовые серпентиниты почти полностью замещены антигоритовыми. Эта смена отвечала переходу к метаморфизму в условиях пумпеллиит-актинолитовой фации, его параметры определены по эпидот-пумпеллиитовому геотермобарометру: для центральной и северной частей Карабашского рудного поля, где находится и месторождение Золотая Гора, 390-420° С и 4-5 кб. Оценка температуры образования поздних серпентинитов - 380° С по изотопному составу кислорода в парагенезе серпентин ($\delta^{18}O$ SMOW= + 8.5 $^o/_{oo}$) - магнетит ($\delta^{18}O$ SMOW= + 1.8 $^o/_{oo}$) (анал. В.И.Устинов, ГЕОХИ). В поздних серпентинитах и родингитах обильны магнетит и

кальцит, низкоFe клинопироксен и хлорит, гранат - андрадит, т.е. они формировались в условиях повышенной f O_2. Парагенез андрадита и мало Fe клинопироксена свидетельствует о повышенной щелочности

флюида [Жариков и др., 1979], более высокой, чем у флюидов, породивших ранние родингиты. Изотопный состав кислорода и углерода в кальците поздних родингитов Золотой Горы $\delta^{18}O$ SMOW = + 24. $^{o}/_{oo}$ и $\delta^{13}C$ PDB = - 11.4 $^{o}/_{oo}$; $\delta^{18}O$ SMOW = + 19.6 $^{o}/_{oo}$ и $\delta^{13}C$ PDB = + 2.9 $^{o}/_{oo}$. Изотопный состав кислорода свидетельствует, что источник флюидов, породивших поздние родингиты, - глубинный, метаморфогенный [Stable isotopes.., 1986]. Изотопный состав углерода свидетельствует, что большая часть CO_2 возникла за счет окисления углеводородов (метана) [Устинов, 1983]; их источником возможно служили ранние серпентиниты.

Оценки температур формирования родингитов Золотой Горы близки к оценкам для родингитов иных регионов [Schandl, O'Hanley, 1990; Rössli et al., 1991; O'Hanley et al., 1992; Compagnoni et al., 1998].

Поздние серпентиниты и поздние родингиты пересечены прожилками хризотил-асбеста, родингиты также прожилками железистого пумпеллиита; это типичные образования пренит-пумпеллиитовой фации. Наиболее молодые образования серпентинитов и родингитов включают ассоциацию пентландит+миллерит, которая по данным [Kaneda et al., 1986] образуется ниже 250° С, т.е. в условиях переходных к цеолитовой фации.

Итак, метаморфиты Золотой Горы содержат минеральные образования цикла: пренит-пумпеллиитовая фация → пумпеллиит-актинолитовая → пренит-пумпеллиитовая → цеолитовая фация, - проявлена петля метаморфизма Л.Л.Перчука [Перчук, 1983].

Латеральная минеральная зональность серпентинитов и родингитов

Ранние серпентиниты в краевых частях Карабашского массива гипербазитов содержат пирит в ассоциации с полидимитом и виоларитом; в центре массива - аваруит. Ранние метагабброиды и родингиты в краевых частях массива гипербазитов содержат пирит с вростками пирротина, халькопирита и пентландита; в центре массива - самородную медь. Поздние серпентиниты и родингиты краевых частей массива гипербазитов содержат магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, полидимит; более внутренних частей массива гипербазитов - магнетит, халькопирит, Co-пентландит, Co-купропентландит, халькозин; в центре массива - Co(!)-магнетит, самородную медь, немного халькозина, борнита, хизлевудита. Отчетливо проявлено "сер-

ное дыхание" метаморфизуемых колчеданных залежей и пиритоносных толщ.

Родингиты и золотое оруденение

Бесчисленные тела родингитов в гипербазитовых массивах востока России [Юркова, 1977; Агафонов, Пинус, 1981; Колесник, 1981; Горелова, Леснов, 1991; Плюснина и др., 1991; Лихойдов, Плюснина, 1992], северо-запада России [Смолькин, Абзалов, 1990], Урала [Падалка, 1932, 1937; Соколова, 1960; Кузнецова, 1963; Варлаков, Поляков, 1986; Спиридонов и др., 1996], Казахстана [Москалева и др., 1971], Узбекистана [Головко, 1987], Италии [Gramaccioli, 1978; Barriga, Fyfe, 1983; Basso et al., 1984 а,б; Belogne et al., 1994], Швейцарии [Koark, 1950; Gramaccioli, 1978; Deutsch, 1979; Gnehm, 1979; Dietrich et al., 1986; Burkhard, 1987; Rössli et al., 1991]; Норвегии [Bøe, 1985], Польши [Dubinska, 1995], Греции [Paraskevopoulos, 1969; Caperdi et al., 1978], Канады [Grice, Williams, 1979; Laurent, 1980; Wares, Martin, 1980; Condie, 1981; Chamberlain, 1989; Schandl et al., 1989; O'Hanley et al., 1992], США [Peters et al., 1978; Burkhard, 1987; Mittwede, Schandl., 1992], Южной Африки [Anhaeusser,1979; Mogessie, Rammlmair, 1994], Новой Зеландии [O'Brien, Rodgers, 1973], Тайваня [Lan, Liou, 1981], Японии [Seki, 1962; Onuki et al., 1982; Kato, Niida, 1983; Muraoka, 1985], Пакистана [Bilgrami, Howie, 1960], Ирана [Alberti et al., 1976; Adib, Pamic, 1980], Атлантического океана [Honorez, Kirst, 1975] не содержат и следов золотого оруденения.

Рудные залежи - линейные штокверки Золотой Горы контролируют тела родингитов, являющихся метаморфизованными дайками Ti габброидов. Очевидна приуроченность зон трещиноватости и золотого оруденения к телам жестких родингитов, а не к пластичным серпентинитам. Формирование родингитов и руд Золотой Горы разделены внедрением гранитоидов гранодиоритовой формации, образованием роговиков и послегранитоидных гидротермальных метасоматитов пропилитовой и березит-лиственитовой формаций. Родингиты и серпентиниты Золотой Горы золотоносны только там, где они лиственитизированы. Параметры формирования родингитов и лиственитизированных пород Золотой Горы резко отличны по давлению, температуре, составу флюидов, изотопному составу кислорода и углерода кальцита. Температуры и состав флюидов, сформировавших руды Золотой Горы, обычны для месторождений березит-лиственитовой - золото-кварце-вой формации [Спиридонов, 1995]. В лиственитизированных серпентинитах Золотой Горы самородное золото практически не содержит Cu. Медистое золото развито в лиственитизированных родингитах, оно

возникло при воздействии золотоносных гидротерм, сопряженных с гранодиоритовой формацией, на уже существовавшую самородную медь родингитов [Спиридонов, Плетнев, 2002].

В апородингитовых золотых рудах Золотой Горы отсутствует сфалерит, хотя цинк характерный базитовый элемент. Вероятная причина в том, что при процессах предрудного метаморфизма цинк был жестко связан в метаморфогенных шпинелидах [Спиридонов и др., 1997б, 1998а]. Этим обусловлена еще одна особенность руд Золотой Горы - наличие в них гипогенного гринокита CdS [Плетнев, 1998]. Гринокит - запрещенный минерал обычных золотых месторождений, в их рудах величина Zn : Cd = 300-500 и кадмий полностью рассеян, маскирован в сфалерите. Кадмий из-за крупного размера атома не может входить в структуру шпинелидов и поэтому мог быть мобилизован из метапород при эпигенетических гидротермальных процессах.

Литература

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-азиатского пояса. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука. 1981. С.105-112.

2. Алиев Р.М., Аллахвердиев Ш.И., Бабаев И.А. и др. О находке и кристалломорфологических особенностях везувиана в родингитах Малого Кавказа //Зап. ВМО. 1981. Ч. 113. Вып. 4. С. 474-479.

3. Баба-Заде В.М., Гусейнов Н.А., Мартиросян Р.А. Гибшит в гипербазитах Малого Кавказа//Уч. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол. 1975. № 1. С. 50-53.

4. Белянкин Д.С., Петров В.П. Гибшит//Докл. АН СССР. 1941. Т. 32. С. 66-70.

5. Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая Гора. В кн.: Золоторудные месторождения СССР. Т.I. М.: Недра. 1984. С. 187-195.

6. Берзон Р.О., Левитан Г.М. Формационная классификация золотых месторождений Урала //Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 201. С. 75-82.

7. Берзон Р.О., Фадеичева И.Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая Гора. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1974. С. 63-67.

8. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука. 1964. 224 с.

9. Боровикова Е.Ю., Куражковская В.С., Алферова М.С. ИК-спектроскопия везувиана скарнов и родингитов. В кн.: Минерал. музеи. СПб: изд. СПбГУ. 2002. С. 87-88.

10. Бородаевский Н.И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала. В кн.: 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: изд. УФ АН СССР. 1948. С. 316-330.

11. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. О происхождении лестничных прожилков в золоторудных месторождениях Урала //Тр. НИГРИЗолото. 1947. Вып. 16. С. 93-107.

12. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. М.: Наука. 1986. 219 с.

13. Варлаков А.С. Гидрогроссулярит из Куликовского массива //Исслед. по минералогии и геохимии Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 16. С. 112-114.

14. Варлаков А.С. Волластонит из родингитов Джетыгаринского месторождения // Минералы месторождений Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1987. С. 77-81.

15. Варлаков А.С., Поляков В.О. Жильные минералы из родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста//Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1986. С. 71-77.

16. Гекимянц В.М., Спиридонов Э.М. Кальциртит-перовскит-титанитовая минерализация в метаскарнах, метагипербазитах и метабазитах западного склона Урала. В кн.: Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб.: 1998. С. 161-162.

17. Головко А.В. Родингиты Южного Тянь-Шаня //Зап. Узбек. отд. ВМО. 1987. Вып. 40. С. 66-71.

18. Горелова Н.Н., Леснов Ф.П. О гранатсодержащих родингитах из гипербазитовых массивов Корякского нагорья. В кн.: Гипербазитовые ассоцтацтт складчатых областей. Выпю 6. Новосибирск. 1991. С. 71-83.

19. Жариков В.А., Аксюк А.М., Коржинский М.А. Влияние кислотности растворов на распределение железа между пироксеном и гранатом (по экспериментальным данным). В кн.: Проблемы физ.-хим. петрологии. Т.1. М.: Наука. 1979. С. 46-60.

20. Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. N 3. С. 3-18.

21. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука. 1989. 342 с.

22. Захарова А.А. Родингитовая формация офиолитового пояса Южного Урала. В кн.: Магматические и метасоматические форации Южного Урала. Уфа. 1987. С. 55-61.

23. Зотов А.В., Логинов В.П., Пшеничный Г.Н. Отношение пренито-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма к колче-

данному оруденению на Южном Урале //Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 1. С.168-171.

24. Иванов А.А. Уральские коренные месторождения золота. В кн.: 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Металлургиздат. 1948. С. 127-168.

25. Колесник Ю.Н. Проблема генезиса и температурных фаций родингитов. В кн.: Минеральные преобразования океанического субстрата. М.: Наука. 1981. С. 97-104.

26. Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М.:Госгеолтехиздат. 1959. 232 с.

27. Кузнецов Е.А. Петрографическое описание Соймоновской долины. I. Гора Карабаш // Тр. Ин-та прикладной минералогии. 1928. № 32.

28. Кузнецов Е.А. Геологическое описание Соймоновской долины //Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе. Т.2. М.: 1936. С. 75-128.

29. Кузнецов Е.А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: изд. АН СССР. 1939. 243 с.

30. Кузнецова В.Н. Парагенетическая связь процессов серпентинизации и метаморфизма даек в гипербазитах. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала (тр.1 Урал. петрограф. совещания). 1963. Т.1. С. 339-348.

31. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и условия их формирования //Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 53-65.

32. Логинов В.П.Пренит-пумпеллиитовая фация метаморфизма в главной зеленокамен-ной полосе Среднего Урала //Тр. 2 Урал. петрограф. совещ. 1969. Кн. 5. С. 137-144.

33. Ложечкин М.П. Карабашское месторождение медистого золота //Тр. УФ АН СССР. Свердловск: 1935. Вып. 4. С. 35-44.

34. Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: изд УРО АН СССР. 1982. 112 с.

35. Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузивов Казахстана и определение их минерального состава методом термографии //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 12. С. 75-85.

36. Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР. 1986. 107 с.

37. Нечеухин В.М., Гуревич Л.П. Зеленокаменный метаморфизм и колчеданное оруденение //Тр. ИГ УНЦ АН СССР. 1973. Вып.102. С.123-138.

38. Николаев А.В. Коренное месторождение золота Соймоновской долины в Кыштымской даче на Урале //Матер. по геологии России. СПб. 1908. Т. 23. Вып. 2. С. 494-552.

39. Ойдуп Ч.К., Кужучет К.С. О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува). В кн.: Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Наука. 1989. С. 100-111.

40. Падалка Г.Л. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2 Вагранской даче на Среднем Урале//Тр. ГГРУ. 1932. Вып. 50. С. 5-101.

41. Падалка Г.Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. В кн.: Петрография Урала. Ч.1. М.-Л.: изд. АН СССР. 1937. С. 55-140.

42. Перчук Л.Л. Термодинамичекий аспект полиметаморфизма. В кн.: Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука. 1983. С. 21-37.

43. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука. 1973. 320 с.

44. Плетнев П.А. Гипогенный гринокит месторождения Золотая Гора. В кн.: Минералогия Урала. Миасс: изд. ИМ УРО РАН. 1998. Т.2. С. 62-63.

45. Плетнев П.А., Алферова М.С., Спиридонов Э.М. Ахтарандит из района Талнахского месторождения//Зап. ВМО. 2001. Ч. 130. Вып. 5. С. 74-78.

46. Плюснина Л.П., Некрасов И.Я., Лихойдов Г.Г. Петрогенезис родингитов Мунилканского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 38-50.

47. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Смирнов С.В. Первая находка шорломита в офиолитовых гипербазитах//Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. N. 5. С. 1207-1212.

48. Ракчеев А.Д. Метаморфизм зеленокаменных пород и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнечихинского месторождения на Среднем Урале//Сов. геология. 1956. № 51.

49. Ракчеев А.Д. Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т.52. Вып. 4. С. 20-37.

50. Сазонов В.Н., Григорьев Н.И., Мурзин В.В. и др. Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 208 с.

51. Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байальской горной области //Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. С. 175-177.

52. Смолькин В.Ф., Абзалов М.З. Родингиты и серпентиновые
83
жилы из рудоносного габбро-верлитового масива Пильгуярви (Печенга) //Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. № 5. С. 70-79.

53. Соболев Н.Д. О скарнах и хлорито-гранатовых породах//Зап. ВМО. 1952 а. Ч. 88. Вып. 4. С. 495-496.

54. Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат. 1952 б.

55. Соколова Л.А. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород //Тр. ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 47. С. 3-42.

56. Спиридонов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центр. Казахстана//Геология рудных м-ний. 1995. Т. 37. N 3. С. 179-207.

57. Спиридонов Э.М. Генетические типы месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: изд. МГУ. 2000. 61 с.

58. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С. Вероятный механизм образования скоплений аваруита (джозефинита) в метаперидотитах. В кн.: Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург: изд. УГГГА. 1999. С. 208-209.

59. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Антонов А.А. и др. Минералогия родингитов Баженовского месторождения. Екатеринбург: изд. УГГГА. 1996. 95 с.

60. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Кононкова Н.Н., Куликова И.М. Годлевскит Ni_9S_8 родингитов Баженовского гипербазитового массива, Средний Урал //Докл. РАН. 1997 а. Т. 356. N 6. С. 814-816.

61. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Плетнев П.А. и др. Минералогия хрома в уральских родингитах умеренного давления. В кн.: Уральская летняя минералогическая школа-97. Екатеринбург: изд. УГГГА. 1997 б. С. 57-60.

62. Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Филимонов С.В. и др. Цинкистые хромшпинелиды. В кн.: Минералогия Урала. Т. II. Миасс: изд. ИМ УРО РАН. 1998 а. С. 127-129.

63. Спиридонов Э.М., Гекимянц В.М., Куликова И.М. Новый метаморфогенный генетический тип кальциртита//Зап. ВМО. 1998 б. Ч. 127. N 6. С. 36-39.

64. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н. и др. Метавулканиты пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд.МГУ. 2000. 212 с.

65. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Апогипербазитовые хромит-кварц-рибекитовые метасоматиты Золотой Горы//Уральский геол. журнал. 2001. N 6. С. 61-72.
84

66. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о "золото-родингитовой" формации). М.: Научный Мир. 2002. 216 с.

67. Устинов В.И. Методические аспекты геохимии изотопов легких элементов. В кн.: Методы изотопной геологии. М.: изд. АН СССР. 1983. С. 7.

68. Файф В.С., Прайс Н., Томпсон А.Б. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 183 с.

69. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: изд. ИМ УРО АН. 1994. 254с.

70. Чернавцев И.С. Цветные камни Тамватнейского ультрамафитового массива. В кн.: Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука. 1988. С. 141-149.

71. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра. 1988. 505 с.

72. Шадлун Т.Н. Особенности минерального состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М.: изд. АН СССР. 1950. С. 117-147.

73. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука. 1977. 312 с.

74. Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Северный Сахалин)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 101-109.

75. Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука. 1986. 294 с.

76. Adib D., Pamic J. Rodingites from the southeastern parts of the Neyriz ophiolite comp lex in the Zagros Range, Iran //Arch. Sci. Geneve. 1980. Vol. 33. P. 281-289.

77. Alberti A.A., Comin-Chiaramonti P., Moazez S. On some rodingite occurences in northeastern Iran //Neues Jahrb. Mineral. Monat. 1976. S. 185-191.

78. Anhaeusser C.R. Rodingite occurence in some archeaen ultramafic complexes in Barber ton mountain land, South Africa //Precamb. Res. 1979. Vol. 8. P. 49-74.

79. Arai M. Tectonics of Tanzawa Mountains. Ms. Thesis of Ehine University. 1983. 70 p.

80. Armbruster T., Gnos E. P4/n and P4nc long-range ordering in low-temperature vesuvia nites //Amer. Mineral. 2000. Vol. 85. P. 563-569.

81. Barriga F., Fyfe W.C. Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, east Liguria, Italy//Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 84. P. 146-151. 85

82. Basso R., Cimmino F., Messiga B. Crystal chemistry of hydrogarnets from three micro structural sites of basaltic metarodingite from Voltri massif (Western Liguria, Italy) //Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1984 a. Bd. 148. S. 245-258.

83. Basso R., Cimmino F., Messiga B. Crystal chemistry and petlological study of hydrogar nets from a Fe-gabbro metarodingite (Gruppo di Voltri, Western Liguria, Italy)//Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1984 б. Bd. 150. S. 247-258.

84. Belogne F. Die mineralien der grüngesteine des Val Malenko //Lapis. 1980. N 6. S. 9-13.

85. Belogne F., Sciesa S., Sciesa E. et al. Neufunde aus dem von Malenko, Oberitalien //Lapis. 1994. № 10. S. 15-21.

86. Bilgrami S.A., Howie R.A. The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan//Amer. Mineral. 1960. Vol.45. P. 791-801.

87. Bøe R. Rodingite from Lindas, western Norway//Norsk. geol. tiddskr. 1985. Bd. 65. S. 301-320.

88. Burkhard D.J.M. Ore minerals and geochemistry in the serpentinites of the Eastern Central Alps (Davos to the Val Malenco) compared to occurences in the Klamath Mountains (California and Oregon). Heidelberg: Ruprecht-Karls-Universität. 1987. 345 p.

89. Caperdi S., Garutti J., Rossi A. Rodingites from Pindos, constraints on the "Rodingite problem"//Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1978. Bd. 132. N 3. S. 242-263.

90. Chamberlain S.C. Wollastonite, vesuvianite, native copper, and diopside from the Jeffrey Mine in Asbestos, Quebec, Canada//Rocks and Minerals. 1989. Vol. 55. N 5. P. 188-191.

91. Compagnoni R., Conte R., Facchinelli A. et al. The rodingite of Bellecombe (Val d'Aosta, Italy): a petrographic and fluid inclusion study //IMA-98. Toronto. 17th General. Meet. 1998. P. A-77.

92. Coombs D.S., Kawachi Y., Houghton B.F. et al. Andradite and andradite-grossular solid solutions in very low-grade metamorphosed rocks in Southern New Zealand//Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol.63. P.229-246.

93. Condie K.C. Archean greenstone belts. Oxford-New York: Elsevier Sci. Publ. Comp. 1981. 390 p.

94. Deutsch A. Serpentinite und rodingite der Cima Sgiu (SW Aduladecke, Ticino)//Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1979. Bd. 59. S.319-347.

95. Dietrich H., Koller F., Richter W., Kiesel W. Petrologie und geochemie des rodingit vorkommens vom Islitzfall/Dorfertal, Hohe Tauern) //Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1986. Bd. 66. S. 163-192.
86

96. Dubinska E. Rodingites of the eastern part of Jordanow-Gogołow serpentinite massif, Lower Silesia, Poland //Canad. Mineral. 1995. Vol. 33. P. 585-608.

97. Ekstrand O.R. The Dumont serpentinite: A model for control of nickelferrous opaque mineral assemblages by alteration reaction in ultramafic rocks //Econ. Geol. 1975. Vol. 70. P. 183-201.

98. Fitzgerald S., Rheingold A.L., Leavens P.B. Crystal structure of a none - P4/nnc vesu vianite from Asbestos, Quebec //Amer. Mineral. 1986. Vol. 71. P. 1483-1488.

99. Frankel J.J. Uwarovite garnets and South African jade (hydrogrossular) from the Bushveld complex, Transvaal //Amer. Mineral. 1959. Vol. 44. P. 565-591.

100. Frost B.R. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, central Cascades, Washington //J.Petrol. 1975. Vol. 16. P. 272-313.

101. Gnehm G. Mineraliensuche zwischen Zermatt und Saal See //Lapis. 1979. N 6. S. 15-21.

102. Gramaccioli C.M. Die Mineralien der Alpen. Stuttgart: Kosmos. 1978. 503 s.

103. Grice J.D., Wight W. Correlation of colour and chemistry in grossular and vesuvianite from the Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec, Canada. В кн.: Морфология и фазовые равновесия минералов. София: изд. Болгар. АН. 1986. С. 433-440.

104. Grice J.D., Williams R. The Jeffrey Mine, Asbestos, Quebec //Mineral. Record. 1979. N 2. P. 69-80.

105. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W. et al. Summary and critique of the thermo dynamic properties of rock-forming minerals //Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278 A.

106. Henmi C., Kusachi I., Henmi K. Vesuvianite from Kushiro, Horoshima prefecture, Japan //JMA-94. 16th General. Meet. Pisa. 1994. P.172.

107. Hess H.H. The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits //Econ. Geol. 1933. Vol. 28. P. 634-657.

108. Henn U. Hydrogrossular aus Südafrica - die sogenannte "Transvaal jade" //Zeitschr. Deutsch. Gemmol. Ges. 1996. Bd. 45. S. 189-197.

109. Höchleitner R., Vogt M. "Transvaal-jade" aus Südafrica //Lapis. 1998. Bd. 23. N 10. S. 36-38.

110. Honnorez J., Kirst P. Petrology of rodingites from the Equatorial mid-Atlantic fracture zons and their geotectonic significance //Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol. 49. P. 233-257.

111. Ishimoto N., Onuki H., Yomogida K. Additional find of Ti-rich hydroandradite in low-grade metamorphic rocks //J. Japan Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geol. 1983. Vol. 78. N. 3. P. 105-108.

112. Kato T., Niida K. Rodingites from the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido //J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1983. Vol. 20. P. 151-169.

113. Kaneda H., Takenouchi S., Shon T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system //Mineral. Deposita. 1986. Vol. 21. P. 169-180.

114. Koark H.J. Die serpentinite des Ochsners (Zillertal) und des Reckners (Tarntal) als beispiel polymetamorpher fazies verschiedener geologischer stellung //Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1950. Bd. 81. S. 399-476.

115. Krutov G.A., Vinogradova R.A., Kisileva I.A. Chlorinoferous minerals and certain problems in genesis of metasomatic magnetite deposits in Mul'ga-Burluk and Krasnokamenka groups, Eastern Sayan //Internal. Geol. Rev. 1971. Vol. 13. P. 1293-1302.

116. Lan C.-Y., Liou .G. Occurence, petrology and tectonics of serpentinites and associated rodingites in the Central range, Taiwan //Mem. Geol. Soc. China. 1981. P. 343-389.

117. Laurent R. Regimes of serpentinization anf rodingitization in Quebec-Appalachian ophio lites //Arch. Sci. Geneve. 1980. Vol. 33. P. 311-320.

118. Lindgren W. Mineral deposits, 4th ed. New York -London: McGraw - Hill Book Company. 1933. 930 p.

119. Marshall P., Bell R.A., Clarck E.C. The geology of the Dun Mountain Subdivision Nel son//Bull. Geol. Surv. New Zealand. 1911. Vol. 12. N 2. P. 11-40.

120. Mittwede S.K., Schandl E.S. Rodingites from southern Appalachian Piedmont, South Carolina, USA//Eur. J. Mineral. 1992. Vol. 4. P. 7-16.

121. Mogessie A., Rammlmair D. Occurence of zoned uvarovite-grossular garnet in a rodingite from the Vumba Schist Belt, Botswana, Africa: implications for the origin of rodingites//Mineral. Mag. 1994. Vol. 58. P. 375-386.

122. Muller P. Kalcsilicatefelse im serpentin des Piz Lunghin bei Maloja (ein beitrag zur genese der rodingites) //Chem. Erde. 1962. Bd. 22. S. 452-463.

123. Muraoka H. Serpentinization reaction responsible for rodingite formation of the Ashidachi ultramafic complex, southwest Japan //J. Japan Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 413-428.

124. O'Brien J.P., Rodgers K.A. Xonotlite and rodingites from Wairere, New Zealand //Mineral. Mag. 1973. Vol. 39. P. 361-396.

125. O' Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J. The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P $_{H2O}$ during serpentinization //Geochim. Cosmo chim. Acta. 1992. Vol. 56. P. 97-108.

126. Onuki H., Akasaka M., Yoshida T., Nedachi M. Ti-rich hydroandradites from the Sanbagawa metamorphic rocks of the Shibukawa area, central Japan //Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 80. P. 183-188. Oxide minerals. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Amer. Vol. 25. 1991. 509 p.

127. Paraskevopoulos G.M. Rodingite in serpentiniten von NW-Thessalien, Griechenland //Neues Jahrb. Mineral. Abh. 1969. Bd. 112. N 1. S. 47-62.

128. Passaglia E., Rinaldi R. Katoite, a new mineral of the $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ - $Ca_3Al_2[(OH)_4]_3$ series and new nomenclature for the hydrogrossular group minerals //Bull. Mineral. 1983. Vol. 104. P. 605-618.

129. Peters T.A., Peters J.J., Weber T. Famous mineral localities: Paterson, New Jersey //Mineral. Record. 1978. Vol. 9. № 3. P. 157-179.

130. Peters Tj. A water-bearing andradite from the Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) //Amer. Mineral. 1965. Vol. 50. P. 1482-1486.

131. Philpotts A.R. Principles of igneous and metamorphic petrology. New Jersey : Prentice Hall. 1990. 498 p.

132. Ramdohr P. A widespread mineral association, connected with serpentinization //Neues Jahrb. Mineral. Monat. 1967. Bd. 107. S. 241-265.

133. Rice J.M. Netamorphism of rodingites. I. Phase relations in a portion of the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ //Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283-A. P. 121-150.

134. Rössli U., Hörnes S., Köppel V. Isotope data of metarodingites and associated rocks from the Lanzo and the Bracco ophiolitic massifs: indications on the evolution of the Alpinotype ultramafic complexes //Schweiz. Mineral, Petrogr. Mitt. 1991. Bd. 71. S. 125-141.

135. Rossman G.R. The hydrous components in garnets: Grossular-hydrogrossular //Amer. Mineral. 1991. Vol. 76. P. 1153-1164.

136. Rouse J.D. Garnet. London: Butterworths. 1986. 134 p.

137. Schandl E.S., O' Hanley D.S. Fluid inclusions in rodingites - a geothermometer for serpentinization //Econ. Geol. 1990. Vol. 85. P. 1273-1276.

138. Schandl E.S., O' Hanley D.S., Wicks F.J. Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt, Ontario// Canad. Mineral. 1989. Vol.27. P. 579-591.

139. Seki Y. Chemical characteristics of the grossular-andradite mineral series in rodingites//Japan J. Geol. Geograph. 1962. Vol. 33. N 1. P. 15-31.

140. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Amer. Vol. 16. 1986.

141. Thompson A.B. P_{CO2} in low-grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay minerals, prehnite relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$ //Contrib. Mineral. Petrol. 1971. Vol. 33. P. 145-161.

142. Tilley C.E. On the replacement of anorthosite by hydrogrossular in the Transvaal //Trans. Geol. Soc. South Africa. 1957. Vol. 60. P. 15-17.

143. Tiriumi M., Teruya J. Tectono-metamorphism of the Shimanto belt //Modern Geology. 1988. Vol. 12. P. 303-324.

144. Wares R.P., Martin R.F. Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey mine, Asbestos, Quebec //Canad. Mineral. 1980. Vol. 18. . 231-240.

145. Wenner D.B. Hydrogen, oxygen and carbon isotopic evidence for the origin of rodingites in serpentinized ultramafic rocks//Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. P. 603-614.

146. Wilson M.L., Dyl St.J. The Michigan copper country //Mineral. Record. 1992. Vol. 23. № 2. P. 4-16 and 24-76.

147. White W., Grice B.A., Grice F.G. et al. Canadian vesuvianite gems //J. Gemmology. 1983. Vol. 18. P. 738-747.

148. Zabinski W. Transvaal "Jade" //Zeit. Deutsch. Gemmol. Ges. 1991. N 4. S. 233-239.