

Э.М. СПИРИДОНОВ, П.А. ПЛЕТНЕВ

МЕСТОРОЖДЕНИЕ МЕДИСТОГО ЗОЛОТА ЗОЛОТАЯ ГОРА

(О «ЗОЛОТО-РОДИНГИТОВОЙ» ФОРМАЦИИ)



НАУЧНЫЙ МИР

ОТ АВТОРОВ

В книге приведены оригинальная классификация гидротермальных месторождений золота и новая схема фаций среды рудоотложения плутоногенных золотых месторождений. На примере голотипа “золото-родингитовой” формации – месторождения Золотая Гора доказано, что такой формации не существует, т.к. рудные тела этого и подобных месторождений представлены лиственитизированными родингитами среди лиственитизированных апоперидотитовых или апокоматиитовых серпентинитов. Развитие в золотых рудах минералов группы медистого золота, самородных меди, сурьмы и свинца, амальгам Au-Ag, арсенидов и антимонидов Ni, Cu, Fe обусловлено тем, что данные руды формировались при крайне низкой фугитивности серы (на 8–10 порядков ниже, чем руды стандартных месторождений золота), будучи изолированы от “серного дыхания” окружающих гипербазитовые массивы и совместно с ними метаморфизируемых колчеданосных вулканитов и пиритосных осадочных толщ мощной оболочкой слабо проницаемых для флюидов серпентинитов. Поскольку рассматривается проблема “золото-родингитовой” формации, детально охарактеризованы дорудные ранние и поздние родингиты, а также ранние и поздние серпентиниты, хлоритолиты Золотой Горы. Параметры формирования родингитов и золотоносных лиственитизированных пород Золотой Горы резко отличны по давлению, температуре, составу флюидов, изотопному составу кислорода и углерода кальцита. Состав и соленость флюидов, сформировавших Au руды Золотой Горы, обычны для плутоногенных месторождений березит-лиственитовой формации. Установлено, что основная масса минералов группы медистого золота возникла при воздействии золотоносных гидротерм на уже существовавшую самородную медь родингитов; последовательность образования этих минералов: аурикуприд Cu_3Au → купроаурид $CuAu$ → фаза $Cu_2(Au, Ag, Hg)_3$ → минерал $CuAu_3$. Поскольку минералы Cu-Au почти не содержат Ag и Hg, эти элементы накапливались в ходе рудоотложения, что обусловило формирование Hg электрума, Hg-кюстелита, Hg-серебра в ассоциации с минералами Cu-Au. Синхронно в серпентинитах возникло стандартное Hg-содержащее серебристое золото, не содержащее Cu. Фаза $Cu_2(Au, Ag, Hg)_3$ при отжиге превратилась в решетчатые (ламеллярные) сростания примерно равных количеств купроаурида и бедного Hg золота. Купроаурид $CuAu$ при отжиге в значительной степени испытал превращения в тетрааурикуприд и рожковит. Характерный минерал Золотой Горы – златогорит $CuNiSb_2$; в его составе сфокусированы особенности месторождения – обилие базитовой Cu и гипербазитового Ni, крайне низкая $f S$, дифференциация в ходе рудоотложения As (фиксирован в околорудных метасоматитах в орселите и маухерите) и Sb (фиксирована в золоторудных залежах в брейтгауптите, сурьме, купростибите, златогорите). Руды Золотой Горы бедны Pt и Pd (< 0.1 г/т). Дана характеристика дозолоторудных метасоматитов пропилитовой формации (талък-карбонатных) и послезолоторудных хромит-кварц-рибекитовых метасоматитов, которые заменили хромитосные апогарцбургитовые серпентиниты.

Приведено 530 оригинальных микронзондовых анализов минералов группы медистого золота, самородных золота и меди, амальгам Au-Ag, сульфидов, арсенидов и антимонидов Cu, Ni, Fe и Co (виоларит, пентландит, купропентландит, орселит, маухерит, нисбит, сейнйокит, ульманнит.), гринокита, хромшпинелидов, магнетита, ильменита, граната, клинопироксена, хлорита, талька, вермикулита, титанита, карбонатов, турмалина, рибекита.

Книга представляет интерес для специалистов по геологии и минералогии золота, низкоградному метаморфизму, гидротермальному метасоматозу, минералогам, петрографам, технологов-обогащателей, а также для студентов и аспирантов в качестве учебного пособия для рудно-минералогической практики.

The study gives the original author's classification of the hydrothermal gold deposits and the new scheme of the ore-containing environment facies of the plutogeneously hydrothermal gold deposits. Further to the "golden-rodingite" formation holotype reviewing (Zolotaya Gora deposit) it has been shown that such formation does not exist in fact, because the gold-bearing bodies of this deposit and of similar ones are represented with the listvenitized rodingites occurring within the listvenitized apoperidotitic serpentinites or apocomatyitic serpentinites. In the golden ores the development of the copper-gold group minerals; native copper; antimony and lead; Au-Ag amalgams; Ni, Cu, Fe arsenides and antimonides was due to the fact that these ores were generated with very low fS (the value being by 8–10 exponents lower than the one of the ores of the typical gold deposits). The above ores have been isolated from the sulfurous fluids of piritiferous volcanites and pyrite-containing sedimental strata with thick cover of the serpentinites being low-permeable for the fluids above, during the low-grade metamorphism processes. As the problem of the "gold-rodingite" formation is examined, the study gives the detailed characteristics of the pre-ore early and late rodingites, serpentinites and chloritilites of the Zolotaya Gora deposit. The formation parameters of rodingites and gold-bearing listvenitized rocks of the Zolotaya Gora deposit substantially differ by the temperature, pressure, fluid composition, isotopic oxygen and carbon composition of calcite. The composition and salinity of fluids having formed the gold-bearing ores of the Zolotaya Gora deposit, are typical for the plutogeneously deposits of berezite-listvenite formation. It has been established that the main quantity of the gold-copper group minerals has been generated due to the reaction of gold-bearing hydrothermal fluids with rodingite primary native copper. The sequencing of formation of these minerals is as follows: auricupride $Cu_3Au \rightarrow$ cuproauride $CuAu \rightarrow$ mineral $CuAu_3$. Due to the fact that the Cu-Au system minerals can not contain include Ag and Hg atoms in their structure, these elements were accumulated during the ore deposition, thus having caused the formation of Hg-electrum, Hg-custelite, Hg-argentum in the association with minerals Cu-Au. In the same time the typical Hg-containing Ag-gold appeared within the serpentinites, not containing Cu. The phase $Cu_2(Au,_{Ag,Hg})_3$ was annealed into the lattice-form (lamellar) structures containing almost equal quantities of CuAu and low Hg gold. When annealed, the cuproauride CuAu was transformed into tetraauricupride and rozhkovite. The zlatogorite $CuNiSb_2$ is the typical mineral of the Zolotaya Gora deposit. Its composition reflects some specific features of this deposit, that are: abundance of the mafic copper, hypermafic nickel, extremely low fS_2 , differentiation of As (being fixed in the circum-ore metasomatites in form of orselite and maucherite) and Sb (being fixed in the gold-bearing veins in form of breithauptite, antimony, cuprostibite, zlatogorite, etc.). The ores of the Zolotaya Gora contain Pt and Pd (<0.1 ppm). The study gives the characteristics of the pre-ore propilite (talc-carbonite) metasomatites and the post-ore apoperidotite chromite-quartz-ribeckite metasomatized which substituted the chromite-containing serpentinites.

530 original microprobe analyses of copper-gold group minerals; native gold and copper; Au Ag amalgams; sulfides, arsenides and antimonides of Cu, Ni, Fe, Co (violarite, pentlandite, cupropentlandite, orselite, maucherite, nisbite, seiniajokite, ulmannite); grinnokite; chromspinelides; magnetite; ilmenite; garnet; clinopyroxene; chlorite; talk, vermiculite titanite, carbonates; turmaline; ribekite are given therein.

The present study is recommended for the specialists in the field of gold geology and mineralogy; low-grade metamorphism; hydrothermal metasomatism; mineralogy; petrology; enrichment production process. The study can be also used as manual for the students and post-graduates during the ore-mineralogy field practice.

ВВЕДЕНИЕ

Имеющиеся данные о гидротермальных рудных концентрациях Au в значительной степени обобщены в работах : для континентов – [Stütz, 1803; Don, 1898; Lindgren, Ransome, 1906; Линдгрэн, 1932, 1935, 1937; Lindgren, 1933; Усов, 1933; Обручев, 1934; Нолан, 1937; Emmons, 1937; Звягинцев, 1941; Schneiderhöhn, 1941; Билибин, 1947 а, б, 1959; Петровская и др., 1947, 1976; Бородаевский, 1948, 1960, 1964; Бэтман, 1949; Шнейдерхен, 1958; Нобл, 1959; Альбов, 1960; Лазаренко и др., 1963; Пляшкевич, 1967; Щербаков, 1967; Татаринов, Строна, 1967; Рожков, 1968; Котляр, 1968; Золоторудные формации..., 1969; Horikoshi, 1969; Тимофеевский, 1971; Бабкин, Сидоров, 1972; Шер, 1972, 1974, 1976; Петровская, 1973, 1982, 1993; Тацуми и др., 1973; Василевский, 1973; Амирян, Фамаразян, 1974; Андрусенко, Щепотьев, 1974; Ивенсен, Левин, 1975; Власов и др., 1978; Boyle, 1979; Индолев и др., 1980; Condie, 1981; Смирнов, 1982; Сазонов, 1984; Золоторудные месторождения СССР, 1984–1990; Geology and geochemistry..., 1985; Hayba et al., 1985; Фирсов, 1985; Берзон, Левитан, 1985; Фогельман, 1985; Heald et al., 1987; Коробейников, 1987; Захаревич и др., 1987; Мурзин, Малюгин, 1987; Сидоров, 1987, 1996; Nesbitt, 1988; Ляхов, 1988; Некрасов, 1988; Хомич и др., 1989; Щепотьев и др., 1989, 1994; Бертман, 1990; Соколов, 1990; Некрасов, 1991; Gold metallogeny..., 1991; Бакулин, 1991; Mitchell, Leach, 1992; Сахарова и др., 1992; Сазонов и др., 1993; Groves, 1993; Phillips, Powell, 1993; Котов и др., 1993, 1995; Marcoux, 1995; Spiridonov, 1996; Моисеенко, Эйриш, 1996; Константинов и др., 1997; Hagemann et al., 1998; Sillitoe, Thompson, 1998; Алабин и др., 1999; Hytönen, 1999; Radakrishna, Curtis, 1999] и др.; для морских акваторий – [Rona, 1984; Богданов и др., 1986; Hannington et al., 1986, 1991, 1995; Feely et al., 1987; Damm v., 1990; Crocket, 1990; Лисицын и др., 1990, 1999; Краснов и др., 1992; Herzig et al., 1993; Батурин 1993; Binns, Scott, 1993; Деков, 1994; Baker et al., 1995; Бутузова, 1998; Богданов, 1998; Гурвич, 1998] и др. Несмотря на это, современное состояние геологии диктует необходимость генетической типизации месторождений золота. Один из способов ее видится в детальном изучении конкретных золоторудных формаций, отдельных рудных провинций и месторождений, при одновременном исследовании магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических и рудных образований с равной детальностью.

Данная книга посвящена специфической “золото-родингитовой” формации.

Проблема “золото-родингитовой” формации

Золотая Гора (Карабашское, старое название – прииск № 9) – своеобразное золоторудное месторождение с великолепно проявленной зональностью рудоотложения по составу вмещающей среды. Уникально оно по геологическому строению, поскольку штокверковые рудные зоны контролируют дайкообразные тела родингитов среди серпентинитов. Уникально оно и по минеральному составу, поскольку главные рудные минералы – минералы группы медистого золота, наряду с которыми широко распространены ртутистые электрум и кюстелит, вместо арсенопирита или герсдорфита стандартных золотых месторождений здесь развиты арсениды Ni – орселит и маухерит, вместо блеклых руд – халькозин, купростибит, сурьма, медь, с галенитом ассоциирует свинец, развиты златогорит $CuNiSb_2$ и гипогенный гринокит.

Месторождение расположено у восточной окраины города Карабаш Челябинской области, в вершинной части горы Карабаш (массив альпинотипных гипербазитов), на восточном борту Соймоновской долины (полоса зеленокаменных вулканитов с серией колчеданных месторождений). Месторождение открыто в 1898-1899 г.г. при разведке вершин лога, вмещающего Ново-Карабашскую россыпь медистого золота. Отрабатывалось карьерами, штольнями и шахтами с 1903 г. до середины 50-х годов XX века. Значительная часть запасов месторождения еще находится в недрах. Исследованием Золотой горы занимались А.В.Николаев [1908], Е.А.Кузнецов [1928, 1936, 1939], М.П. Ложечкин [1935, 1936, 1939], А.А.Иванов и А.П.Переляев [Иванов, Переляев, 1941; Минералогия Урала, 1941; Иванов, 1948; Переляев, 1953], Н.И.Бородаевский [Бородаевский, Бородаевская, 1947 а, б; Бородаевский, 1948, 1960, 1964; Берзон, Бородаевский, 1984], Т.Н.Шадлун [Бетехтин и др., 1958], П.В.Покровский [Покровский и др., 1979], А.Д.Ракчев [Ракчев, 1960, 1977], Р.О.Берзон [Берзон, 1982, 1983; Берзон, Фадеичева, 1974; Берзон, Левитан, 1985], В.Н.Сазонов [Сазонов, 1977, 1978, 1984; Сазонов и др., 1993], В.В.Мурзин [Мурзин, Малюгин, 1983; Мурзин и др., 1987; Мурзин, Сустанов, 1989], а также Г.В.Смирнов, С.С.Боришанская, В.И.Смирнов. Реальную структуру и масштаб месторождения корректно оценил Г.В.Смирнов (отчет 1929 г.).

Первые исследователи месторождения А.В.Николаев и Е.А.Кузнецов описали рудоносные хлорит-диопсид-гранатовые породы как скарны, которые связаны с не вскрытыми эрозией интрузивами гранитоидов, и полагали, что Au оруденение тесно связано с этими “скарнами”. Н.Д.Соболев [1952] установил, что это не скарны, а хлограпиты (хлорит-гранат-пироксеновые породы) – ныне устаревший русский эквивалент термина родингиты. Н.И.Бородаевский считал, что оруденение Золотой Горы сопряжено с процессами превращения даек габброидного состава, секущих перидотиты, в хлорит-диопсид-гранатовые породы [Бородаевский, Бородаевская, 1947 а, б; Бородаевский и др., 1984]. А.А.Иванов отнес Золотую Гору к гидротермальным месторождениям диопсид-гранатовой формации [Иванов, 1948]. Р.О.Берзон на примере Золотой Горы выделил специфическую золото-родингитовую (золото-силикатную) формацию [Берзон, Фадеичева, 1974; Берзон, 1982, 1983; Берзон, Левитан, 1985]. В дальнейшем она выделяется в классификациях месторождений золота, разработанных сотрудниками ЦНИГРИ и Института геологии УРО РАН. По мнению Р.О.Берзона, золотое оруденение тесно связано с процессами образования хлограпитов – родингитов; родингиты рассматривались им как апоперидотитовые метасоматиты. Итак, Золотая Гора – голотип месторождений золото-родингитовой формации.

Ряд исследователей (М.И.Новгородова и др.) полагали, что Золотая Гора достаточно высокотемпературное месторождение на том основании, что минералы группы медистого золота характерны для высокотемпературных месторождений платиноидов (Моихук и др.), а также потому, что минералы золота Золотой Горы находятся в диопсид-гранатовых породах, а не в кварцевых жилах.

Представлялось интересным и важным провести дополнительное изучение геологического строения месторождения, реальной последовательности и параметров минералообразования на Золотой Горе, выявить генетические связи Au оруденения и на этой основе вновь рассмотреть проблему золото-родингитовой формации.

Материал для этой книги собирался несколько десятилетий. Основной объем полевых наблюдений, включая картирование месторождения в масштабе 1:25000, и аналитические работы выполнены по теме “Золото-родингитовая формация” (грант РФФИ 96-05-65471) в 1996–2001 г.г. Отобраны более 500 образцов руд и более 700 образцов рудовмещающих пород, характеризующих площадь месторождения. Единичные образцы руд получены от Р.О.Берзона и Г.М.Левитана (ЦНИГРИ), из Геологического музея РАН им. В.И.Вернадского и Горного музея С.-Петербурга. Большую коллекцию >1500 петрографических шлифов горных пород, развитых на площади месторождения и прилегающей территории, передал А.Д.Ракчеев (МГУ). Основные типы руд и метасоматитов, магматитов и метаморфитов охарактеризованы нами по результатам изучения нескольких сотен шлифов и аншлифов, геохимических, термобаро-геохимических, рентгенометрических, микрозондовых анализов.

Прежде, чем давать характеристику своеобразной золоторудной формации, рассмотрим стандартные формации гидротермальных месторождений золота и их классификацию. Характеристику эндогенных золоторудных формаций целесообразно предварить кратким обзором минералов золота.

Глава 1

МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТА

Ниже приведен краткий обзор минералов золота, исключая недостаточно изученные халькогениды Au и гипергенные оксиды и гидроксиды Au. Ссылки даны на наиболее существенные работы, в том числе на первые описания минералов, для широко известных минеральных видов – на те из работ, где приведены уточненные данные об их составе (формуле) или структуре.

Минералы системы Au-Ag

По результатам нескольких тысяч прецизионных анализов, опубликованных в работах [Вернадский, 1914; Lindgren, 1933; Иванов, Переляев, 1941; Переляев, 1953; Сахарова, 1968; Смолин, 1970; Introduction..., 1970; Desborough et al., 1971; Рожков и др., 1971; Андреева, 1971; Берман и др., 1972; Петровская, 1973, 1993; Разин, Бегизов, 1973; Семененко, Латыш, 1973; Юшко-Захарова, 1975; Моисеева и др., 1975; Матковский, Ясинская, 1977; Громова и др., 1978; Николаева, 1978; Boyle, 1979; Жданов, Суплецов, 1979; Скрыбин, 1980; Индолев и др., 1980; Воларович и др., 1980; Генкин и др., 1981; Самусиков, 1981; Solberg, Craig, 1981; Нестеренко и др., 1982; Попенко, 1982; Yamaoka, 1982; Gehlen v., 1983; Анисимова и др., 1984; Балеysкое..., 1984; Бородаевский и др., 1984; Фирсов, 1985; Вахрушев, Макаров, 1986; Коваленхер, 1986; Силаев, Майорова, 1986; Oberthür, Saager, 1986; Спиридонов, 1986, 1991а, 1992, 1995 а, б, 1996; Спиридонов и др., 1986 б, г; Гончаров и др., 1987; Мурзин, Малюгин, 1987; Мурзин и др., 1987; Leonard, Christian, 1987; Shikazono, Shimizu, 1987; Motomura, 1988; Хомич и др., 1989; Щепотьев и др., 1989; Минералогия Урала..., 1990; Савва, Прейс, 1990; Некрасов, 1991; Feitzinger et al., 1991; Амузинский и др., 1992 а, б; Сахарова и др., 1992; Суплецов, Жданов, 1992; Bowell, 1992; Huston et al., 1992; Khin Zaw, Large, 1992; Marcoux et al., 1992; Гамянин, 1993; Павлова, 1993; Kojionen et al., 1993; Piantone et al., 1994; Vikre, 1994; Котов и др. 1995; Tarkian, Koopmann, 1995; Vavelidis, Tarkian, 1995; Моисеенко и др., 1996; Weihed et al., 1996; Bogdanov et al., 1997; Frimmel, Gartz, 1997; Oberthür et al., 1997; So, Yun, 1997; Cabri et al., 1998; Leistel et al., 1998; Shimizu et al., 1998; Hagemann et al., 1998; Алабин, Калинин, 1999; Мурзин и др., 1999; Hytönen, 1999; Knight et al., 1999; Milesi et al., 1999] установлено, что ряд золото – серебро непрерывен по составу. В его пределах выделяют [Вернадский, 1914; Петровская, 1973 и др.] : золото* (0–30 мас. % Ag; пробность 1000-700); электрум (30–70 % Ag; проб-

ность 700-300); кюстелит (70–90 % Ag; пробность 300–100); серебро (90–100% Ag; пробность 100-0). Результаты экспериментальных исследований системы Au-Ag свидетельствуют о том, что выше 25°C в ней существует непрерывный ряд твердых растворов [White et al., 1957]. В неметаморфизованных гидротермальных месторождениях золота минералы системы Au-Ag одной генерации (одного зарождения) относительно устойчивы по составу в объеме месторождений; золотины практически всегда зональны: более поздние части золотин в той или иной степени обогащены Ag и/или Hg (обычно незначительно). В метаморфизованных месторождениях золотины не зональны по составу; здесь нередко наблюдаются сростания золотин различного состава [Спиридонов, 1995 б, 1996; Frimmel, Gartz, 1997; Шумилов, Филиппов, 1998], что исключено для руд неметаморфизованных месторождений.

Минералы системы Au (Ag)-Hg

Ртуть – второй после серебра типичный элемент – примесь в самородном золоте. Относительно широко распространена в месторождениях, сформированных при низкой fS , умеренно богатая ртутью α -амальгама – ртутистое золото – (Au,Hg) [Самусиков, Сергиенко, 1974; Назьмова, Спиридонов, 1979; Мурзин и др., 1981; Спиридонов и др., 1986 г; Oberthür et al., 1986; Shikazono, Shimizu, 1988; Shihui et al., 1990; Спиридонов, 1991а; Амузинский и др., 1992 б; Khin Zaw, Large, 1992; Kojionen et al., 1993; Leistel et al., 1998; Knight et al., 1999]; ртутистый электрум (Au,Ag,Hg) [Покровский и др., 1979; Бадалов и др., 1984; Вахрушев, Макаров, 1986; Чвилева и др., 1988; Shihui et al., 1990; Huston et al., 1992; Khin Zaw, Large, 1992; Weihed et al., 1996; Leistel et al., 1998]; ртутистый кюстелит – (Ag,Au,Hg) [Чвилева и др., 1988; Weihed et al., 1996]; ртутистое серебро – (Ag,Hg) [Berman, Harcourt, 1938; Атанасов, 1980] и др. Гораздо более редки амальгамы золота (золота-серебра), богатые Hg, которые развиты обычно в парагенезе с самородной ртутью; это юйянгит Au_3Hg – (Au,Ag) $_3Hg$ [Wu, 1993; Крылова и др., 1979]; вейшанит (Au,Ag) $_3Hg_2$ [Wu, 1993]; γ -амальгама – аурамальгама Au_2Hg_3 [Berman et al., 1938; Healy et al., 1990]. Описан палладийсодержащий минерал, близкий к юйянгиту [Leake et al., 1992]. Известен потарит PdHg, содержащий до 24 мас. % Au [Leake et al., 1992].

Минералы системы Au-Cu

Рассмотрены в главе 3.

Минералы системы Au-Fe

Описанное ранее магнитное железистое золото – это тонкокристаллические сростания магнетита и обычного серебристого золота, которое содержит от следов до 0,2 мас. % Fe [Якубовская и др., 1989].

Минералы систем Au-PGE

Минералы систем Au-Pd и Au-Pt – характерные редкие минералы телетермальных гидротермальных месторождений золота, сформированных при повышенной фугитивности кислорода, а также магматогенных платиноидных месторождений. Это

* – в этой главе жирным шрифтом выделены минералы золота

палладистое золото (порпечит) (Au,Pd) [Вернадский, 1914; Cabri, Laflamme, 1974; Watkinson, Dunning, 1979; Okamoto, Massalski, 1985; Stanley et al., 1990; Кривенко и др., 1991; Leake et al., 1992; Lima da Costa et al., 1993; Olivo et al., 1994; Некрасов и др., 1994, 1999; Тарбаев и др., 1996; Шумилов, Филиппов, 1998; Andersen et al., 1998]; платинистое золото – золотистая платина (Au,Pt–Pt,Au) [Левин и др., 1986; Leake et al., 1992]; платинисто-серебристое золото (Au,Ag,Pt) [Кренделев, Генкин, 1986]. Описанные в литературе иридиевое золото и ауросмирид [Звягинцев, 1935, 1939], очевидно, представляют собой тонкие минеральные смеси, поскольку Au с Ir и Os не образует твердых растворов [Диаграммы..., 1998]. Известны звягинцевит Pd_3Pb , содержащий до 5 мас. % Au, и иные содержащие Au минералы платиноидов.

Минералы систем Au-Bi, Sb, Pb, Sn

Эти минералы формируются только в условиях низкой фугитивности серы. Мальдонит обычно возникает при воздействии золотоносных гидротерм на уже существовавший самородный висмут. Ауростибит обычно образуется при воздействии сурьмянистых гидротерм на самородное золото. Интерметаллиды золота – мальдонит Au_2Bi [Минералы..., 1960; Прокуронов и др., 1976; Сахарова и др., 1983; Конюшок, Некрасов, 1987; Marcoux, Lescuyer, 1994; Hytonen, 1999] и ауростибит $AuSb_2$ [Graham, Caiman, 1952; Назьмова и др., 1975; Назьмова, Спиридонов, 1977; Индолев и др., 1980; Гамянин и др., 1984; Суплецов, Жданов, 1992; Pianton et al., 1994; Dill et al., 1995; Hytonen, 1999], – относительно редкие минералы гидротермальных золотых месторождений. Ауростибит метаморфизованных месторождений обогащен As (до 5 мас. %) и Bi (до 4 мас. %) [Kojonen et al., 1991]. В минералах платиноидов широко проявлен изоморфизм $Sb - Te - Sn - Bi$.. Теперь подобное устанавливается и для минералов золота, в частности выявлена фаза $AuSbTe$, близкая к ауростибиту [Kojonen et al., 1993].

Следующие три интерметаллида – анюйит $AuPb_2 - Au(Pb,Sb)_2$ [Разин и др., 1989], хунчунит Au_2Pb [Shangquan et al., 1992; Мурзин и др., 1999], юаньджангит $AuSn$ [Chen Lichang et al., 1994; Жмодик и др., 2000], – обнаружены только в россыпях; не исключено, что это техногенные образования.

Минералы систем Au-Ag (Cu)-Te

Теллуриды Au и Ag – характерные минералы гидротермальных золотых месторождений различных генетических типов, в ряде случаев являются минералами-носителями Au и Ag в рудах. Как и в системе Au-Ag, более ранними образованиями эндогенных руд являются теллуриды золота (калаверит или монтбрейит), которые в ходе рудообразования сменяются или замещаются теллуридами золота-серебра (креннерит, сильванит, петцит), наиболее поздние образования, как правило, представлены теллуридами серебра (гессит, штютцит, эмпрессит). Креннерит, сильванит, петцит, гессит в незначительных количествах известны и как новообразования в корках выветривания. Только в зоне цементации развит мутманнит. Типичные элементы примеси в теллуридах золота и золота-серебра – Hg, Cu. Монтбрейит $Au_2(Te,Sb,Pb,Bi)_3$ [Peacock, Thompson, 1946; Thompson, 1949; Vachechi, 1972; Чвилева и др., 1988] – редкий ран-

ний теллурид развит в рудах пирротинового состава с мелонитом, фробергитом, высокопробным золотом. Монтбрейит постоянно содержит примесь Sb (до 1,5%), реже примесь Pb (до 4,5%); для монтбрейита метаморфизованных месторождений характерна примесь Bi [Спиридонов, 1995 б]. **Калаверит** AuTe_2 [Stillwell, 1931; Thompson, 1949; Markham, 1960; Cabri, 1965] содержит от следов до 3% Ag, обычно < 0,5–1%. Ассоциирует с высокопробным (995–970) золотом, алтаитом, мелонитом, теллуrowисмутитом, цумоитом. **Креннерит** $\text{Au}_3(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Cu})\text{Te}_8$ [Markham, 1960; Pertlik, 1984; Чвилева и др., 1988] – широко распространенный теллурид, содержит от 0,5 до 6,5 мас. % Ag (обычно 3–5%), т.е. его состав варьирует от AuTe_2 до Au_3AgTe_8 . Метасомы креннерита в борнитовых или кубанитовых рудах обогащены Cu (до 1,5–2%). Креннерит нередко развит в парагенезе с высокопробным золотом (960–945) [Спиридонов, 1986]. Креннерит в ассоциации с петцитом, алтаитом, теллуrowисмутитом, фробергитом образует сростания с золотом с пробностью 930–880. **Сильванит** $\text{Au}(\text{Ag}, \text{Au}, \text{Cu})\text{Te}_4$ [Stillwell, 1931; Markham, 1960; Cabri, 1965; Чвилева и др., 1988] – широко распространенный поздний теллурид, в ряде месторождений основной носитель золота в рудах. Сильванит низкотемпературных парагенезов по составу стехиометричен, содержит около 13 мас. % Ag; сильванит более высокотемпературных >200–220°C парагенезов обогащен Au [Cabri, 1965]. В ряде месторождений образует парагенез с золотом умеренно высокой пробы (910–890). Развитие сильванита на глубоких горизонтах – надежный признак глубоко проникающих месторождений золота. **Костовит** $\text{Au}(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Au})\text{Te}_4$ [Terziev, 1966; Коваленхер и др., 1979; Tendeloo et al., 1986; Чвилева и др., 1988] – характерный реакционный минерал вулканогенных месторождений золота. Как правило, ассоциирует с самородным теллуrowом, алтаитом, теллурантимонитом. Костовит из теллуридов золота наиболее легко замещается иными минералами в гипогенных и особенно в гипергенных условиях. **Мутманнит** AuAgTe_2 [Спиридонов, Чвилева, 1985], образующийся в зоне цементации вулканогенных золото-теллуридных месторождений, яркий пример мимикрии в минеральном царстве, поскольку оптически и по спектрам отражения не отличим от петцита, а по рентгенограмме от калаверита. **Петцит** AuAg_3Te_2 [Thompson, 1949; Markham, 1960; Чвилева и др., 1988] – самый распространенный из теллуридов золота-серебра стехиометричный по составу минерал. Ассоциирует с гесситом или твердыми растворами $(\text{Au}, \text{Ag})_2\text{Te}$, реже с сильванитом, с креннеритом или с золотом невысокой пробы (< 870). **Твердые растворы** $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Te}$ [Крачек, Ksanda, 1966; Kieft, Oen, 1973] редко наблюдаются в рудах в виде закаленных фаз, обычно они испытали распад и представлены сростаниями петцита и гессита.

Минералы систем Au-Ag-Se, S

Известные на сегодня минералы этих систем – **фишессерит** AuAg_3Se_2 [Johan et al., 1971; Ботова и др., 1981; Prince, 1988; Stanley et al., 1990], **айтенбогардтит** AuAg_3S_2 [Barton et al., 1978; Barton, 1980; Prince, 1988; Marcoux et al., 1992; Castor et al., 1993; Савва, 1996], **петровскаит** $\text{AuAgS} - \text{AuAg}(\text{S}, \text{Se})$ [Нестеренко и др., 1984; Некрасов и др., 1988; Prince, 1988], **пенжинит** $\text{AuAg}_4(\text{S}, \text{Se})_4$ [Бочек и др., 1984], – характерные минералы вулканогенных гидротермальных месторождений золота от убогосульфидных до колчеданных. Петровскаит развит и в корах выветривания месторождений, богатых сульфидами, в парагенезе с ярозитом и серой [Нестеренко и др., 1985].

Сложные халькогениды Au

Это типичные образования вулканогенных гидротермальных месторождений Au и Au-Ag: нагиагит $\text{AuPb}_5\text{Te}_{4-x}(\text{Sb,As})_x\text{S}_6$ [Спиридонов, 1991; Simon et al., 1994] – $\text{AuPb}_5\text{Te}_2(\text{Sb,Bi})\text{S}_6$ [Johan et al., 1994], букхорнит $\text{AuPb}_2\text{BiTe}_2\text{S}_3$ [Francis et al., 1992; Коваленкер и др., 1990; Johan et al., 1994; Spry, Thieben, 2000], криддлеит $\text{Au}_3\text{Ag}_2\text{TlSb}_{10}\text{S}_{10}$ [Harris et al., 1988; Gatellier et al., 1990], минерал AuBi_5S_4 [Hamasaki et al., 1986; Конюшок, Некрасов, 1987].

Плюмботеллуриды и стибииплюмботеллуриды Au-Cu-Fe (минералы гр. билибинскита) – гипергенные образования. Это минералы зоны цементации золото-теллуридных гидротермальных месторождений: билибинскит $\text{Au}_5\text{Cu}_3(\text{Te,Pb})_5$ и билибинскит-Sb $\text{Au}_6\text{Cu}_2(\text{Te,Pb,Sb})_5$ [Спиридонов, 1991], богдановит-Cu $\text{Au}_5\text{Cu}_3(\text{Te,Pb})_2$ и богдановит-Fe $\text{Au}_5\text{CuFe}_2(\text{Te,Pb})_2$ [Спиридонов, Чвилева, 1979], безсмертновит $\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te,Pb})$ [Спиридонов, Чвилева, 1979]. Минералы группы билибинскита замещают гипогенные костовит, креннерит, сильванит, алтаит, нагиагит, халькопирит.

Глава 2

О КЛАССИФИКАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Эндогенные рудные концентрации Au представлены магматогенными (сульфидные Fe-Cu-Ni) и гидротермальными, а также метаморфогенными типами. Основная масса рудного золота сосредоточена в гидротермальных месторождениях (и в продуктах их разрушения в корах выветривания). Гидротермальные месторождения золота часто объединяют в три формации – “малых глубин” (руды с обилием сульфидов, с низкопробным золотом, с сульфосолями Ag), “средних глубин” (руды умеренносульфидные, с относительно низкопробным золотом.), “больших глубин” (руды малосульфидные, с высокопробным золотом) [Петровская, 1973]. Эта почти общепринятая в нашей стране классификация не вполне отвечает современному уровню геологии. Кроме того, среди месторождений “больших глубин” масса богатых сульфидами, среди месторождений “малых глубин” не мало убогосульфидных с высокопробным золотом; ряд месторождений со всеми признаками приповерхностных формировались на глубинах 1,5–2 км; на тех же глубинах зафиксировано образование месторождений золота с характерными признаками месторождений “больших глубин”.

Классификация гидротермальных золотых месторождений преимущественно по характеру рудовмещающих толщ [Некрасов, 1988, а также многие американские авторы] или на основе представлений о базовых формациях (групп большеобъемных месторождений вкрапленных и массивных сульфидных руд) [Сидоров, 1987] малоубедительны. Более аргументированы классификации Г.Шнейдерхена [1958] и Ю.А.Билибина [1959] и близкие к ним [Смирнов, 1964; Татаринев, Строна, 1967; Котляр, 1968; Овчинников, 1968; Нарсеев и др., 1986; Щепотьев и др., 1994], которые учитывают многосторонние геологические связи месторождений золота и особенно сопряженные с оруденением магматиты. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение, выделяются гидротермальные плутоногенные формации складчатых областей, вулканогенные формации складчатых областей и их современных аналогов – островных дуг, а также срединно-океанских хребтов, вулканоплутонические золоторудные формации [Спиридонов, 1995 а]. Большое значение в генезисе месторождений золота придается процессам регионального метаморфизма, прежде всего черносланцевых толщ, – выделена формация метаморфогенно-гидротермальная [Буряк, 1982; Летников, Вилор, 1981 и др.], иначе плутоногенно-метаморфогенная [Нарсеев и др., 1986]. Данные месторождения

близки к плутоногенным, постоянно сопровождаются небольшими интрузивами гранитоидов и послегранитоидных даек (Мурунтау, Сухой Лог) [Буряк, Хмелевская, 1997; Гаврилов, Новожилов, 1997 и др.], иногда целиком расположены в ореолах экзоконтактового метаморфизма – наложены на роговики и ороговикованные породы (Бакырчик); поэтому, их целесообразно рассмотреть совместно с плутоногенными. Кроме того, известны телетермальные рудные формации с Au [Крутов, 1971; Kvaček, 1973; Ершов, 1974; Щеглов, 1976; Боришанская и др., 1981; Stanley et al., 1990; Cabri et al., 1991; Olivo et al., 1994; Виноградова и др., 1995].

Вулканогенные гидротермальные золоторудные формации

Эти формации являются принадлежностью вулканогенных поясов окраинно- и внутриконтинентальных, внутриокеанских и структур типа островных дуг. Гидротермальные системы современные и древние открытого типа, изливающиеся на поверхность суши или на дно морей и океанов, или полуоткрытого типа, так или иначе сообщаемые с поверхностью, нередко кипящие. Главная особенность этих месторождений – образование при низком (обычно $< 0,08$ кб) и сильно изменчивом (до 1 атм) давлении [Ляхов, 1968, 1976, 1988 а, б; Гончаров, Сидоров, 1979; Хомич и др., 1989; Прокофьев, 1998]. Прямые оценки давления для руд, которые по геологическим данным возникли на глубинах 1–1,5 км, чаще < 40 –80 атм [Ляхов, 1968, 1976, 1988 а; Slack, 1980; Прокофьев, 1998 и др.]. Низким давлением при рудоотложении обусловлены ничтожные содержания Hg в блеклых рудах и сфалерите (в парагенезе без киновари) [Спиридонов, 1987 и др.].

Рудообразование и вулканическая деятельность синхронны или чередуются, породы на пути движения гидротерм практически до поверхности сильно прогреты и рудоносные растворы в мало измененном виде достигают поверхности или приповерхностных участков. В результате кристаллизация рудных агрегатов происходит из пересыщенных растворов, чем обусловлены “колломорфные” структуры руд. Характерна резкая и контрастная минеральная и геохимическая зональность месторождений, неоднократное чередование низко-, средне- и высокотемпературных минеральных ассоциаций. Зачастую это месторождения ксенотермального типа. Для вулканогенных месторождений от современного до архейского возраста установлены сходные минерально-геохимические особенности, характерны генетические связи минералов кремнезема, сульфидов, барита, карбонатов, флюорита, минералов Mn и других, которые очень напоминают парагенезы минералов в отложениях современных горячих источниках [White, 1950; Weissberg, 1969; Ewers et al., 1977; Лебедев, 1979; Рой, 1986; Hannington et al., 1986; Krupp, Seward, 1987].

Повышенный окислительный потенциал вулканогенных гидротерм обусловлен не только их контаминацией метеорными водами, содержащими кислород, но и насыщением элементарной серой (зачастую селенистой). Высокая активность S_2 в гидротермах при низком P и повышенной T определили сернокислотный характер растворов. Типичны значительные объемы предрудных метасоматитов, обычно продуктов сернокислотного (точнее H_2S - H_2SO_4 , HCl - H_2SO_4 , HF - HCl - H_2SO_4) выщелачивания – вторичные кварциты, опалиты, аргиллизиты, зодиты; во внешней зоне обычно развиты

калиевые пропилиты с адуляром и серицитом и аргиллизиты со смектитами; рудосопровождающие метасоматиты – от алунитовых до серицитолитов или богатых адуляром [Lindgren, Ransome, 1906; Lindgren, 1933; Наковник, 1964; Волостных, 1971; Василевский, 1973; Шер и др., 1974; Зотов, Русинов, 1975; Власов и др., 1978; Heald et al., 1987; Sander, Einaudi, 1990; Наумова, 1995; Спиридонов, 1991 г; Arribas et al., 1995; So et al., 1995; Cooke et al., 1996 и др.]. При низких величинах pH и $a_{H_2S}/a_{H_2SO_4}$ отношение Ag/Au в растворах больше 1 [Cole, Drammond, 1986], что объясняет главную особенность вулканогенных золотых руд.

Месторождения типа Куроко (золото-колчеданные, золото-колчеданно-полиметаллические, золото-серебро-барит-полиметаллические). Жильные минералы – кварц, барит, ангидрит, гипс, пиррофиллит, каолинит, диккит, тальк, алуниит, зуниит, судоит; самородные – электрум, золото, серебро, сурьма, мышьяк, стибарсен. Характерны сульфосоли Cu-As (энаргит, люционит), Cu-Sb (фаматинит), Pb-As, Pb-As-Sb, Pb-Ag-As, Ag; сложные сульфиды Sn (станнин, кестерит, моусонит, станноидит), Bi (группа айкинита, эмплектит, аннивит), V (колусит, сульванит), Ge (реньерит, бриартит), Te (голдфилдит, Te тетраэдрит, Te теннантит, канфильдит), In (рокезит, In-содержащие блеклые руды), W (киддкрикит), Sn-Mo (хемусит), Tl (воганит, криддлеит, хатчинсонит, шабурнеит); селениды и сульфоселениды Bi, Pb, Ag, Au-Ag; теллуриды Bi, Au-Ag, Pb, Hg; сульфиды и сложные халькогениды Ag, Au-Ag; дисульфиды Cu, Cu-Fe (футуробейт); ассоциации пирит + борнит, т.е. минералы с высшей степенью окисления As^{5+} , Sb^{5+} , Te^{4+} , Cu^{2+} , минералы и минеральные ассоциации, образованные при высокой фугитивности кислорода и серы.

Месторождения трансильванского-карпатского типа (классические эпитеермальные золото-серебряные, золото-серебро-адуляр-кварцевые, золото-кварц-гидрослюдистые, золото-теллуридные, золото-селенидные): Бая-де-Ареш, Сэкэрымб, Крипл-Крик, Балей, Зод, Дукат, Озерновское, Агинское, а также Калгурли – месторождение, залегающее в толщах и интрузивах архея, однако сопряженное с мелкими трубообразными телами дацитов и риодацитов протерозойского возраста. Нередко это месторождения субвулканического уровня, многие из них контролируются кальдерами. Жильные минералы – кварц, халцедон, аметист, опал, адуляр, барит, ангидрит, целестин, гипс, флюорит, аксинит, алуниит, диккит, бейделлит, гидрослюды, пиррофиллит, галлуазит, судоит, Li тосудит, роскоэлит; самородные – электрум, золото, кюстелит, серебро, сера, теллур, висмут, мышьяк, олово, свинец; интерметаллиды – дискразит, алларгентум, мальдонит, ауростибит; сложные сульфиды Pb-As, Pb-As-Sb, Pb-Bi-Cu, Pb-Bi-Ag, Ag (прустит-пираргирит, стефанит), Sn (станнин, кестерит, моусонит, мохит, курамит, окартит, канфильдит), In (сакураит), Sn-Mo (хемусит), Mo (кастаньит), Bi, Be (гельвин); теллуриды и сульфотеллуриды Au, Au-Ag, Au-Cu (костовит), Bi, Hg, Sb (теллурантимонит), Au-Pb-Sb-Bi (нагиагит, букхорнит); селениды, теллуроселениды Bi, Pb, Ag, Au-Ag; сульфиды, селеносульфиды Ag, Au-Ag (айтенбогардтит, пенжинит, петровскаит), в том числе с Tl (криддлеит). Характерны минералы Mn (родохрозит, кутнагорит, Mn кальцит, олигонит, родонит, бустамит, тефроит, аллеганит, фриделлит, алабандин, гюбнерит, гельвин, оксиды Mn), сложные сульфиды, силикаты и оксиды V (колусит, роскоэлит, V мусковит, V турмалин, V гематит, V касситерит, V рутил, кулсонит, ноланит, хемлоит). Весьма любопытен парагенез самородного свинца и/или свинцово-оловяных и иных интерметаллидов (стистаит) с гипогенными алуниитом, ярозитом и иными сульфатами; причина появления этих самородных металлов

– не восстановительная обстановка, а окислительная: сера связана в сульфатах, сульфидная сера полностью отсутствует.

У ряда месторождений золото-сульфидно-кварцевого типа (Челопеч, Кочбулак) характеристики промежуточные между золото-колчеданными и классическими жильными эпитермальными золото-серебряными.

Большинство вулканогенных месторождений Au от убогосульфидных до колчеданных обладает сходными минерально-геохимическими особенностями. Характерны высокоAl минералы, обычно глинистые (диккит, пирофиллит, судоит); электрум, кюстелит; барит и другие сульфаты; разнообразные минералы Mn; сложные сульфиды Ag, Bi, Sn, V, Mo, Ge, W, Be, Tl; самородные теллур, олово, висмут, свинец; из теллуридов – нагиагит, колорадоит, костовит, теллурантимонит, вулканит; селенотеллуриды и сульфоселенотеллуриды Bi; из блеклых руд – Ag тетраэдрит (фрейбергит), аргентотетраэдрит, богатые Cu^{2+} голдфилдит, Те- и Bi-тетраэдрит; парагенезы пирит + борнит, пирит + гематит, антимонит + теллуриды + сульфоантимониды Pb, диккит + дюмортьерит + верлит + молибденит, электрум + молибденит, нагиагит + бурнонит + сильванит, теллур + As теллурантимонит + костовит + фаматинит, топаз + самородная сера + алуниит + голдфилдит, алуниит + самородный свинец или стистаит и иные интерметаллиды; повышенные содержания Se в сульфидах и теллуридах, NH_4^+ в адуляре, алуниите и слюдах, Li в глинистых минералах, F в слюдах; типоморфны минералы, содержащие в одной структурной позиции As, Sb, Te, Sn, Ge (In, Bi, Mo, W), – люционит, станнин, колусит, моусонит, германит, хемусит; показательны блеклые руды – твердые растворы серий: теннантит - тетраэдрит - аннивит - голдфилдит - хакит - жиродит [Lindgren, Ransome, 1906; Браунс, 1906; Линдгрэн, 1932, 1935, 1937; Stillwell, 1931; Helke, 1934; Emmons, 1937; Петровская и др., 1947, 1976; Смирнов, 1959; Markham, 1960; Лазаренко и др., 1963; Терзиев, 1966; Terziev, 1966; Разумова, 1968; Логинов, 1969; Kelly, Goddard, 1969; Introduction., 1970; Андреева, 1971; Качаловская и др., 1971; Яренская, 1971; Берман и др., 1972; Некрасова, 1972; Шер, 1972, 1974, 1976; Петровская, 1973, 1982, 1993; Тацуми и др., 1973; Kieft, Oen, 1973; Pora, Goertz, 1974; Амирян, Фамаразяр, 1974; Савва, Раевская, 1974; Large, 1975; Nishijama et al., 1975; Зотов, Русинов, 1975; Моисеева и др., 1975; Громова и др., 1978; Barton et al., 1978; Shikazono, 1978; Коваленхер и др., 1979, 1986; Крылова и др., 1979; Спиридонов, 1979, 1987, 1991 б, г, 1994; Берман, Ботова, 1980; Воларович и др., 1980; Полезные ископаемые., 1980; Pringle, Thorpe, 1980; Slack, 1980; Ботова и др., 1981, 1985; Спиридонов, Бадалов, 1983, 1984; Watanabe, 1983; Балейское., 1984; Сахарова и др., 1984, 1992; Harris et al., 1984, 1988, 1989; Soeda et al., 1984; Бадалова и др., 1985; Спиридонов, Округин, 1985; Nakata et al., 1985; Smith et al., 1985; Коваленхер, 1986; Кольцов, Котельникова, 1986; Berbeleac, 1986; Bernstein, 1986; Hamasaki et al., 1986; Nickel et al., 1986; Конюшок, Некрасов, 1987; Сидоров, 1987, 1996; Boirat, Lum, 1987; Heald et al., 1987; Leonard, Christian, 1987; Shikazono, Shimizu, 1987, 1988; Еремин и др., 1988; Некрасов, 1988; Чвилева и др., 1988; Altaner et al., 1988; Foord et al., 1988; Motomura, 1988; Smith et al., 1988; Shimizu et al., 1988, 1998, 1999; Хомич и др., 1989; Щепотьев и др., 1989; Генералов, 1990; Рахманова и др., 1990; Савва, Прейс, 1990; Спиридонов и др., 1990, 1992 а, б, 1995 в; Некрасов, 1991; Francis et al., 1992; Huston et al., 1992; Khin Zaw, Large, 1992; Large, 1992; Marcoux et al., 1992; Castor, Sjoberg, 1993; Simon et al., 1994; Zhang, Spry, 1994; Наумова, 1995; Некрасов и др., 1995; Arribas et al., 1995; So et al., 1995; Савва, 1996; Cooke et al., 1996; Брызгалов и др., 1996;

Моисеенко, Эйриш, 1996; Bogdanov et al., 1997; Spry et al., 1997; Cabri et al., 1998; Leistel et al., 1998; Milesi et al., 1999; Shimizu et al., 1999; Alderton, Fallic, 2000; Spry, Thieben, 2000 и др.]. Широко развиты зональные по составу кристаллы рудных минералов. Так, ядра золотин нередко сложены высокопробным золотом, вокруг него развита зона электрума, который окружен кюстелитом, внешняя зона нередко представлена серебром. В вулканогенных месторождениях на более глубоких горизонтах обычно развито более крупнозернистое золото.

Месторождения типа Карлин-Лухуми близки к типичным эпитермальным: сопряжены с субвулканическими телами брекчий, расположены в ореолах аргиллизитов, характеризуются тонкозернистыми рудами с пылеватым золотом, баритом, флюоритом, марказитом, золотоносными пиритом и арсенопиритом, антимонитом. Особенности их – формирование при повышенном давлении (до 1 кб и более), обилие золото-органических соединений, сульфидов As (аурипигмент, реальгар, вакабаяшиллит, гетчелит), сульфидов Tl (карлинит, эллисит, лорандит, христит, вейссбергит), минералов Hg (киноварь, метациннабарит, галхаит, лаффитит, колорадоит) [Wells, Millens, 1973; Radtke et al., 1980; Bloomstein, 1984; Stolburg, Danning, 1985; Foord et al., 1988; Jewell, Parry, 1988; Grice, 1989; Kuechn, Rose, 1992, 1995; Jankovic, 1993; Drews-Armitage et al., 1996; Groff et al., 1997; Simon et al., 1999]. Минерализация близкого типа представлена осадками геотермальных систем Бродленс и Ротокава в Новой Зеландии [White, 1950; Weissberg, 1969; Ewers, Keays, 1977; Watanabe, 1983; Krupp, Seward, 1987].

Обилие в рудах вулканогенных месторождений S, Se, As, NH_4^+ , F (Tl, Hg, In) обусловлено наличием этих компонентов в вулканических газовых струях, возгонах и конденсатах из них. Наличие в этих рудах Mn, V, Sn, Ge, Mo, W, Be частью обусловлено теми же причинами [Лебедев, 1988], а в большей степени связано, вероятно, с выщелачиванием из вмещающих пород под действием HF-HCl-H₂S-H₂SO₄ растворов при глубоком разложении силикатов (до “каолинового ядра” и далее до “кремневого скелета”) с выносом всех элементов, кроме Si и Ti (\pm Al); темноцветные минералы были источником Mn, V, Sn, полевые шпаты – W, Be, те и другие – Ge, Ga и Mo. Концентрирование в рудах Sn, W, Be, Mo определялось фугитивностью фтора во флюидах; обилие серы привело к фиксации большей части этих элементов в сульфидах, включая тунгстенит WS₂, киддкрикит Cu₆WSnS₈, хемусит Cu₆MoSnS₈, галлит CuGaS₂; при относительно пониженной f S₂ формировались касситерит, аргутит GeO₂, Ge- и Ga-содержащие хлориты, вольфрамит, шеелит.

Вулкано-плутонические гидротермальные золоторудные формации

По ряду параметров они занимают промежуточное положение между вулканогенными и плутоногенными. Многие из этих месторождений (Алданские и др.) сопряжены с латит-монцонитовыми комплексами складчатых областей и их рамы, их руды обогащены минералами Vi. Одни месторождения (Куранах, Лебединое и др.) по особенностям минерального состава близки к вулканогенным – с золото-селенидно-теллуридной минерализацией, с Te блеклыми рудами, колуситом, аурипигментом, киноварью [Петровская и др., 1947; Ким и др., 1988 и др.]; другие (Дарасун) – ближе к

плутоногенным [Ляхов, 1968, 1976, 1988 а, б; Сахарова, 1968; Large, 1975; Сахарова и др., 1992; Прокофьев и др., 2000]; те и другие с отчетливой латеральной и вертикальной минеральной зональностью, в том числе скрытой (вариации состава сульфосолей Pb-Sb-As и др.).

Плутоногенные гидротермальные золоторудные формации

Плутоногенные месторождения золото-кварцевой формации сопряжены с тоналит-гранодиоритовыми и монцонитовыми, реже с иными гранитоидными комплексами складчатых областей. Эти месторождения формируются в условиях закрытой системы, т. е. при повышенном P . Величина P определяется положением верхней кромки гидротермальной системы, расположенной, как правило, близ верхней кромки интрузивов или несколько выше. Самые низкие оценки P по ГЖВ в ранней генерации кварца и карбоната руд – 0,3–0,6 кб [Спиридонов, 1995 а; Trumbull et al., 1996], что отвечает минимальным глубинам формирования 1–1,5 км; максимальные оценки до 3,5–4 кб (~12–15 км) [Спиридонов, 1995 а; Hagemann, Brown, 1996; Mishra, Panigrahi, 1999; Yao et al., 1999]; более высокие значения давления отвечают метаморфизованным рудам. Повышенным давлением при рудоотложении обусловлены повышенные содержания Hg в рудах, сфалерите, блеклой руде. Плутоногенные месторождения с возрастом от раннего архея до кайнозоя формировались в условиях относительно устойчивого P на фоне плавного снижения T , то есть в относительно упорядоченных условиях. Характерна слабо контрастная (до исчезновения) вертикальная геохимическая и минеральная зональность. Типична большая протяженность Au оруденения по вертикали: 3500 м, с учетом эрозионного среза около 5000 м – Колар (Индия), около 3000 м – Морро-Велью (Бразилия), около 2500 м – Ашанти (Гана), около 2000 м – десятки месторождений Канады, Африки, Австралии.

Плутоногенные месторождения Au порождены процессами средне-низкотемпературного углекислого метасоматоза – березитизации-лиственитизации [Бородаевский, Бородаевская, 1947 а; Бородаевский, 1948, 1960; Коржинский, 1967; Назьмова, Шалаев, 1971; Шер и др., 1974; Сазонов, 1977, 1978, 1984, 1993; Лайпанов, Михайлова, 1982; Weir, Kerrik, 1987; Спиридонов, 1991 г, 1995 а; Knipe, Fleet, 1997 и др.]. Эти процессы являются одними из наиболее поздних из многочисленных эпизодов послепостинтрузивной гидротермальной деятельности, находятся в возрастной вилке наиболее поздних родственных даек глубинного происхождения тоналит-гранодиоритовых и монцонитовых комплексов [Спиридонов и др., 1998]. Максимальные параметры образования березитов – 400°C и 4 кб [Зарайский, 1989]. По этой причине область рудогенеза плутоногенной березит-лиственитовой (золото-кварцевой) формации находится в зоне хрупких деформаций выше изотермы 400°, в интервале глубин ~1–15 км. Золото-кварцевая формация представлена кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами, штокверками жил и прожилков, оруденелыми березитизированными-лиственитизированными породами, в том числе известковыми и магнезиальными скарнами. В процессах скарнообразования Au инертно. Mg и Ca скарны содержат существенные количества Au только в тех участках, где они лиственитизированы. Процессы лиственитизации не связаны генетически с процессами скарнообразования и отделены от них внедрением многих генераций даек и формированием Mo-Cu-порфирирового ору-

денения. Таким образом, понятие “золото-скарновая” формация не имеет генетического смысла. Процессы березитизации-лиственитизации, которые порождают плутоногенное золотое оруденение – золото-кварцевую формацию, генетически независимы, не связаны с более ранними процессами послеинтрузивной пропицитизации и гумбеитизации [Спиридонов, 1995 а].

Для плутоногенных гидротермальных месторождений Au типичны относительно небольшие объемы околорудных метасоматитов – березитов, лиственитов. Соленость рудоносных растворов NaCl-KCl-MgCl₂ 6–17, чаще 9–13%; концентрации CO₂ составляют 2–7 моль/кг раствора; ранние кварц, карбонат и шеелит содержат ГЖВ с жидкой углекислотой, нередко с примесью метана, иногда включения с жидким сероводородом (в наиболее глубоких месторождениях P_{H₂S} достигает 2,5 кб). Слабокислые H₂CO₃ и H₂S-H₂CO₃ золотоносные гидротермы существенно хлоридные, с ничтожными содержаниями F, с низкими fO₂ и fS₂ выщелачивали из рудовмещающих толщ SiO₂, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и W, но не Mn, Sn, Ge, Mo, Be. При повышенных величинах pH и aH₂S/aH₂SO₄ отношение Ag/Au в растворах меньше 1 [Cole, Drummond, 1986], что объясняет ведущую особенность состава руд плутоногенных золотых месторождений. Плутоногенные месторождения формировались в восстановительных условиях. Руды отличаются ничтожными содержаниями F, Se, Sn, Ge, Be, Tl, Ir, Os, Ru, Pt, REE, низкими Mn и Mo; Te/Se >1.

Минеральный состав руд плутоногенных золото-кварцевых месторождений обычно прост. Характерны высокопробное золото (электрум редок); пирит, арсенопирит, реже халькопирит, пирротин, борнит, кубанит; низко Mn карбонаты; галенит, бедный Ag, Bi, Sb, As; светлые слюды с ничтожными содержаниями F и NH₄⁺; единственная минеральная форма W – шеелит, бедный Mo и REE; сульфосоли только Pb-Sb, Cu-Bi-Pb, Ag-Pb-Sb, Pb-Bi; блеклые руды бедны Cu²⁺, Bi, практически лишены Te, Se; отсутствуют собственные минералы Mn, V, Hg, самородные Te и As; на глубоких горизонтах месторождений развито более мелкозернистое золото [Линдгрэн, 1932, 1935, 1937; Lindgren, 1933; Emmons, 1937; Минералогия Урала, 1941; Билибин, 1947, 1959; Бородаевский и др., 1947–1984; Бородаевский, 1948–1964; Переляев, 1953; Шнейдерхен, 1958; Markham, 1960; Ивенсен и др., 1966; Рожков, 1968; Смолин, 1970; Рожков и др., 1971; Назьмова, Шалаев, 1971; Шер, 1972, 1974, 1976; Петровская, 1973, 1982, 1993; Спиридонов и др., 1974, 1986 а, б, в, г, 1990, 1994, 1995 а, 1998; Шер и др., 1974; Сазонов, 1977, 1978, 1984; Спиридонов, 1977, 1986, 1987, 1991 а, 1992, 1995 а, 1998; Спиридонов, Хамид, 1978; Назьмова, Спиридонов, 1979; Boyle, 1979; Скрябин, 1980; Полезные ископаемые., 1980; Лайпанов и др., 1982; Золоторудные месторождения СССР, 1984–1990; Берзон, Бородаевский, 1984; Берзон, Левитан, 1985; Фирсов, 1985; Böhlke, Kistler, 1986; Robert, Brown, 1986; Гончаров и др., 1987; Захаревич и др., 1987; Коробейников, 1987; Weir, Kerrick, 1987; Некрасов, 1988; Чвилева и др., 1988; Nesbitt, 1988; Бертман, 1990; Минералогия Урала., 1990; Peters et al., 1990; Амузинский и др., 1992 а; Гамянин, 1993; Сазонов и др., 1993; Котов и др., 1993, 1995; Phillips, Powell, 1993; Spiridonov, 1996; Trumbull et al., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Гаврилов, Новожилов, 1997; Knipe, Fleet, 1997; Oberthür et al., 1997; Smidt Mumm et al., 1997; So, Yan, 1997; Hageman et al., 1998; Sillitoe, Thompson, 1998; Алабин, Калинин, 1999; Knigh et al., 1999; Mishra, Panigrahi, 1999; Voicu et al., 1999; Yao et al., 1999; Jia et al., 2000]. Из гидротермальных месторождений золота преимущественно плутоногенные содержат минералы системы Au-Cu [Спиридонов, Плетнев, 1999].

Рудные тела любого типа сложены ассоциациями: реликтовых минералов; кварцевой (\pm хлорит, карбонат, серицит, шеелит) ($T \sim 375\text{--}290^\circ\text{C}$, обычно $330\text{--}305^\circ$); ранних сульфидов (пирит, арсенопирит); карбонат-полисульфидной (карбонаты, As-пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, кубанит, борнит, галенит, сфалерит, блеклые руды) ($270\text{--}190^\circ\text{C}$); продуктивной (золото \pm сульфиды и сложные сульфиды Pb, Sb, Ag, Bi, теллуриды Bi, Pb, Ag, Ni, Fe, Au-Ag, Au). Т образования продуктивной ассоциации $210\text{--}150^\circ$, обычно $190\text{--}170^\circ\text{C}$. Это объясняет то, что месторождения Au тяготеют к разновозрастным малым интрузивам и дайкам и только к краевым частям более крупных интрузивов, так как те и другие успевают остыть до нужной температуры, иначе золото рассеивается! Минералы полисульфидной и продуктивной ассоциаций развиваются метасоматически. Самородное золото и теллуриды замещают кальцит, пирротин, хлорит, осаждаются на As пирите с дырочным типом проводимости. Золотоносность рудных тел и околорудных метасоматитов практически целиком обусловлена развитием минералов продуктивной ассоциации. Важнейший геохимический барьер для Au в рудных телах – углеводороды и битумоиды.

По геологическим данным гидротермальные месторождения золота формировались на глубинах от 1 до 10 км и более. С ростом глубинности формирования месторождений в рудах уменьшаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500). Плутоногенные месторождения формируются в относительно упорядоченных условиях закрытой системы, чем обусловлен относительно устойчивый состав руд и рудных минералов по вертикали конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности месторождений. Фациям глубинности отвечают минеральные типы гидротермальных месторождений золота по составу продуктивной ассоциации. Гипабиссальной фации ($P \sim 0,3\text{--}0,9\text{--}1$ кбар, глубина формирования 0,5–3 км) отвечают золото-антимонитовый тип с сульфидами Ag (андорит-VI, аргентотеннантит и аргентотетраэдрит, рощинит, миаргирит) и α -амальгамой Au (Au-Ag) (Кварцитовые Горки, Казахстан), золото-галенит-сульфоантимонидовый тип с Ag-тетраэдритом, овихиитом и с поздними антимонитом, сурьмой, ауростибитом, бертьеритом (Бестюбе, Акбакай, Казахстан; Ашанти, Гана) (гранодиоритовые формации – Г) и золото-галенит-айкинитовый с самородным висмутом и мальдонитом (Акбеит, Казахстан) (монцонитовые формации – М); мезоабиссальной фации ($P \sim 1\text{--}1,8$ кб; 3–7 км) – золото-галенитовый с сульфоантимонидами Pb, теллуридами Pb и Bi (Г) (Степняк, Казахстан; Кэпэрвеем, Чукотка), сульфосолями Bi и сульфотеллуридами Bi (М); абиссальной ($P \sim 2\text{--}3,6$ кбар; 7–12 км) – золото-галенит-теллуридный и золото-теллуридный (Г, М) (Джеламбет, Северное и Южное Аксу, Таукен, Казахстан; Колар, Индия) [Спиридонов и др., 1974, 1986 б, г, 1994, 1995 а; Спиридонов, 1995 а; Ortega et al., 1996; Mishra, Panigrahi, 1999]. Для плутоногенных гидротермальных месторождений золота гипабиссальной фации наличие и обилие в рудах пирротина, халькопирита, борнита – отрицательный признак золотоносности, тогда как в месторождениях абиссальной фации – это великолепный положительный критерий золотоносности.

Изотопный состав кислорода шеелита, минерала который наиболее устойчив к эпигенетическому изотопному обмену, практически постоянен в плутоногенных гидротермальных месторождениях золота Казахстана, Урала, Средней Азии, Северной и Южной Америк: $\delta^{18}\text{O} = +4 \pm 6\text{‰}$ SMOW. Это свидетельство глубинного метаморфогенного источника рудоносных $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ флюидов, которые сопровождали становле-

ние золотоносных инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монзонитовых формаций складчатых областей и их рамы [Спиридонов, 1995].

Телетермальные золоторудные формации

Золото-сурьмяная формация. Месторождения этой формации (Сарылах, Сентачан, Якутия) похожи на золото-антимонитовые плутоногенные. Однако в последних широко развиты Ag-содержащие минералы, самородное золото – наиболее серебристое в ряду плутоногенных гидротермальных месторождений золота [Назьмова, Шалаев, 1971; Спиридонов, 1995 а]. Телетермальные Au-Sb месторождения бедны Ag и минералами Ag; здесь с антимонитом сосуществует самородное золото с пробностью 960–1000 – продукт эндогенной деструкции аурустибита, характерного минерала данных месторождений [Жданов и др., 1979; Индолев и др., 1980; Анисимова и др., 1984; Суплецов, Жданов, 1992; Амузинский и др., 1992 а; Piantone et al., 1994; Ortega et al., 1996]. В Au-Sb рудах развит пирит, содержащий до 18–21% Sb [Груздев и др., 1982].

Золото-ртутная формация. Месторождения этой формации (Кючюс, Якутия; Нолан, США) относительно редки и своеобразны. Они выделяются наличием самородной ртути, высокортутистых амальгам Au и Au-Ag, подчас в ассоциации с теллуридами Au-Ag, Pb, Hg, магнолитом $Hg_2Te_4O_3$ и самородным теллуrom [Самусиков, Сергеенко, 1974; Grice, 1989; Амузинский и др., 1992 б и др.]. Таким образом, Au-Hg месторождения формировались при высокой фугитивности кислорода и весьма низкой серы. На поздней стадии развития этих месторождений иногда вокруг высокортутистого золота развиваются каймы золота, обедненного Hg, и метациннабарит.

Золото-уран-селенидная и золото-селенидная формации. Эти телетермальные месторождения развиты в краевых частях щитов и срединных массивов (Богемский, Бразильский, Балтийский, Центрально-Французский и др.). В ассоциации с уранинитом (или без уранинита), гематитом и широким кругом селенидов Pb, Cu, Ag, Fe (Ni, Co), Hg, Tl, Pd (в их числе полная серия твердых растворов халькопирит $CuFeS_2$ – эскеборнит $CuFeSe_2$) развиты самородное золото, фишессерит, селенистые блеклые руды с примесью таллия – Se теннантит, хакит, изредка жиродит. Для ранних минеральных ассоциаций характерно богатое палладием золото, которое в поздних ассоциациях вытесняется низкоPd или не содержащим Pd золотом в парагенезе с селенидами палладия, а чаще в ассоциации с арсенидами – антимонидами палладия (мертиит и др.) (Бржедборжице и др., Чехия; месторождения Бразильского щита среди итабиритов; Чудное на западном склоне Приполярного Урала и др.) [Щербаков, 1967; Щеглов, 1968; Johan et al., 1971; Kvaček, 1973; Picot, Johan, 1982; Костов, Минчева-Стефанова, 1983; Спиридонов и др., 1986 а; Чвилева и др., 1988; Partunc et al., 1989; Stanley et al., 1990; Olivo et al., 1994; Тарбаев и др., 1996; Шумилов, Филиппов, 1998].

Пятиэлементная формация с золотом. Во многих месторождениях формации (Конгсберг и др.) золото присутствует в виде редких включений электрума или кюстелита в зернах серебра [Браунс, 1906 и др.]. Некоторые другие месторождения (Бу-Аззер) содержат существенные концентрации самородного золота среди наиболее поздних минеральных ассоциаций в парагенезе с арсенидами и сульфоарсенидами Ni-Fe-Co, нередко селенсодержащими – до селеноарсенидов, и с селенидами [Cabri et al., 1970, 1991; Боришанская и др., 1981; Partunc et al., 1989; Виноградова и др., 1995].

Высокопробное золото нередко включено в бобовины никелина-крутовита-герсдорфита в хлорит-карбонатных жилах с леллингитом, с гнездами и прожилками мышьяка (месторождение Маныбай, Северный Казахстан) [Спиридонов, Широкова, 1988].

Глава 3

ОБЗОР МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ МЕДИСТОГО ЗОЛОТА

Ведущие минералы золота месторождения Золотая Гора – минералы группы медистого золота. До настоящего времени нет четкой классификации этой группы.

Экспериментально система Cu-Au интенсивно исследуется, начиная с работ Н.С.Курнакова с соавторами [1915]. В системе Cu-Au компоненты неограниченно растворимы в жидком состоянии. Кривые ликвидуса и солидуса имеют касание и проходят через минимум при 910°C и 56,3 ат.% Au [Хансен, Андерко, 1962], при 905°C и 59,5 ат. % Au [Шанк, 1970], при 910°C и 56,0 ат.% Au [Okamoto et al., 1987]. Ниже этих температур до примерно 400°C расположена область существования неупорядоченного твердого раствора α -(Cu,Au) с ГЦК решеткой (пр. гр. Fm3m), параметры которой уменьшаются от Au ($a_0 = 4,0856 \text{ \AA}$) к Cu ($a_0 = 3,6074 \text{ \AA}$) с небольшими положительными отклонениями от правила аддитивности. В твердых растворах состава CuAu установлено наличие ближнего порядка, степень упорядоченности при 525°C составляет 0,359, при 425° – 0,369. Закаленные ГЦК твердые растворы состава Cu₃Au, CuAu и CuAu₃ при низких температурах имеют параметры решетки соответственно около 3,75 Å, 3,85 Å и 3,95 Å. Закалке CuAu с ГЦК решеткой и, следовательно, его устойчивости при низких температурах способствует наличие примесей Ag, Hg, Pd и др.

При понижении температуры в процессе упорядочения ГЦК твердых растворов в системе образуются три промежуточных фазы – соединения Курнакова : Cu₃Au, CuAu и CuAu₃, каждое с довольно широкими полями состава (рис.1). Экспериментально определены температуры фазовых переходов. Температура конгруэнтного перехода α -(Cu,Au) → Cu₃Au составляет 390°C; температура эвтектоидного равновесия Cu₃Au и CuAu равна 250°C; температура конгруэнтного перехода α -(Cu,Au) → CuAu составляет 410°C; температура перитектоидного равновесия образования фазы CuAu₃ равна 240°C [Okamoto et al., 1987]. Более высокие значения температур образования соединений Cu₃Au, CuAu и CuAu₃ получены расчетным путем с использованием метода кластерных вариаций и потенциала Lennard-Jones, расчетные точки Курнакова для фазы Cu₃Au – 742°C, для фазы CuAu – 536°C, для фазы CuAu₃ – 414°C [Mohri, Watanabe, 1988].

По данным работ [Хансен, Андерко, 1962; Huray et al., 1971; Эллиот, 1972; Шанк, 1973; Вол, Каган, 1976; Дриц и др., 1979; Ивченко, Саутин, 1983; Tendeloo, 1986; Prince, 1988], при составах 38–60 ат.% Cu (т.е. в CuAu) в твердом состоянии осуществляются

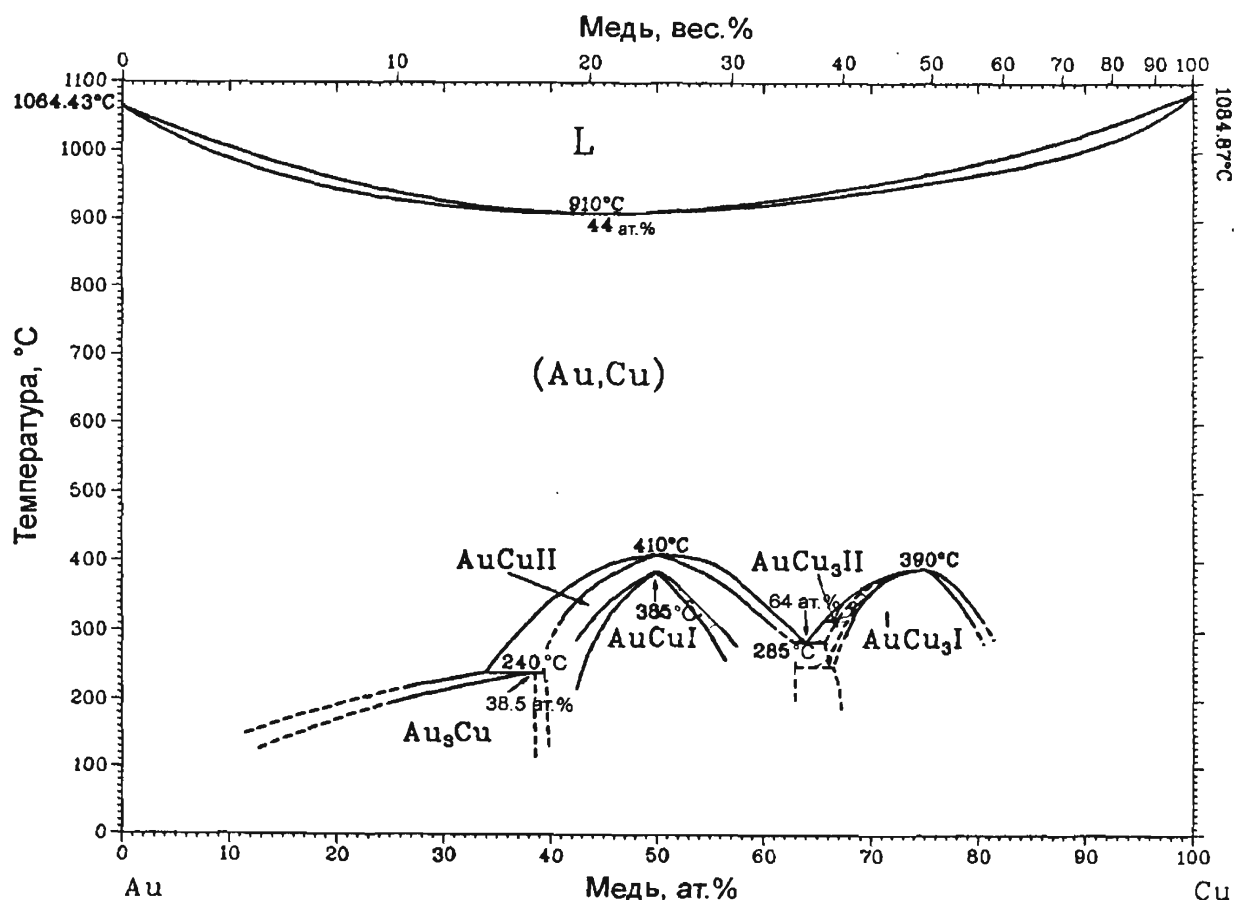


Рис. 1. Фазовая диаграмма системы Cu-Au, по [Okamoto et al., 1987]

следующие превращения : неупорядоченный твердый раствор α -(Cu,Au) \rightarrow CuAu II \rightarrow CuAu I. Наиболее достоверная температура превращения α -(Cu,Au) \rightarrow CuAu II около 410°C ; по данным работы [Aarouson, Kinsman, 1977], это превращение мартенситного типа. В области стабильности CuAu II при 390°C превращение α -(Cu,Au) \rightarrow CuAu II кинетически достаточно затруднено [Mohri, Watanabe, 1988]. Фаза CuAu II имеет упорядоченную ромбическую (псевдотетрагональную) структуру (пр. гр. $I\ mma$); вариации состава от 35 ат.% Au (Cu_2Au) до 65 ат.% Au (CuAu_2); параметры решетки соответственно составляют для Cu_3Au_2 (40 ат.% Au) и Cu_2Au_3 (60 ат.% Au) – a_0 3,889 и 3,984 Å, b_0 42,776 и 43,823 Å, c_0 от 3,695 и 3,682 Å.

Наиболее достоверная температура превращения CuAu II \rightarrow CuAu I около 385°C [Okamoto et al., 1987]. При температуре 250° в области стабильности CuAu I упорядочение α -(Cu,Au) происходит быстро и сопровождается образованием тонких пластинчатых двойников полиморфных переходов. Фаза CuAu I имеет упорядоченную тетрагональную структуру (пр. гр. $P4/mmm$). Область гомогенности фазы CuAu I примерно 40–60 ат.% Au, т.е. Cu_3Au_2 – Cu_2Au_3 . Параметры решетки варьируют в зависимости от состава и степени упорядоченности, обычные их значения $a_0 = 3,959 - 3,967$ Å, $c_0 = 3,659 - 3,689$ Å. Степень упорядоченности обычно менее 1 даже для эквипомных составов. Для фазы состава 50,24 ат.% Au степень упорядоченности 0,89. Для фазы с составом 50,0 ат.% Au степень упорядоченности 0,77 при 380°C ; 0,80 при 376° ; 0,92 при 320° ; 1 при 150°C .

Преобразования твердого раствора в области концентраций 29,8–33,5 ат.% Au α (Cu,Au) \rightarrow Cu₃Au являются фазовым переходом первого рода по данным [Van der Perre et al., 1974]. Соединение Cu₃Au существует в двух упорядоченных модификациях. Фаза Cu₃Au I, устойчивая ниже 390°C, имеет кубическую структуру типа AuCu₃ (пр. гр. Pm3m), область ее состава от 15 ат.% Au (Cu₆Au) до примерно 30 ат.% Au (Cu₂Au), параметр решетки варьирует в зависимости от состава и степени упорядочения, обычно $a_0 = 3,748\text{--}3,784 \text{ \AA}$ [Guinier, 1956]. В интервале температур 352–342°C непосредственно из неупорядоченной фазы α -(Cu,Au) растёт упорядоченная фаза Cu₃Au II с тетрагональной структурой (пр. гр. P4mm), которая может быть описана как состоящая из 18 элементарных ячеек Cu₃Au I с антифазной границей после 9 ячеек [Шанк, 1973]. В процессе упорядочения в соединении Cu₃Au происходит образование упорядоченных антифазных доменов [Skai, Mikkola, 1971]. Упорядочение в соединении CuAu₃ рассмотрено в работах [Batterman, 1957; Bessiere et al., 1983 и др.].

Эталонные рентгенометрические данные, необходимые для диагностики минералов группы медистого золота, которые оптически почти не отличимы, приведены в работах [Johanssen, Linde, 1936; Миркин, 1961].

Минералы системы Cu-Au в акцессорных количествах широко развиты в разнообразных базит-гипербазитовых комплексах в ассоциации с минералами платиноидов [Линдгрэн, 1932; Сафронов, Кацнельсон, 1979; Жданов, Рудашевский, 1980; Platinum..., 1981; Ramdohr, 1982; Бегизов и др., 1982; Chen et al., 1982; Сидоров и др., 1987; Leblanc et al., 1990; Tarkian et al., 1992; Мочалов, 1994; Некрасов и др., 1994, 1995, 1999; Bird et al., 1995; Мурзин и др., 1999 и др.]. В заметных количествах они наблюдаются в пегматоидных гортонолитовых дунитах трубки Моихук Бушвелдского плутона в ассоциации с сульфидами Cu-Fe-Ni и платиноидами [Ramdor, 1975], в верхних горизонтах плутона Скэргаард [Nielsen, Brooks, 1995; Andersen et al., 1998], а также в поздних ассоциациях минералов магматических сульфидных Fe-Cu-Ni руд Норильска-Талнаха, Инсизвы и иных месторождений с электрумом и платиноидами [Годлевский и др., 1970; Разин и др., 1971; Разин, Бегизов, 1973; Разин, 1975; Юшко-Захарова, 1975; Генкин и др., 1981; Бегизов и др., 1982; Шведов и др., 1998 и др.]. Зачастую здесь минералы группы медистого золота содержат от первых до 10 мас. % Pd, реже примесь Pt. Минералы системы Cu-Au изредка встречаются в лиственитизированных скарново-магнетитовых рудах с медно-пирротиновой минерализацией – Янгикан, Средняя Азия [Куличихина, Губанов, 1975] и Ниппо, Япония [Yamaoka, 1982]; в гидротермальных арсенидных Ni-Co месторождениях в хромититах среди серпентинизированных перидотитов с наложенной Au-Se минерализацией – Бени-Бушера, Бу-Аззер, Марокко [Oen, Kieft, 1974]; в акцессорных количествах широко развиты в серпентинизированных гипербазитах [Ramdor, 1967; Tarkian et al., 1992; Мурзин и др., 1999; Жмодик и др., 2000]. Минералы системы Cu-Au распространены в гидротермальных месторождениях Au среди измененных перидотитов – окрестности Генуи [Digay, 1850], Золотая Гора – Карабашское [Николаев, 1908; Ложечкин, 1935, 1936, 1939; Покровский и др., 1979; Новгородова, Цепин, 1976; Новгородова и др., 1977; Берзон, 1983; Берзон, Бородаевский, 1984; Мурзин и др., 1987; Чвилева и др., 1988; Сазонов и др., 1993], Мелентьевское, Урал [Мурзин и др., 1987], Танкаваара, Финляндия [Ramdor, 1967, 1982 и др.] и среди гидротермально измененных коматиитов – Кэпп-Эдисон, Канада [Ramdor, 1975; Knipe et al., 1997].

Минералы системы Cu-Au развиты в зоне выветривания гидротермальных золото-теллуридных месторождений как продукты окисления плюмботеллуридов золота-

меди(-железа) группы билибинскита [Спиридонов, 1991 в] и в россыпях ближнего сноса [Карпинский, 1845; Николаев, 1908; Мурзин, Малюгин, 1987; Törnroos, Vuorelainen, 1987; Onenstetter et al., 1989; Разин, Разин, 1991 и др.].

По В.И.Вернадскому [1914] медистое золото имеет состав от CuAu до CuAu_3 . М.П.Ложечкин [1935, 1939] рентгенометрически изучил медистое золото Золотой Горы и установил, что оно состоит из двух кубических фаз – золота (электрума) с параметром решетки 4,085 Å и купроаурида с параметром решетки $a_0 = 3,83$ Å. Этому параметру, по М.П.Ложечкину, отвечает состав Cu_3Au_2 ; на самом деле, кубическому твердому раствору состава Cu_3Au_2 отвечает $a_0 = 3,796$ Å, составу CuAu – $a_0 = 3,843$ Å. Следовательно, состав купроаурида, изученного М.П.Ложечкиным, близок к CuAu . М.П.Ложечкин [1939] полагал, что этот купроаурид близок известной синтетической фазе CuAu . Для другой известной фазы Cu_3Au М.П.Ложечкин предлагал название трикупроаурид. Название минерала купроаурид CuAu по Ложечкину широко используется в литературе [Boyle, 1979 и др.]. В рудах Золотой Горы фаза состава CuAu с рентгенограммой, содержащей только отражения, принадлежащие ГЦК структуре (пр. гр. $Fm\bar{3}m$), выявлена также А.И.Горшковым [Новгородова и др., 1977], Э.М.Спиридоновым [Чвилева и др., 1988] и В.В.Мурзиным и С.Г.Суставовым [1989]. Итак, кубической модификации CuAu отвечает минерал **купроаурид**; устойчивость купроаурида ниже 410°C вероятно обусловлена примесями Ag, Hg, Pd. Описан минерал CuAu с 4–5 мас. % Pd [Leake et al., 1992] и минерал, близкий к CuAu , который содержит 20 мас. % Pt и 5,5 мас. % Pd [Törnroos, Vuorelainen, 1987].

Упорядоченная тетрагональная модификация CuAu , отвечающая фазе CuAu I , неудачно названа китайскими минералогами **тетрааурикупридом** [Chen et al., 1982]. Минерал очень слабо анизотропен и от купроаурида практически не отличим; диагностируется по рентгенограмме – по наличию сверхструктурных отражений средней интенсивности 3,67 Å и 2,80 Å.

Существование упорядоченной ромбической модификации CuAu , отвечающей фазе CuAu II , впервые было относительно надежно показано Л.В. Разиным [1975]; минерал отчетливо анизотропен, имеет индивидуальную рентгенограмму, назван **рожковитом** в честь известного исследователя золотых месторождений нашей страны И.С. Рожкова. Существование такой фазы в агрегатах медистого золота Золотой Горы показали В.В. Мурзин и С.Г. Суставов [1989]. Устойчивость рожковита до низких температур вероятно обусловлена примесями Ag, Hg, Pd, а также, возможно, и отклонением от стехиометрии.

Кубической модификации $\text{Cu}_3\text{Au I}$ отвечает минерал **аурикуприд** [Ramdor, 1967]. Его существование в рудах Золотой Горы показали П.В.Покровский с соавторами [1979], М.И.Новгородова с соавторами [1979], В.В.Мурзин с соавторами [1987, 1989], Э.М.Спиридонов [Чвилева и др., 1988]. В природных ассоциациях описана и тетрагональная модификация Cu_3Au [Некрасов и др., 1999].

Кубическая модификация CuAu_3 , известная в рудах ряда эндогенных месторождений, в том числе в рудах Золотой Горы [Покровский и др., 1979 и многие другие], именуется в ряде работ М.И.Новгородовой купроауридом, что противоречит приоритету М.П.Ложечкина. Для минерала состава CuAu_3 нет утвержденного названия, ниже он именуется **“минерал CuAu_3 ”**. Описан минерал CuAu_3 с 4–6 мас. % Pd [Leake et al., 1992].

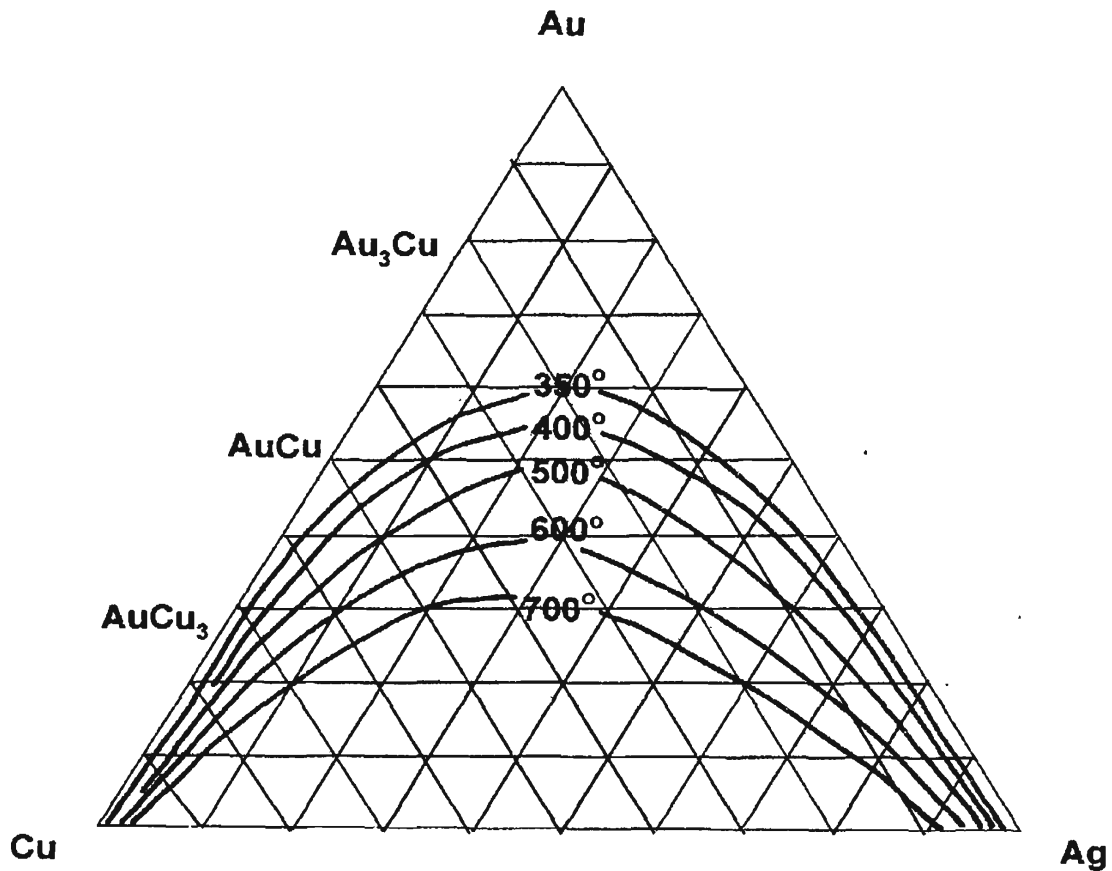


Рис. 2. Изотермы ликвидуса системы Au-Ag-Cu (ат. %), по [Дриц и др., 1979]

В системе Au-Cu-Ag взаимная растворимость компонентов резко снижается при падении температуры от 700 до 350°C и ниже [Chang et al., 1977]. Бедные серебром фазы системы Au-Cu и бедные медью фазы системы Au-Ag образуются при температурах ниже 350°C (рис. 2).

Глава 4

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Месторождение медистого золота Золотая Гора (Карабашское) находится на восточной окраине г. Карабаш, примерно на равном удалении от Екатеринбурга и Челябинска (рис. 3). Оно размещено в северной части Магнитогорского мегасинклинория (мегазоны Главного зеленокаменного прогиба Урала) там, где его структуры пережаты и его ширина составляет всего 5–8 км [Ракчеев, 1977; Нечеухин и др., 1986]. К западу от мегасинклинория расположен Уралтауский антиклинорий – структура типа срединного массива (мегазона – краевое поднятие), сложенный метаморфическими толщами PR_1 (уфалейская серия – кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты и гнейсы амфиболитовой фации кианитовой серии), AR (тараташская серия “серых гнейсов” – плагиогнейсы, железистые кварциты, эвлизиты гранулитовой фации), R_2 (куртинская свита – слюдяные кварциты и графит-кварцевые кристаллические сланцы фации зеленых сланцев); совокупность метаморфитов допалеозойского возраста показана на геологической схеме (рис. 4) знаком № 8.

Границей Уралтауской и Магнитогорской структур является зона Главного Уральского глубинного разлома.

К востоку от Магнитогорского мегасинклинория расположен Восточно-Уральский антиклинорий – структура типа срединного массива (мегазона – внутреннее поднятие), сложенный толщами $PR-V$, метаморфизованными в основном в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. Магнитогорская и Восточно-Уральская структуры граничат по зоне Сугомакско-Кацбахского глубинного разлома.



Рис. 3. Географическое положение месторождения Золотая Гора.

Магнитогорскую мегазону слагают офиолитовая ассоциация O_2-S_1 (толеитовые базальты, аспидные сланцы, альпинотипные гипербазиты, габбро) и островодужные вулканогенные, терригенные и интрузивные образования S_2-D , незначительно проявлены инверсионные – раннеколлиззионные гранитоиды C_1 .

Разрез палеозоя начинают толеитовые афировые базальты, спилиты и фтаниты поляковской свиты O_2 (№ 7, рис. 4). Наиболее полный разрез поляковской свиты обнажен на северном берегу Богородского пруда, мощность свиты 550–1100 м. Стратиг-

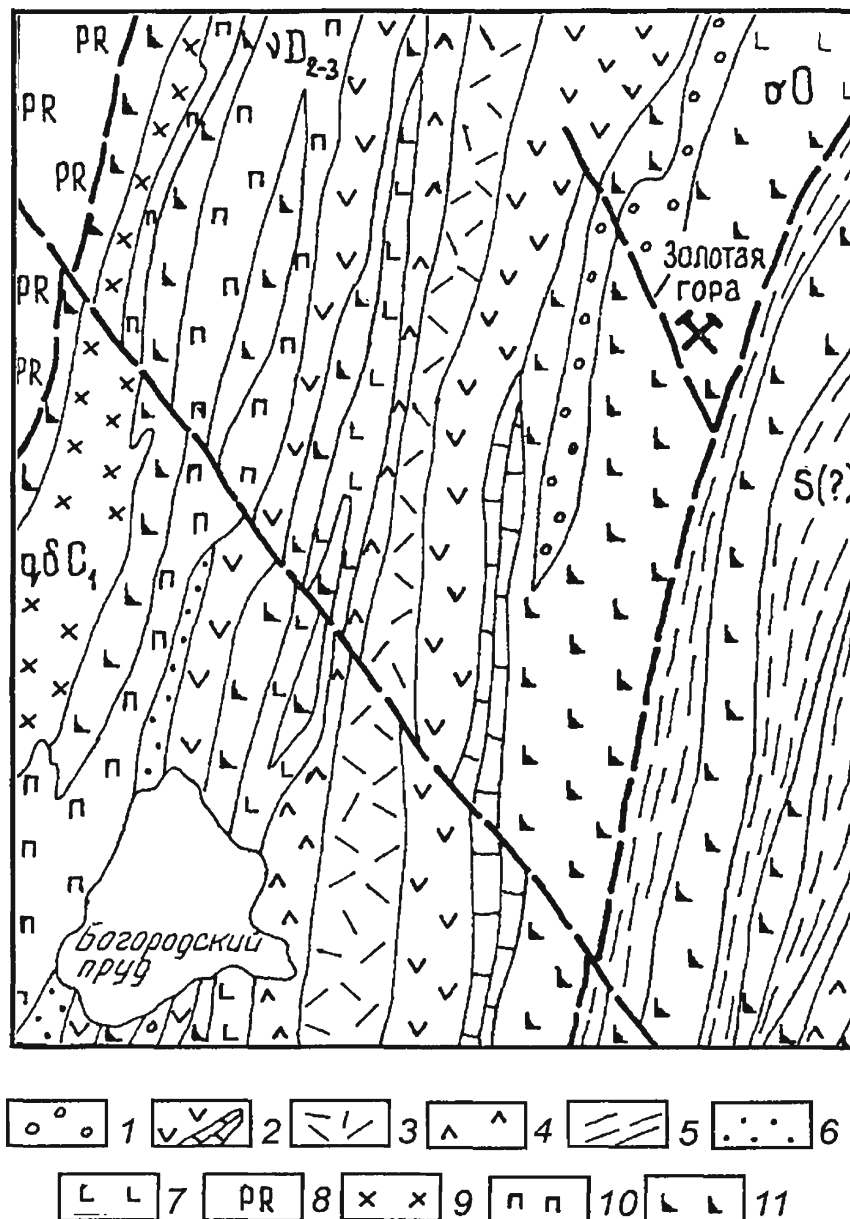


Рис. 4. Схема геологического строения Карабашского рудного поля (масштаб 1:100000), по В.Д.Яковенко с изменениями.

1 – колтубанская свита, 2 – улатауская свита, 3 – карамалыташская свита, 4 – ирендыкская свита, 5 – аспидная формация, 6 – юзельская свита, 7 – поляковская свита, 8 – метаморфический комплекс допалеозойского возраста, 9 – гранодиоритовый комплекс: кварцевые диориты, 10 – агордяшский комплекс: габброиды, 11 – альпинотипные гипербазиты

рафически выше поляковской свиты залегают лавы основного состава с редкими прослоями известняков, они сопровождаются экструзивными и субвулканическими телами и дайками дацитов и плагиориодацитов. М.С.Рапопорт эти образования отнес к зюзельской свите O_3-S_1 (№ 6, рис. 4); мощность свиты 900 м. Пиритоносные углеродисто-глинистые и кремнистые сланцы и тонкослоистые алевролиты, развитые на востоке площади (№ 5, рис. 4), М.С.Рапопорт считает возможным отнести к образованиям сайтовской свиты V; по нашему мнению – это образования аспидной формации S_1 (?); по данным Юрецкого с соавторами они условно отнесены к поляковской свите.

Карабашское рудное поле слагают в основном вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи девона, последовательный ряд их отложений включает ирендыкскую, карамалыташскую, колтубанскую свиты. Ирендыкская свита D_{1-2} сложена вулканитами (туфами, лавобрекчиями) и вулканомиктовыми породами базальтового и андезитобазальтового состава с прослоями кремнистых пород и известняков (№ 4, рис. 4); мощность свиты 850–1100 м; возраст установлен на основании находок фауны пражского яруса в известняках (данные А.И.Шурыгина и др.). Карамалыташская свита D_2 залегает согласно на ирендыкской и сложена вулканитами (главным образом, лавами, в том числе шаровыми спилитами) и вулканомиктовыми породами базальтового и дацитового состава с горизонтами известняков (№ 3, рис. 4); сопровождается дайками и субвулканическими телами риодацитов и андезитодацитов. Мощность свиты 450–900 м. Возраст установлен по фауне табулят и амфипор позднего эйфеля – раннего живета из известняков (сборы Ю.М.Фомина в 1957 г.). Улутауская свита D_{2-3} согласно залегает на карамалыташской и представлена толщей туфогенных песчаников, алевролитов, углисто-кремнистых и глинистых сланцев с частыми прослоями конгломератов, гравелитов, туфов смешанного состава, известняков, покровами базальтов и андезитобазальтов (№ 2, рис. 4); сопровождается субвулканическими телами и дайками риодацитов и дацитов. Мощность свиты 650–1600 м. Возраст установлен по находкам обломков панцирных рыб и чешуек кистеперых рыб низов живетского яруса [Ракчеев, 1977]. Колтубанскую свиту D_3 франского (?) возраста выделил под названием терригенной Е.А.Кузнецов [Кузнецов, 1939]. Эта толща туфогенно-осадочных пород с прослоями конгломератов, яшмоидов, известняков, редкими покровами базальтов мощностью 250–400 м (№ 1, рис. 4) залегает с размывом на различных горизонтах карамалыташской и улутауской свит. Ее конгломераты содержат гальку пироксенитов, габбро, габбро-пегматитов.

В районе Карабашского рудного поля выделяются три комплекса магматических пород: O_{2-3} серовско-маукский и таловский, D_{2-3} агордяшский [Магматические комплексы..., 1982]. Серовско-маукский – комплекс альпинотипных хромитоносных гипербазитов, среди которых наиболее распространены гарцбургиты, менее дуниты и лерцолиты (Богородский, Карабашский и другие массивы). Таловский – это, вероятно, комплекс послефиолитовых габброидов, пироксенитов и перидотитов; представляется, что O_{2-3} возраст таловского комплекса требует уточнения, по нашему мнению, более вероятен силурийский или раннедевонский.

Агордяшский комплекс включает многочисленные тела более древних габброидов и клинопироксенитов и более молодых плагиогранитоидов, которые интродировали отложения нижнего и среднего девона, а также перидотиты серовско-маукского и габброиды таловского комплексов. По химическому составу магматиты – известково-щелочные, преимущественно малокалиевые, типичные для производных габбро-

плагиогранитной формации. По данным В.В.Бабкина, верхняя граница возраста установлена на том основании, что галька плагиогранитов и уралитизированного габбро находится в конгломератах зилаирской свиты $D_{3fm}-C_{1tl}$ соседнего к югу Миасского района. По нашему мнению, эта интрузивная серия состоит из двух комплексов: клинопироксенит-габбрового (первого агордяшского) и плагиогранитоидного (трондьемитового?) (второго агордяшского). Вероятно, она объединяет и более молодые интрузивные образования, производные C_1 гранодиоритового комплекса.

Магнитогорский мегасинклиорий на широте Карабаша образован серией протяженных линзо- и лентообразных круто залегающих тектонических блоков – тел серпентинизированных гипербазитов, сложно дислоцированных вулканитов и вулканомиктовых пород с колчеданными залежами, сложно дислоцированных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев (нередко углеродистых), яшмоидов и иных кремнистых пород, известняков, мраморов, габброидов (см.рис. 4). Каждый из крупных тектонических блоков колчеданосной 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 от первых до сотен метров, реже до 2 км; длина от сотен м до 10 км и более.

Позиция гипербазитов аналогичная. Тектонизированные и в различной степени серпентинизированные альпинотипные гипербазиты (преимущественно гарцбургиты) слагают серию полос СВ простирания; наиболее крупные из них – западная, которая включает Богородский массив с крупными подиформными и штокообразными телами хромититов и цепочку массивов к западу от Карабашского медеплавильного завода, и центральная, включающая Карабашский массив и его продолжение на юг. В телах гипербазитов проявлены многочисленные серпентиновые зеркала и полосы скольжения, макро- и микрзоны 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 как восточнее Карабашского массива (их число не менее 8), так и западнее его (их число не менее 5) (см. рис. 4). 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 метавулканитов – сланцеватых и реже массивных порфиритоидов. К западу от Карабашского гипербазитового массива развита мощная толща колчеданосных вулканитов, к востоку от массива – терригенные и кремнистые породы, базальтоиды.

В Карабашском рудном поле широко развиты габброиды. Часть габброидов сопряжена с офиолитовыми гипербазитами (низкотитанистые оливковые габброиды и габбро-пироксениты). Большой частью габброиды послеофиолитовые: это долготные дайки титанистых габброидов и габбро-долеритов в Карабашском гарцбургитовом массиве и более молодые малые интрузивы и дайки кварцевых габбро и габбро-диоритов, которые также внедрились в гипербазиты Карабашского массива и сопровождаются дайками трондьемитов и трондьемит-порфиоров. Титанистые габброиды и габбро-долериты, вероятно, принадлежат первому агордяшскому комплексу; кварцевые габбро, габбро-диориты и трондьемиты – второму агордяшскому комплексу D_{2-3} .

PZ₁₋₂ докаменноугольные образования Магнитогорского мегасинклинория тектонизированы и подвержены низкоградному региональному метаморфизму погружения (нагрузки) [Логинов, 1969; Зотов и др., 1969; Нечеухин, Гуревич, 1973; Плюснина, 1983; Спиридонов и др., 1997 а, б, 1998]. Фации метаморфизма определены по диаграммам в работе [Philpotts, 1990]. “Зеленокаменный” метаморфизм захватил слоистые толщи, гипербазитовые, габброидные и гранитоидные массивы, колчеданные месторождения, породил основную массу серпентинитов и сопряженных родингитов. Южнее территории Карабашского района метаморфизм проходил в условиях пренит-пумпеллиитовой фации умеренного давления [Спиридонов и др., 1997 а, б, 1998]. Здесь метагипербазиты представлены в основном лизардитовыми серпентинитами, а 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, а жильные образования среди метабазитов содержат турмалин. В северной части территории породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [Ракчев, 1956].

Описанные образования пересечены и контактово метаморфизованы мелкими интрузивами и дайками кварцевых габбро-диоритов, кварцевых диоритов, микродиоритов, гранодиорит-порфиоров инверсионной гранодиоритовой формации С₁ [Бородаевский, 1948; Берзон, Бородаевский, 1984; наши наблюдения]. Эта гранитоидная формация широко проявлена в складчатых структурах Среднего и Южного Урала [Ферштатер и др., 1994]. С гранодиоритовой формацией связана серия метасоматитов и рудных концентраций: железорудные скарны, пропилиты калиевые (в том числе биотитовые метасоматиты) и медно-порфировые концентрации, пропилиты натровые (в том числе, тальк-карбонатные породы), метасоматиты и концентрации шеелита гумбеитовой формации, метасоматиты и концентрации золота березит-лиственитовой формации.

Глава 5

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТАЯ ГОРА

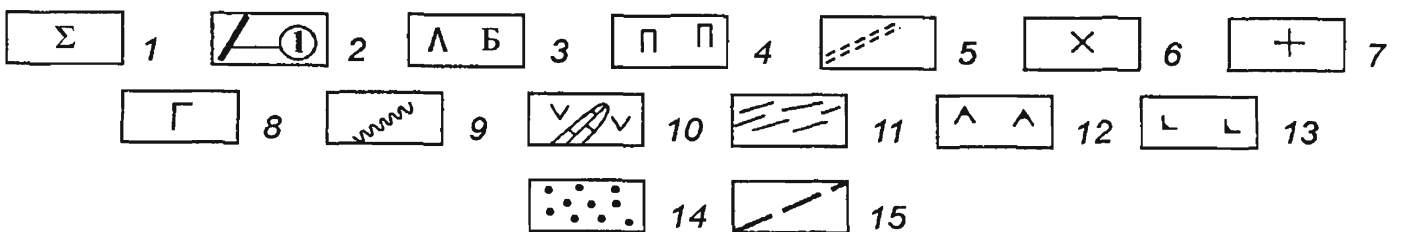
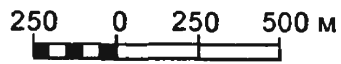
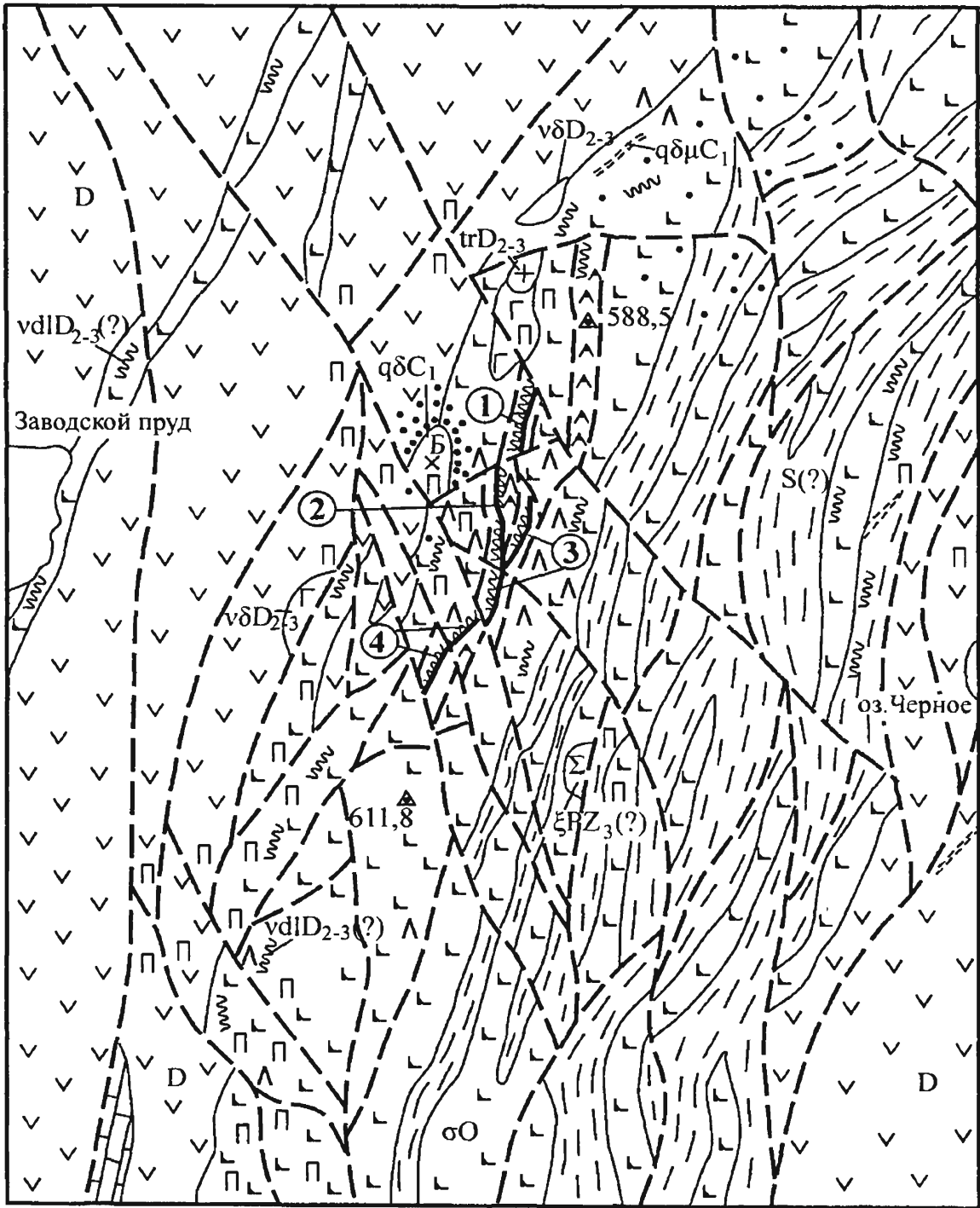
Месторождение размещено в центральной части Карабашского массива гипербазитов, вмещающего несколько поколений более молодых интрузивных тел и даек и разнотипные метаморфические и метасоматические образования (рис. 5). К востоку от Карабашского массива гипербазитов развиты преимущественно сланцы аспидной формации S (?), к западу – колчеданоносные вулканиты D.

Аспидная формация

В основном представлена серыми, темносерыми до черных, зеленовато-серыми плитчатыми алевролитами, аргиллитами, туфоалевролитами, кремнистыми сланцами и фтанитоидами, пиритиноносными углеродистыми аргиллитами и алевролитами. Содержания углеродистого вещества от следов до 3–5 мас. %, содержания серы от следов до 1,5 мас. % и более. Химический состав типичных сероцветных алевролитов, мас. %: SiO_2 – 87,11; P_2O_5 – 0,05; TiO_2 – 0,14; Al_2O_3 – 4,15; Fe_2O_3 – 4,14; MnO – 0,05; MgO – 1,04; CaO – 0,19; Na_2O – 0,37; K_2O – 1,08; S – 0,02; F – 0,04; Cl – 0,02; ппп – 1,29; сумма – 99,69. Сероцветы содержат заметные количества Ва – 290 г/т, бедны элементами группы железа (г/т): Cr – 8, V – 51, Ni – 8, Co – 11, Zn – 23, Cu – 40. Углеродистые типы пород обогащены S, As, V.

Колчеданоносные вулканиты

Среди разнообразных вулканических, вулканомиктовых, осадочных, вулканогенно-осадочных, терригенных пород, субвулканических образований, которые включают колчеданные рудные концентрации с ореолами околорудных метасоматитов, наиболее распространены авгитофировые базальты ирендыкской свиты, достаточно широко распространены и мраморизованные известняки. Авгитофировые базальты-меланобазальты (до порфиритоидов) ирендыкской свиты сложены обильными короткопризматическими боченкообразными вкрапленниками авгита размером до 8 мм и менее обильными вкрапленниками Са плагиоклаза, погруженными в тонкозернистую основную массу; большая часть первичных минералов этих пород псевдоморфно замещены метаморфическими минералами; редко сохраняются отдельные участки вкрап-



ленников низкоTi ($1,30\% \text{ TiO}_2$) и низкоAl ($1,14\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) авгита. Авгит такого состава типичен для базитов ирендыкской свиты [Островская и др., 1972]. Химический состав стандартных меланобазальтов ирендыкской свиты, развитых вдоль западного контакта Карабашского массива гипербазитов, мас. %: $\text{SiO}_2 - 48,43$; $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,22$; $\text{TiO}_2 - 0,60$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,54$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 12,69$; $\text{MnO} - 0,18$; $\text{MgO} - 10,50$; $\text{CaO} - 8,28$; $\text{Na}_2\text{O} - 1,81$; $\text{K}_2\text{O} - 1,40$; $\text{S} - 0,08$; $\text{F} - 0,01$; $\text{Cl} - 0,02$; ппп 4,21; сумма 99,97%. Породы содержат (г/т): Cr – 142, V – 336, Ni – 75, Co – 43, Cu – 110, Zn – 109, Sc – 47, Sr – 357, Ba – 416, Rb – 25, Zr – 63, Y – 9, Nb и Th – следы. Такой состав типичен для островодужных известково-щелочных базальтоидов, умеренно-низко щелочных. Состав чистых мраморизованных известняков крупной линзы у ЮЗ контакта Карабашского массива гипербазитов, мас. %: $\text{SiO}_2 - 0,19$; P_2O_5 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , S – следы; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,18$; $\text{FeO} - 0,23$; $\text{MnO} - 0,17$; $\text{MgO} - 0,39$; $\text{CaO} - 55,13$; $\text{CO}_2 - 43,75$; сумма – 100,04 %.

Альпинотипные гипербазиты

Альпинотипный Карабашский массив сложен практически целиком серпентинизированными средне-крупнозернистыми гарцбургитами с массивными текстурами (рис. 6)*. У подножия склонов г. Карабаш в нижней обнаженной части массива наблюдаются участки гипербазитов, по составу близкие к дунитам. Самую верхнюю часть массива на его севере слагают средне-крупнозернистые лерцолиты, иногда с мелкими шлирами вебстеритов. По-видимому, лерцолиты развиты полосой в пределах опущенного тектонического клина. Тем не менее, намечается некая стратификация Карабашского массива по вертикали, напоминающая подобную стратификацию Нуралинского и близкого типа массивов Урала.

* Рисунки, ссылки на которые выделены жирным шрифтом, смотри на цветных вклейках.

Рис. 5. Геологическая карта месторождения Золотая Гора (масштаб 1:50000) со снятыми рыхлыми отложениями. Составил Э.М.Спиридонов с использованием материалов М.П.Ложечкина, Н.И.Бородаевского и др.

1 – послезолоторудные образования: эгирин-ферросалитовые сиениты и сопряженные с ними кварц-рибекитовые апогипербазитовые метасоматиты $PZ_3(?)$; 2–6 – золотоносный гранодиоритовый комплекс: 2 – золоторудные тела и их номер (1 – Северное, 2 – Западное, 3 – Восточное, 4 – Южное), 3 – листовитизированные (Л) и березитизированные (Б) породы, 4 – пропилитизированные породы, 5 – дайки глубинного происхождения: кварцевые диорит-порфиры ($q\delta C_1$), микродиориты, 6 – биотит-роговообманковые кварцевые диориты ($q\delta C_1$); 7–8 – трондьемитовый комплекс: 7 – роговообманковые трондьемиты и трондьемит-порфиры ($trD_{2,3}$), 8 – роговообманково-пироксеновые кварцевые габбро-диориты ($v\delta D_{2,3}$); 9 – агордяшский габброидный комплекс: габбро, габбро-долериты, габбро-клинопироксениты, большей частью превращенные в родингиты; 10 – вулканогенные, терригенные и карбонатные толщи девона: нерасчлененные ирендыкская, карамалыташская, улатауская, колтубанская свиты с линзами колчеданных залежей; 11 – аспидная формация силура (?): алевролиты, аргиллиты туффиты, пиритоносные углеродистые аргиллиты, яшмоиды; 12–14 – серовско-маукский комплекс альпинотипных гипербазитов: 12 – лерцолиты серпентинизированные, 13 – гарцбургиты и подчиненные дуниты, интенсивно тектонизированные и серпентинитизированные (σO), все контакты тел гипербазитов тектонические, 14 – роговики и ороговикованные породы; 15 – разрывные нарушения

Перидотиты рассечены многочисленными жилами и дайками средне-крупнозернистых оливиновых и безоливиновых низкотитанистых клинопироксенитов и габбро-клинопироксенитов, возможно, поздних производных альпинотипных гипербазитов; мощность этих тел от долей до 8–10 м, простирания близкие к долготным, падение крутое. Они не отражены на картах месторождения, поскольку обычно маломерные, а слагающие их породы сильно метаморфизованы и трудно отличимы от метаперидотитов.

Дуниты состоят из оливина и акцессорных хромшпинелидов, ромбо- и клинопироксенов. Содержание хромшпинелидов колеблется от следов до 3–4 %, обычно составляет 1–2 %. Первичные силикаты практически полностью замещены серпентиновыми минералами, хромшпинелиды замещены частично. Химический состав карабашских дунитов типичен для альпинотипных гипербазитов – породы крайне бедны Al, Ca, Ti, P, Na, K, низкожелезистые (табл. 1, А). Первичные хромшпинелиды дунитов – это алюмомагнезиохромит, крайне бедный Fe^{3+} , бедный Ti и Mn (табл. 2, ан. 1–2). Все это характерные особенности альпинотипных гипербазитов [Магматические горные..., 1988].

Гарцбургиты сложены оливином и энстатитом, относительно равномерно распределенном в матрице оливина, количество энстатита обычно 20–30% об.; содержание хромшпинелидов чаще 1–2%. Судя по размерам баститовых псевдоморфоз по энстатиту (см.рис. 6), гарцбургиты преимущественно средне-крупнозернистые. Первичные силикаты полностью замещены минералами группы серпентина, изредка с небольшим количеством брусита. Химический состав карабашских гарцбургитов типичен для альпинотипных гипербазитов – породы крайне бедны Ti, Na, K, содержат незначительные количества Al и Ca, низкожелезистые (табл. 1, Б), они содержат в среднем (г/т): Ni – 2050, Co – 130, V – 32, Cu – 75, Zn – 88. Первичные хромшпинели-

Таблица 1.

Химический состав альпинотипных гипербазитов Карабашского массива: А – аподунитовые серпентиниты, Б – апогарцбургитовые серпентиниты, В – метагаббро-клинопироксениты

Компоненты, мас. %	А		Б		В
	среднее, n=2	вариации	среднее, n=6	вариации	среднее, n=3
SiO ₂	41,03	38,73–43,32	39,41	37,14–40,47	42,84
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,01–0,09	0,02
P ₂ O ₅	–	–	–	–	0,04
Cr ₂ O ₃	0,44	0,31–0,58	0,36	0,08–0,45	0,33
Al ₂ O ₃	0,21	0,09–0,33	2,59	1,31–3,92	7,47
Fe ₂ O ₃ (Σ)	8,87	6,48–11,25	6,79	6,37–7,77	5,86
MnO	0,08	0,08	0,10	0,07–0,13	0,12
MgO	37,44	36,55–38,32	36,47	32,14–38,21	26,06
NiO	0,22	0,20–0,25	0,20	0,16–0,30	0,10
CaO	0,16	0,10–0,22	1,72	0,48–4,19	10,30
Na ₂ O	–	–	0,08	0,01–0,12	0,07
K ₂ O	0,03	0,01–0,06	0,02	0–0,04	0,03
H ₂ O ⁺	11,69	11,14–12,24	11,73	10,59–14,26	7,11
CO ₂	0,10	0,10	0,20	0,04–0,46	0,22
S	0,01	0,01	0,02	0–0,08	0,02
сумма	100,31		99,53		100,59
Плотность, г/см ³	2,61	2,56–2,66	2,65	2,56–2,86	2,87

Примечание. По данным Р.О. Берзона, Е.И. Фадеичевой [1974] и авторов, n – число анализов.

Химический состав первичных хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов Карабашского массива: дунитов – алюмомагнезиохромит (1–2) и гарцбургитов – хромшпинель (3–7)

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7
	алюмомагнезиохромит		хромшпинель				
MgO	12,64	11,29	16,83	16,25	13,18	13,07	12,98
NiO	0,34	0,32	0,23	следы	–	–	0,14
CoO	–	–	0,24	–	0,20	0,16	0,12
FeO	14,44	16,40	11,28	12,32	15,83	15,71	15,84
MnO	–	0,32	0,04	0,02	0,09	0,29	0,45
ZnO	–	0,41	0,39	0,72	0,34	0,43	0,31
Cr ₂ O ₃	53,04	52,62	29,89	30,05	39,26	39,39	39,37
Al ₂ O ₃	17,97	18,37	37,59	38,25	29,10	28,93	29,06
V ₂ O ₃	следы	0,12	0,26	0,08	0,06	–	–
Fe ₂ O ₃	–	–	2,61	1,73	1,69	1,81	1,55
TiO ₂	–	–	0,13	0,04	0,06	–	0,05
сумма	99,58	99,68	99,34	99,82	99,81	99,79	99,87
миналы, мол. %							
Fe ₂ TiO ₄	–	0,5	0,3	0,1	0,1	–	0,1
MgCr ₂ O ₄	59,9	53,4	33,6	33,7	46,5	46,8	46,7
FeCr ₂ O ₄	6,7	12,6	–	–	–	–	–
MgAl ₂ O ₄	–	–	32,7	30,3	12,4	11,7	11,3
FeAl ₂ O ₄	33,1	32,4	29,5	32,2	38,2	38,5	39,4
ZnAl ₂ O ₄	–	1,0	0,8	1,5	0,8	1,0	0,7
FeV ₂ O ₄	0,3	0,1	–	0,1	0,1	–	–
FeFe ₂ O ₄	–	–	1,7	1,4	1,2	0,9	0,2
MnFe ₂ O ₄	–	–	0,1	–	0,2	0,7	1,1
NiFe ₂ O ₄	–	–	0,8	0,7	–	–	0,3
CoFe ₂ O ₄	–	–	0,5	–	0,5	0,4	0,3

Примечание. Электронный микросонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии шпинелей Me₃O₄

ды слагают реликты в выделениях вторичных шпинелидов. Состав первичных хромшпинелидов гарцбургитов Карабаша типичен для альпинотипных гипербазитов [Oxide..., 1991] – это хромшпинель (табл. 2, ан. 3–7), которая бедна и крайне бедна Fe³⁺, Ti, V, Mn; характерна низкая железистость, ведущий тип изоморфизма Cr – Al.

Лерцолиты состоят из оливина и относительно крупных ксеноморфных выделений энстатита (с массой тончайших ламелл 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 7–12 мм. Оливин и энстатит серпентинизированы, клинопироксен обычно замещен актинолитом и тремолитом, а частью сохранился от замещения.

Клинопироксениты оливиновые и безоливиновые (до габбро- клинопироксенитов) сложены среднезернистыми, мелко- или крупнозернистыми агрегатами маложелезистого авгита и небольшими количествами оливина, Са плагиоклаза, Cr эндиопсида, хромшпинелида. Первичные минералы пород полностью замещены агрегатами тремолита, хлорита, серпентина. Породы крайне бедны Ti, Na, K, низкожелезистые и обогащены Cr (табл. 1, В); по этим признакам клинопироксениты близки к альпино-

Химический состав первичных хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов Карабашского массива: дунитов – алюмомагнезиохромит (1–2) и гарцбургитов – хромшпинель (3–7)

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7
	алюмомагнезиохромит		хромшпинель				
MgO	12,64	11,29	16,83	16,25	13,18	13,07	12,98
NiO	0,34	0,32	0,23	следы	–	–	0,14
CoO	–	–	0,24	–	0,20	0,16	0,12
FeO	14,44	16,40	11,28	12,32	15,83	15,71	15,84
MnO	–	0,32	0,04	0,02	0,09	0,29	0,45
ZnO	–	0,41	0,39	0,72	0,34	0,43	0,31
Cr ₂ O ₃	53,04	52,62	29,89	30,05	39,26	39,39	39,37
Al ₂ O ₃	17,97	18,37	37,59	38,25	29,10	28,93	29,06
V ₂ O ₃	следы	0,12	0,26	0,08	0,06	–	–
Fe ₂ O ₃	–	–	2,61	1,73	1,69	1,81	1,55
TiO ₂	–	–	0,13	0,04	0,06	–	0,05
сумма	99,58	99,68	99,34	99,82	99,81	99,79	99,87
миналы, мол. %							
Fe ₂ TiO ₄	–	0,5	0,3	0,1	0,1	–	0,1
MgCr ₂ O ₄	59,9	53,4	33,6	33,7	46,5	46,8	46,7
FeCr ₂ O ₄	6,7	12,6	–	–	–	–	–
MgAl ₂ O ₄	–	–	32,7	30,3	12,4	11,7	11,3
FeAl ₂ O ₄	33,1	32,4	29,5	32,2	38,2	38,5	39,4
ZnAl ₂ O ₄	–	1,0	0,8	1,5	0,8	1,0	0,7
FeV ₂ O ₄	0,3	0,1	–	0,1	0,1	–	–
FeFe ₂ O ₄	–	–	1,7	1,4	1,2	0,9	0,2
MnFe ₂ O ₄	–	–	0,1	–	0,2	0,7	1,1
NiFe ₂ O ₄	–	–	0,8	0,7	–	–	0,3
CoFe ₂ O ₄	–	–	0,5	–	0,5	0,4	0,3

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; количества FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по стехиометрии шпинелей Me₃O₄

ды слагают реликты в выделениях вторичных шпинелидов. Состав первичных хромшпинелидов гарцбургитов Карабаша типичен для альпинотипных гипербазитов [Oxide..., 1991] – это хромшпинель (табл. 2, ан. 3–7), которая бедна и крайне бедна Fe³⁺, Ti, V, Mn; характерна низкая железистость, ведущий тип изоморфизма Cr – Al.

Лерцолиты состоят из оливина и относительно крупных ксеноморфных выделений энстатита (с массой тончайших ламелл 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 7–12 мм. Оливин и энстатит серпентинизированы, клинопироксен обычно замещен актинолитом и тремолитом, а частью сохранился от замещения.

Клинопироксениты оливиновые и безоливиновые (до габбро- клинопироксенитов) сложены среднезернистыми, мелко- или крупнозернистыми агрегатами маложелезистого авгита и небольшими количествами оливина, Са плагиоклаза, Cr эндиопсида, хромшпинелида. Первичные минералы пород полностью замещены агрегатами тремолита, хлорита, серпентина. Породы крайне бедны Ti, Na, K, низкожелезистые и обогащены Cr (табл. 1, B); по этим признакам клинопироксениты близки к альпино-

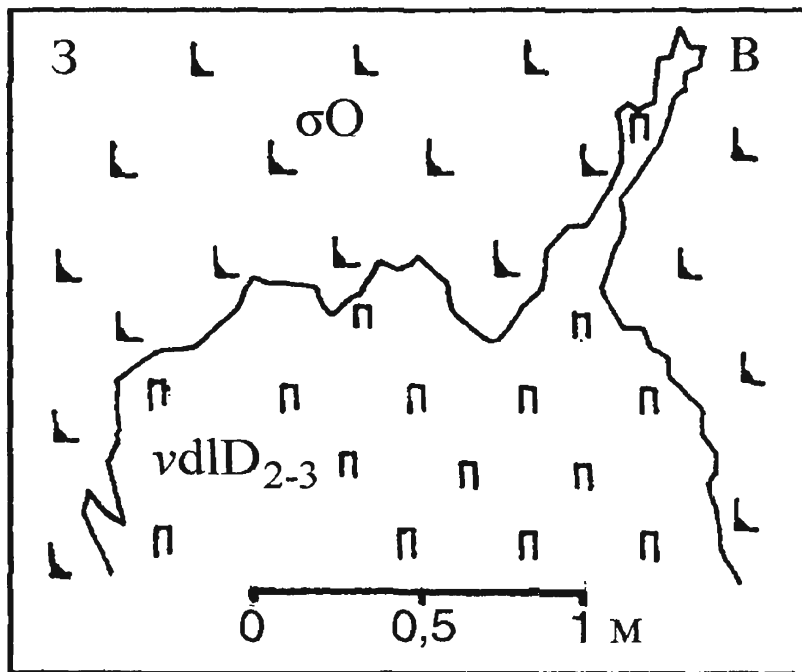


Рис. 8. Зарисовка дайки габброидов среди гарцбургитов. Габброиды превращены в родингиты, гарцбургиты – в серпентиниты (Северное рудное тело).
Условные обозначения см. рис. 5

ваны, отдельные части даек как бы плавают в матрице серпентинитов, а их контакты с окружающими гипербазитами нередко затушеваны процессами метаморфизма.

Состав пород даек варьирует от габбро (габбро-долеритов) до меланогаббро и клинопироксенитов. Эти габброиды отличаются от офиолитовых габброидов повышенными содержаниями Ti, Al, Ca и пониженными Mg и Cr; средний состав этих пород, мас. % (в скобках – вариации состава, n=6): SiO₂ – 42,44 (35,94–44,40); TiO₂ – 1,04 (0,90–1,68); Cr₂O₃ – 0,12 (0,02–0,25); Al₂O₃ – 13,86 (3,80–18,20); Fe₂O₃ (Σ) – 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); Na₂O – 0,09 (0,04–0,26); K₂O – 0,04 (0,02–0,05); H₂O⁺ – 5,50 (2,75–9,49); CO₂ – 0,86 (0,05–2,08); S – 0,01 (следы–0,03); сумма 100,77; плотность пород 3,17 г/см³ (3,02–3,30) [Берзон, Фадеичева, 1974]. Первичные минералы пород даек полностью замещены (обычно псевдоморфно, рис. 10) агрегатами хлорита, клинопироксена, граната, везувиана, титанита, апатита, т.е. породы даек превращены в родингиты.

Малые интрузивы и дайки кварцевых габброидов и трондьемитов

В северо-западной части Карабашского гипербазитового массива размещены более молодые малые интрузивы и дайки роговообманковых кварцевых габбро-диоритов. Наиболее крупное тело этих габброидов находится на западном склоне высоты 588,5 м, его размеры около 200×100 м, простирание северо-западное; восточный кон-

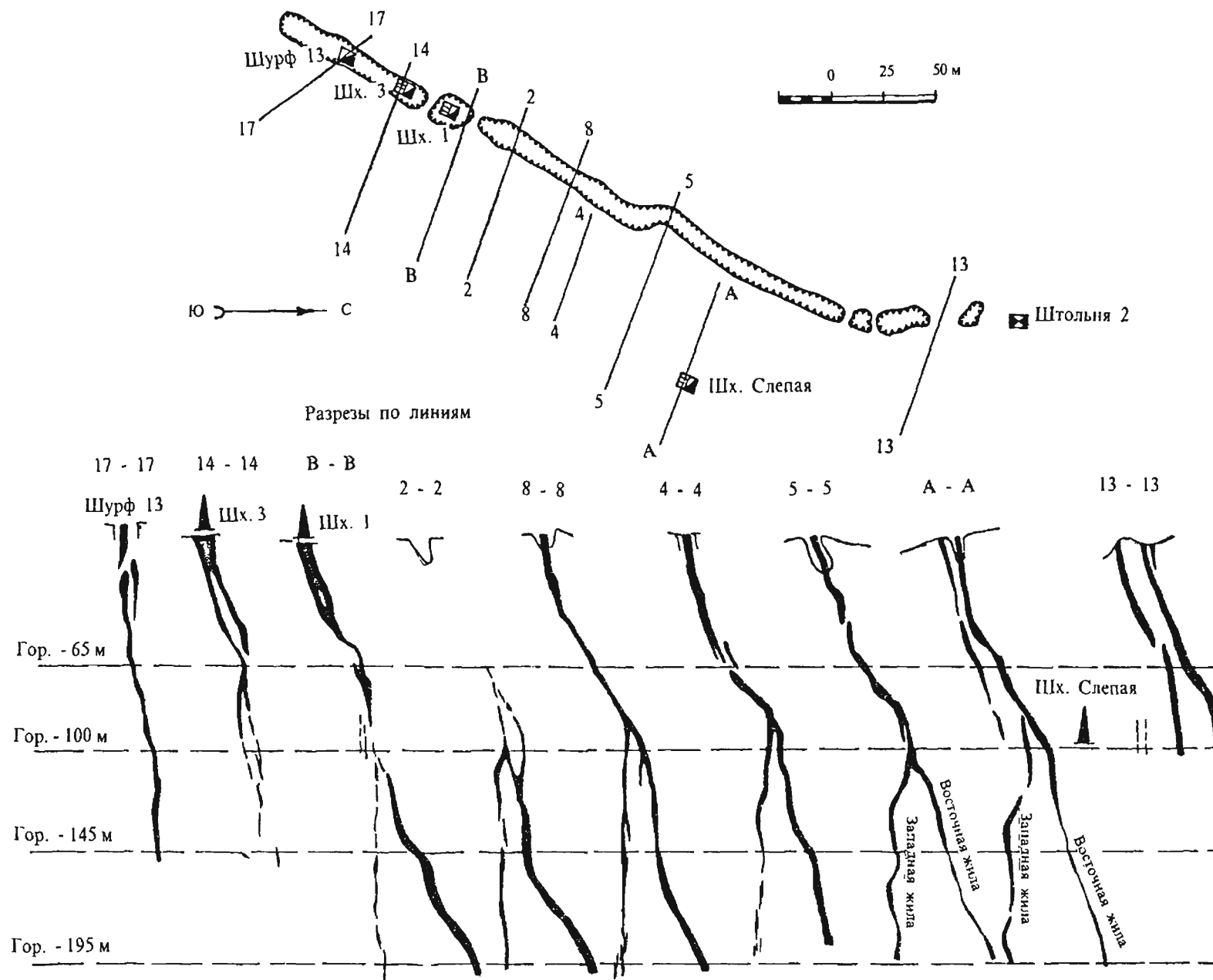


Рис. 9. Разрезы вкост рудных тел (данные ГРО рудника).

такт интрузивный – габброиды с оторочкой мелкозернистых пород эндоконтакта срезают гипербазиты и габбро-долериты (диабазы); западный и северный контакты – тектонические; южный контакт перекрыт рыхлыми отложениями. Кварцевые габбро-диориты сложены относительно редкими крупными до 15 мм кристаллами буровато-зеленой роговой обманки, обильными кристаллами Na плагиоклаза размером 3–8 мм, редкими кристаллами кварца размером 5–7 мм и цементирующей мелко-среднезернистой массой 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 почти вертикальное. Близкого типа, но значительно более мелкозернистые 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 несколько мелких дайкообразных тел отчетливо порфировидных роговообманковых трондьемитов; видимая мощность этих тел не менее 3 м. Породы сложены крупными неравномерно распределенными вкрапленниками буровато-зеленой роговой обманки размером до 35×10×10 мм, редкими крупными вкрапленниками кварца размером до 15×15×15 мм, обильными небольшими вкрапленниками Na плагиоклаза и мелкозернистой, в эндоконтактах тонко-мелкозернистой, массой из Na плагиоклаза, кварца, роговой обманки, титаномагнетита, апатита, циркона.

Роговообманковые кварцевые габбро-диориты и трондьемиты, вероятно, принадлежат образованиям раннегеосинклинальной габбро-плагиогранитной формации. Первичные минералы этих пород, за исключением кварца и части роговой обманки, замещены агрегатами альбита, клиноцоизита, хлорита, породы содержат серию жил кварц-эпидот-хлоритового состава. Под микроскопом облик этих пород напоминает метавулканы Соймоновской долины. Очевидно, эти гранитоиды метаморфизованы совместно с более древними вулканитами, гипербазитами и габброидами.

Догранодиоритовые метаморфические образования регионального распространения

Все докаменноугольные образования Карабашского рудного поля захвачены региональным метаморфизмом погружения (нагружения): в его южной части в условиях переходных от пренит-пумпеллитовой к пумпеллит-актинолитовой фации, в его центральной части в условиях пумпеллит-актинолитовой фации, в его северной части в условиях переходных к зеленосланцевой фации. Параметры метаморфизма оценены с помощью эпидот-пумпеллитового геотермометра Arai [Arai, 1983; Tiriumi, Teruya, 1988] для metabазальтов: на юге рудного поля $T = 360\text{--}390^\circ\text{C}$, $P = 4$ кб; на севере рудного поля $T = 380\text{--}420^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}5$ кб. С этим региональным зеленокаменным метаморфизмом связано образование большей части ранних серпентинитов и ранних родингитов. Первичные хромшпинелиды гипербазитов в этих образованиях устойчивы.

Образования ранней стадии

В центре Карабашского массива в немагнитных лизардитовых серпентинитах местами сохранились брусит и аваруйт Ni_3Fe – продукты ранней серпентинизации в вос-

становительных условиях [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Повышенные количества аваруита приурочены к участкам, обогащенным хромшпинелидами; механизм перераспределения Ni при низкоградном метаморфизме гипербазитов рассмотрен в статье [Спиридонов, Барсукова, 1999]. В дальнейшем аваруит являлся матрицей для образования сульфидов, арсенидов и иных минералов Ni.

При образовании ранних серпентинитов сформировались ранние темноокрашенные тонко-, мелко- и среднезернистые родингиты – хлограпиты, большая часть которых представляет продукты метаморфизма послеофиолитовых титанистых габбро, габбро-долеритов и габбро-клинопироксенитов (см. рис. 10); меньшая часть – продукты метаморфизма офиолитовых низкотитанистых оливиновых клинопироксенитов. Ранние темноокрашенные родингиты имеют существенно гранат-клинопироксеновый состав, обогащены хлоритом, содержат заметное до значительного количество везувиана, нередко и апатита. Состав родингитов в центре их тел и у контактов с серпентинитами близок. Отличия минерального состава родингитов – хлограпитов (метабазитов среди серпентинитов) от стандартных низкоградных метабазитов (эпидот + пренит + пумпеллиит) обусловлены крайне низкой фугитивностью CO₂, низкой активностью SiO₂ и высокой активностью Mg при образовании родингитов [Плюснина, Лихойдов, 1988; O'Hanley et al., 1992; Лихойдов, Плюснина, 1992; Спиридонов и др., 2000 б].

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], что поздние, возникшие при повышенном окислительном потенциале 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 достаточно широко распространены и в апоперидотитовых серпентинитах Карабашского массива (табл. 3). Это Zn-Mn хромит, алюмохромит, феррихромит и хроммагнетит, которые в среднем содержат около 2 мас. % Zn.

Таким образом, практически вся масса цинка на Золотой Горе оказалась прочно связанной в метаморфогенных шпинелидах. Очевидно, по этой причине в рудах Золотой Горы нет ни одного зерна сфалерита. Эти же шпинелиды содержат до 0,5% Ni и Co, что свидетельствует о низкой активности S и As на этой стадии метаморфизма. По-видимому, во время образования магнетит-лизардитовых серпентинитов ранние родингиты местами были в существенной степени перекристаллизованы: в них возникли участки, сложенные гранатом, участки, сложенные клинопироксеном или хлоритом, а также богатые апатитом участки. Размер участков существенно гранатового состава от н мм до н дм, их структура от тонко- до среднезернистой, цвет от розовато-коричневатого до буровато-красного (рис. 11). В отдельных местах вдоль контактов родингитов и серпентинитов развиты оторочки тонко-мелкозернистых хлоритолитов шириной от н мм до н дм, изредка до 1,5–3 м. Хлоритолиты часто содержат массу реликтовых хромшпинелидов, т.е. возникли в основном метасоматически при замещении серпентинитов.

Вокруг метаморфизованных серноколчеданных залежей и пачек пиритоносных сланцев в окружающих породах развиты ореолы привноса серы в виде вкрапленности пирита, халькопирита, борнита или пирротина. В парагенезе с сульфидами разви-

Химический состав метаморфогенных хромшпинелидов лизардитовых апогарибургитовых и апопироксенитовых (13) серпентинитов Карабашского массива (прениит-пумпеллиновая фация)

Компоненты, мас. %	8	9	10	11	12	13	14	15
MgO	0,95	0,68	0,96	3,70	2,73	1,11	8,25	0,55
NiO	0,22	0,19	0,18	следы	0,17	0,61	0,61	0,44
CoO	следы	0,37	0,20	0,13	0,39	0,26	0,52	следы
FeO	26,04	22,65	22,34	19,67	20,83	26,26	12,83	26,17
MnO	3,85	7,45	6,90	4,72	5,55	2,21	4,82	3,71
ZnO	1,92	0,99	1,19	4,06	2,64	1,38	0,77	0,58
Cr ₂ O ₃	55,47	45,68	45,50	39,80	38,81	30,53	28,54	23,02
Al ₂ O ₃	5,54	1,06	0,61	13,85	8,60	1,69	2,87	0,14
V ₂ O ₃	0,16	следы	следы	0,15	следы	0,19	0,09	следы
Fe ₂ O ₃	6,57	21,79	3,01	13,46	20,56	36,93	38,01	45,92
TiO ₂	0,23	0,35	0,11	0,05	0,30	0,68	следы	0,11
сумма	100,95	101,21	101,00	99,59	100,58	102,85	97,32	100,64
миналы, мол. %								
Fe ₂ TiO ₄	0,6	1,0	0,3	0,1	0,8	1,9	–	0,3
MgCr ₂ O ₄	5,1	3,7	5,3	19,0	14,3	6,0	40,4	3,1
FeCr ₂ O ₄	73,5	62,8	61,1	35,2	39,8	37,8	–	31,2
MgAl ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–	3,6	–
FeAl ₂ O ₄	6,7	–	–	17,8	10,9	–	1,5	–
ZnAl ₂ O ₄	5,1	2,3	1,3	10,3	6,9	3,6	2,0	0,3
FeV ₂ O ₄	0,2	–	–	0,2	–	0,3	0,1	–
FeFe ₂ O ₄	–	4,9	7,3	3,2	9,1	37,9	35,5	50,6
MnFe ₂ O ₄	8,2	23,2	21,6	13,8	16,6	9,9	14,6	11,8
NiFe ₂ O ₄	0,6	0,6	0,6	–	0,5	1,8	1,8	1,4
CoFe ₂ O ₄	–	1,1	0,6	0,4	1,1	0,8	1,5	–
ZnFe ₂ O ₄	–	0,4	1,9	–	–	–	–	1,3

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анализ Е.В. Гусева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии шпинелей Me₃O₄. 8 – Zn-Mn хромит, 11 – Zn-Mn алюмохромит, 9, 10, 12 – Zn-Mn феррихромит, 13–15 – Zn-Mn хроммагнетит.

ты маложелезистые хлорит, тремолит (вместо актинолита), клиноцоизит (вместо эпидота), магнезиоаксинит (вместо стандартного ферроаксинита), дравит и оленит (вместо шерла). Метагипербазиты – серпентиниты постоянно содержат минералы Ni, метабазиты – метагаббро, родингиты постоянно содержат минералы Cu. В тех случаях, когда мощности тел серпентинитов или метабазитов малы – первые десятки до первых сотен метров, ранние серпентиниты, родингиты, метагаббро содержат сульфиды Ni (или Fe-Ni) и сульфиды Cu (или Cu-Fe). Таковы серпентиниты западной полосы Карабашского рудного поля и многочисленных мелких линз, серпентиниты краевых частей мощного Карабашского массива, родингиты в гипербазитах западной полосы и в мелких линзах серпентинитов (на южном и северном берегах заводского пруда г. Карабаш и в иных местах), метабазиты колчеданосной полосы, метагаббро колчеданной полосы и краевых частях Карабашского массива. В тех случаях, когда мощности тел велики – более 1–2 км, серпентиниты в них содержат аваруит [Спиридонов, Барсукова, 1999], а родингиты самородную медь. Таковы серпентиниты и родингиты центральной части Карабашского массива. Сходные соотношения описаны и для иных гипербазитовых массивов [Eckstrand, 1975; Смирнов, 1995 и др.]. Медь – характерный минерал родингитов Урала [Минералогия Урала, 1941; Агафонов, Пинус, 1981; Юшкин и др., 1986] и других реги-

онов. В подобных условиях среди metabазальтов в ряде случаев формируются промышленные месторождения самородной меди – таковы знаменитые месторождения Верхнего Озера в Северной Америке [Wilson, Dyl, 1992], месторождения во многих иных регионах, в том числе на севере Сибирской платформы [Спиридонов и др., 2000 б].

Образования поздней стадии

В большей части Карабашского массива лизардит в серпентинитах частично или целиком вытеснен более высокотемпературным антигоритом, что обусловлено дальнейшим погружением всей структуры с 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, зачастую они претерпели частичный распад высокотемпературного твердого раствора с образованием микрозернистых сростаний шпинели и хроммагнетита с исходной фазой (рис. 12). Как шпинель, так и хроммагнетит легко замещаются хлоритом и иными метамор-

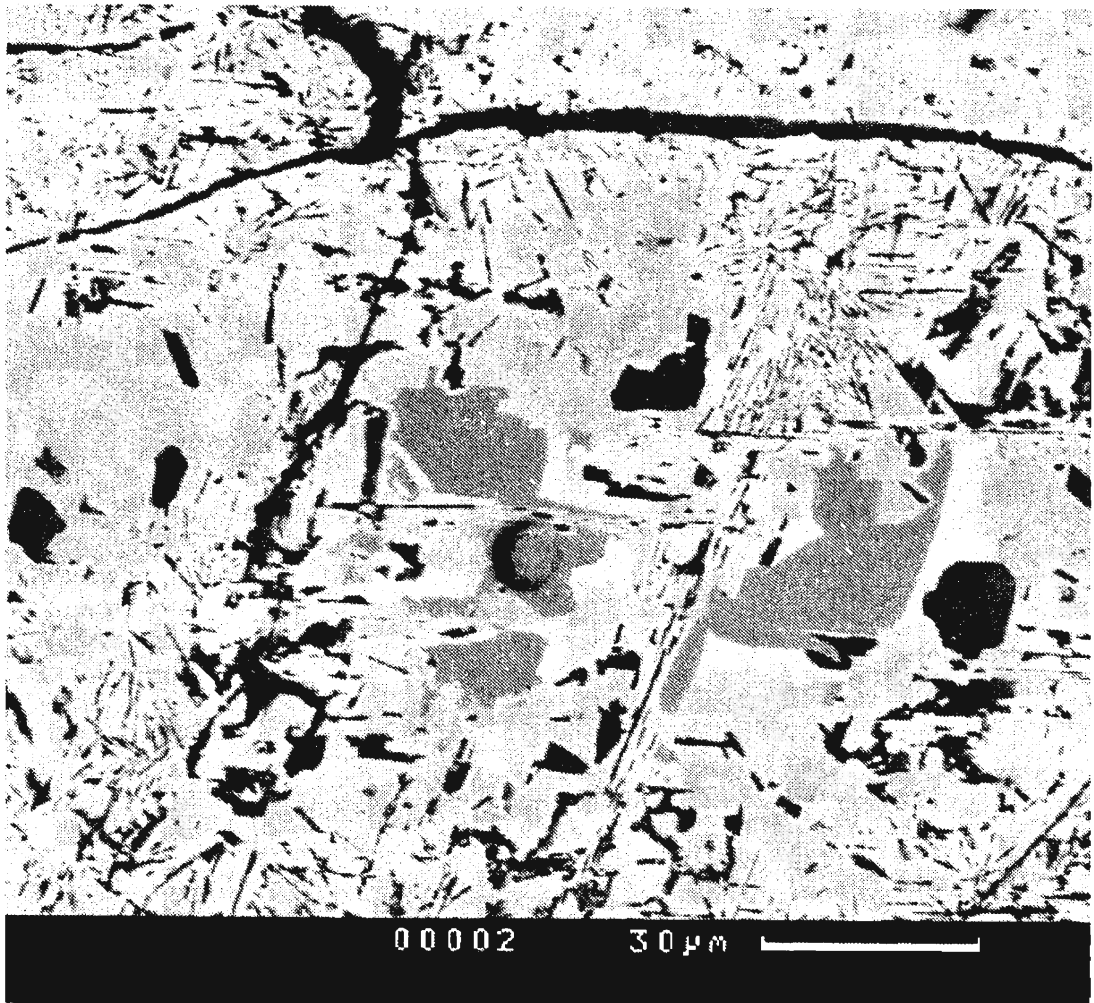


Рис 12 Апогарцбургитовые серпентиниты. Сложный минеральный агрегат, заместивший первичный алюмомагнезиохромит. Серое – реликты алюмомагнезиохромита, светло-серое – хроммагнетит, черное – шпинель, черные прожилки – Cr амезит и Cr клинохлор. Снимок в отраженных электронах

фогенными силикатами. Гораздо шире проявлено замещение первичных хромшпинелидов, как и метаморфогенных Zn-Mn шпинелидов, продуктами их гипогенного окисления – феррихромитом, хроммагнетитом и далее Cr магнетитом (табл. 4). Феррихромит и хроммагнетит – характерные минералы антигоритовых серпентинитов Земли. Карабашские ферришпинелиды содержат до 0,5% Ni и 0,7% Co, что свидетельствует о низкой активности S и As на этой стадии метаморфизма.

С антигоритовыми серпентинитами связаны поздние светлоокрашенные магнетит-содержащие родингиты. 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, отделяя их от серпентинитов; отчасти это проявления метаморфической дифференциации; часть хлоритолитов (с высокими содержаниями Cr-Ni-Co и низкими Sc-Zn-Cu-Ga) метасоматически заместили серпентиниты. Хлоритолитовые оторочки развиты далеко не везде, часто непосредственно с серпентинитами контактируют поздние, существенно гранатовые родингиты (рис. 13).

Поздние серпентиниты в периферических частях Карабашского массива содержат Ni пирит, тиошпинели Ni, пентландит; в центре массива халькогениды почти пол-

Таблица 4.

Химический состав метаморфогенных хромшпинелидов антигоритовых апогарибургитовых (16–18) и апоклинопироксенитовых (19–20) серпентинитов Карабашского массива (пумпеллиит-актинолитовая фация)

Компоненты, мас. %	16	17	18	19	20
MgO	0,10	0,40	0,18	10,26	0,80
NiO	0,04	0,45	0,16	–	0,30
CoO	0,65	0,49	0,67	–	0,42
FeO	30,13	29,67	29,92	18,92	29,12
MnO	0,20	–	0,21	0,45	0,66
ZnO	0,07	–	–	0,02	0,44
Cr ₂ O ₃	2,07	1,22	0,59	45,57	0,08
Al ₂ O ₃	–	0,21	–	11,26	–
V ₂ O ₃	0,20	0,15	0,04	–	0,28
Fe ₂ O ₃	6,53	66,72	68,03	13,77	67,05
TiO ₂	0,15	0,24	0,17	0,70	0,96
сумма	100,15	99,55	99,97	100,22	100,11
миналы, мол. %					
Fe ₂ TiO ₄	0,4	0,6	0,5	1,7	2,6
MgCr ₂ O ₄	0,5	1,7	0,5	50,4	0,1
FeCr ₂ O ₄	2,4	–	0,4	9,0	–
MgAl ₂ O ₄	–	0,4	–	–	–
FeAl ₂ O ₄	–	–	–	21,3	–
ZnAl ₂ O ₄	–	–	–	–	–
FeV ₂ O ₄	0,3	0,2	0,1	–	0,3
FeFe ₂ O ₄	93,9	94,5	95,2	16,4	93,1
MnFe ₂ O ₄	0,6	–	0,7	1,2	1,9
NiFe ₂ O ₄	0,1	1,2	0,5	–	0,8
CoFe ₂ O ₄	1,8	1,4	2,1	–	1,2

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии шпинелей. 16 – Mg-хроммагнетит; 17–18 – магнетит; 19 – Al-магнезиохромит; 20 – магнетит.

ностью отсутствуют, основная масса Ni и Co входит в состав магнетита. Поздние родингиты в периферических частях Карабашского массива из халькогенидов содержат халькопирит, борнит, халькозин, минералы группы пентландита, миллерит; в центре массива халькогениды представлены убогой вкрапленностью халькозина, но широко распространены самородная медь и кобальтистый магнетит.

В островодужных вулканитах девона широко распространены вкрапленники авгита. В метавулканитах пренит-пумпеллиитовой фации авгит большей частью устойчив, лишь в небольшой степени замещен хлоритом, эпидотом, пумпеллиитом. В метавулканитах пумпеллиит-актинолитовой фации авгит не устойчив, в них широко распространены псевдоморфозы уралита – актинолита по авгиту (табл. 5).

Таблица 5.

Химический состав актинолита псевдоморфоз по вкрапленникам авгита базальтов ирендыкской свиты, западный склон горы Карабаш (пумпеллиит-актинолитовая фация)

Компоненты, мас. %	21	22	23	Формул. единицы	21	22	23
SiO ₂	55,40	55,95	54,48	Si	7,837	7,917	7,783
TiO ₂	0,03	0,04	следы	Al ^{IV}	0,163	0,083	0,217
Cr ₂ O ₃	0,04	следы	0,07	Mg	3,612	3,503	3,340
Al ₂ O ₃	1,01	0,83	1,29	Fe ²⁺	0,898	0,985	1,085
Fe ₂ O ₃	4,23	3,93	5,06	Fe ³⁺	0,450	0,418	0,544
FeO	7,59	8,32	9,08	Mn	0,026	0,034	0,029
MnO	0,22	0,28	0,24	Al	0,006	0,056	0,001
MgO	17,13	16,61	15,68	Cr	0,003	–	0,008
CaO	11,94	11,64	11,45	Ti	0,005	0,004	–
Na ₂ O	0,26	0,22	0,48	Ca	1,810	1,765	1,753
K ₂ O	0,02	0,06	0,07	Na	0,072	0,060	0,132
H ₂ O ⁺	2,13	2,12	2,10	K	0,004	0,011	0,012
сумма	100	100	100	ОН	2	2	2

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии, H₂O⁺ – по разности. Железистость актинолита: 21–27,6 %; 22–29,1 %; 23–33,2 %.

В аспидных сланцах развиты метаморфогенные фенгит и/или стильпномелан.

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, 1960, 1977; Нечеухин, Гуревич, 1973; наши наблюдения].

Догранодиоритовые метаморфические образования локального распространения

Среди описанных выше серпентинитов отдельными пятнами, полосами, участками, нередко вдоль трещинных зон развиты черные и темно-зеленые сильно магнитные мелкозернистые антигоритовые серпентиниты с обильным магнетитом. Магнетит 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 сопровождаются гнездами и жилами средне- и крупнозернистого антигорита с переменными количествами магнетита, нередко значительными, реже прожилками и гнездами магнетита с хлоритом.

Среди магнитных серпентинитов развиты разноориентированные прожилки и жилы антигорит-хлоритового, диопсид-хлоритового, карбонат-серпентинового, хлорит-гранатового состава, а более ранние родингиты частично или полностью замещены поздними минеральными агрегатами. При этом, значительная часть Fe связывается в крупнокристаллическом магнетите, а гранат, клинопироксен и хлорит становятся менее железистыми. Разнозернистые агрегаты клинопироксена, граната, с вкраплениями и гнездами магнетита развиты в телах родингитов в виде жил, прожилков, гнезд, пятен и т.п.; размер этих поздних образований от первых см до многих метров; для таких участков характерны брекчиевидные и кокардовые текстуры. Для более зернистых разновидностей таких родингитов с гнездами белого диопсида типично наличие высокотитанистого граната густого коричневого или смоляно-бурого цвета, магнетита в виде октаэдрических и ромбододэкаэдрических кристаллов в срастаниях с белым диопсидом, наличие и нередко обилие кальцита.

Нередко поздние родингиты вместе с гнездами диопсида смяты и кливажированы, содержат несколько поколений прожилков и жил желтоватого и белого диопсида от тонко- до крупно- и грубозернистой структуры (размер таблиц диопсида до 10–15×2–3×0,5–1 см) с ксеноморфными безтитанистым андрадитом, кальцитом, титанитом, в гнездах кальцита среди них находятся октаэдры магнетита (до 2 см), кристаллы зеленовато-желтого титанита (до 4×2×1 см), мелкие прозрачные кристаллы золотистого топазолита, скопления буроватого вермикулита. Жилы крупнокристаллического диопсида с кальцитом, магнетитом, гранатом, хлоритом, титанитом чаще ориентированы перпендикулярно к простиранию тел родингитов (системы таких жил по морфологии напоминают лестничные кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения) [Бородаевский, Бородаевская, 1947 б]. Это так называемые “диопсидовые проводники” старателей Золотой Горы. Их мощность достигает 10–20 см, обычно 3–5 см, протяженность до п м. Простирание этих жил разнообразное, обычно широтное, падение от пологого до крутого в северных румбах. Часть подобных жил представляют собой жилы замещения, часть – жилы выполнения, где крупные кристаллы диопсида ориентированы перпендикулярно к стенкам жил, или же в основании жильных агрегатов развиты зоны геометрического отбора. Состав этих жил примерно соответствует составу окружающих родингитов. Поскольку поздние родингиты богаты маложелезистым клинопироксеном, то в составе жил обычно преобладает диопсид, в иных случаях состав жил существенно гранатовый или хлоритовый; некоторые из них очень богаты титанитом, другие – магнетитом, реже обогащены апатитом или вермикулитом [Ложечкин, 1935; Бородаевский, Бородаевская, 1947 б].

Большая часть жил диопсида локализованы в телах родингитов, кончаются жилы у контактов родингитов с серпентинитами. Не столь редко в серпентинитах и особенно в хлоритолитах на продолжении жил диопсида или вне их развиты отдельные метакристаллы – “ножи” белого диопсида, а чаще группы или агрегаты таких кристаллов, нередко перекрещивающихся, значительно реже – прожилки граната. В гнездах кальцита в диопсидовых жилах зачастую находятся червеобразные агрегаты пластинчатых кристаллов хлорита и выделения меди, иногда в виде скрученных проволоковидных агрегатов длиной до 3 см.

Наиболее поздние образования в родингитах – маломощные прожилки зеленого пумпеллиита (рис. 14), вермикулит-кальцитовые, хризотил-асбестовые, их мощность до 2,5 см. Последние нередки среди антигоритовых серпентинитов на севере и в центре Карабашского массива. Возможно, эти прожилки возникли в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

Поздние серпентиниты и родингиты возникли под действием флюидного H_2O-CO_2 потока, предшествовавшего становлению гранодиоритовой формации.

Малые интрузивы, дайки, гидротермалиты гранодиоритовой формации

На площади месторождения Золотая Гора установлено несколько мелких тел биотит-роговообманковых кварцевых диоритов, плагиогранитов и даек микродиоритов, кварцевых диорит-порфиринов и плагиогранит-порфиринов, породы которых не метаморфизованы. Это производные гранодиоритовой формации S_1 . Они пересекли и контактово метаморфизовали более ранние породы. В ореолах контактового метаморфизма серпентиниты содержат массу порфиробластов антофиллита, метапироксены – порфиробласты актинолита, аспидные сланцы – порфиробласты биотита. Непосредственно на контактах гранитоидов с серпентинитами развиты оливин-антигоритовые роговики.

С гранодиоритовой формацией связаны метасоматиты пропилитовой формации: хлорит-эпидот-альбитовые по базитам, хлоритовые и карбонат-магнетит-хлоритовые в контактовых зонах метабазальтоидов и серпентинитов, тальк-магнезитовые с гематитом по серпентинитам, тальк-доломитовые с гематитом, хлоритом и актинолитом по родингитам. Пропилиты сопровождаются линзами и жилами молочно-белого кварца с примесью карбоната, эпидота, хлорита; мощность жил кварца от первых мм до 20–35 см. Около этих жил часто развиты оторочки мелкокристаллического талька с включениями пластинок гематита и/или магнетита, ширина тальковых оторочек до 1–2, изредка до 25 см.

Мощность зон пропилитизированных пород от 0,5 до 25–40 м, простираение СЗ – долготное. Они широко развиты в ЮЗ части Карабашского гипербазитового массива и вдоль его западного контакта (см. рис. 5).

Анализ данных А.П.Карпинского [1885], М.П.Ложечкина [1935, 1936, 1939], Н.И.Бородаевского с соавторами [1948, 1984], В.Н.Сазонова [1977, 1978, 1984] и других, а также наши наблюдения свидетельствуют о широком распространении на Золотой Горе продуктов лиственитизации – среднетемпературного углекислого гидротермального метасоматоза [Коржинский, 1953; Коржинский, 1967; Зарайский, 1989], практически повсеместно связанного со становлением интрузивов и даек гранодиоритовой

формации [Спиридонов, 1995 а и др.]. Метасоматиты лиственитовой формации и сопряженные золоторудные концентрации наложены на серпентиниты, метагабброиды, метапироксениты, родингиты, кварцевые габбро-диориты и трондьемиты, пропилиты. Текстуры березитов, лиственитов и сопутствующих прожилков карбонатного, хлорит-карбонатного, хлорит-карбонат-кварцевого состава массивные. Наиболее прочные и жесткие (компетентные) породы на Золотой Горе – родингиты, а в их пределах поперечные – лестничные жилы диопсида с гранатом, кальцитом, магнетитом, являлись локализаторами поздних трещин. Именно родингиты и прилегающие серпентиниты и хлоритолиты интенсивно лиственитизированы, здесь же локализованы прожилки кальцита с халькозином и минералами Au.

Лиственитизированные породы содержат железосодержащие карбонаты. На выветрелой поверхности окраска таких пород буроватая или красноватая, резко отличная от зеленой окраски серпентинитов и метагабброидов. Поперечные разломы расчленяют Карабашский массив на три блока: северный в районе высоты 588,5 м, состоящий из зеленых серпентинитов, южный в районе высоты 611,9 м, сложенный также зелеными серпентинитами, и центральный с более низким рельефом, разделенный долготными разломами на две части – западную зеленых серпентинитов и восточную – с широким развитием лиственитизированных пород с красноватой окраской. Именно в восточной части центрального блока размещены главные рудные залежи

Золоторудные залежи

Золоторудные залежи – линейные штокверки размещены в узкой субмеридиональной зоне рассланцевания длиной около 2 км при ширине 0,1 – 0,3 км (см. рис. 5). Линейные штокверки с прожилково-вкрапленным оруденением образованы дайкообразными телами лиственитизированных родингитов с оторочками лиственитизированных серпентинитов и хлоритолитов. Из 6 рудных тел Восточное, Западное и Южное эксплуатировались. Длина рудных тел по латерали 300–700 м, по падению не менее 200 м, мощность 2–3 м, в раздувах до 7–8 м, в пережимах до 0,1 м. Простираение обычно СВ 15–30°, падение на восток под углами 60–75°. Рудные тела имеют массу ответвлений длиной до 1,5–2 м, особенно со стороны лежачего бока. Наиболее богатая часть месторождения расположена в узле пересечения серии долготных и СЗ разломов, это район сочленения Западного и Восточного рудных тел (см. рис. 9). Размещение рудных столбов показано на рис. 15.

Процессы лиственитизации и золотое оруденение интенсивны там, где породы сильно тектонизированы. Эффектно выглядят деформированные хлоритолиты, в которых “ножи” диопсида смяты в “змеи” (рис. 16), такие породы интенсивно лиственитизированы и содержат до 100 г/т Au. Состав золотых руд Золотой Горы – лиственитизированных оруденелых родингитов и хлоритолитов представлен в таблице 6. Наиболее высокие содержания Au и главная масса промышленных руд находятся в участках родингитов, пронизанных серией пологих прожилков крупнозернистого диопсида. Эти участки в силу своей повышенной хрупкости заметно лиственитизированы и пронизаны массой прожилков и просечек кальцита, кальцита с хлоритом, кальцита с хлоритом и кварцем, изредка существенно кварцевого состава с магнетитом, халькозином, медью, минералами группы медистого золота, галенитом, борнитом, сурьмой, антимонидами Cu, Ni, Cu-Ni, Fe, рутилом, гринокитом, свинцом. Ориенти-

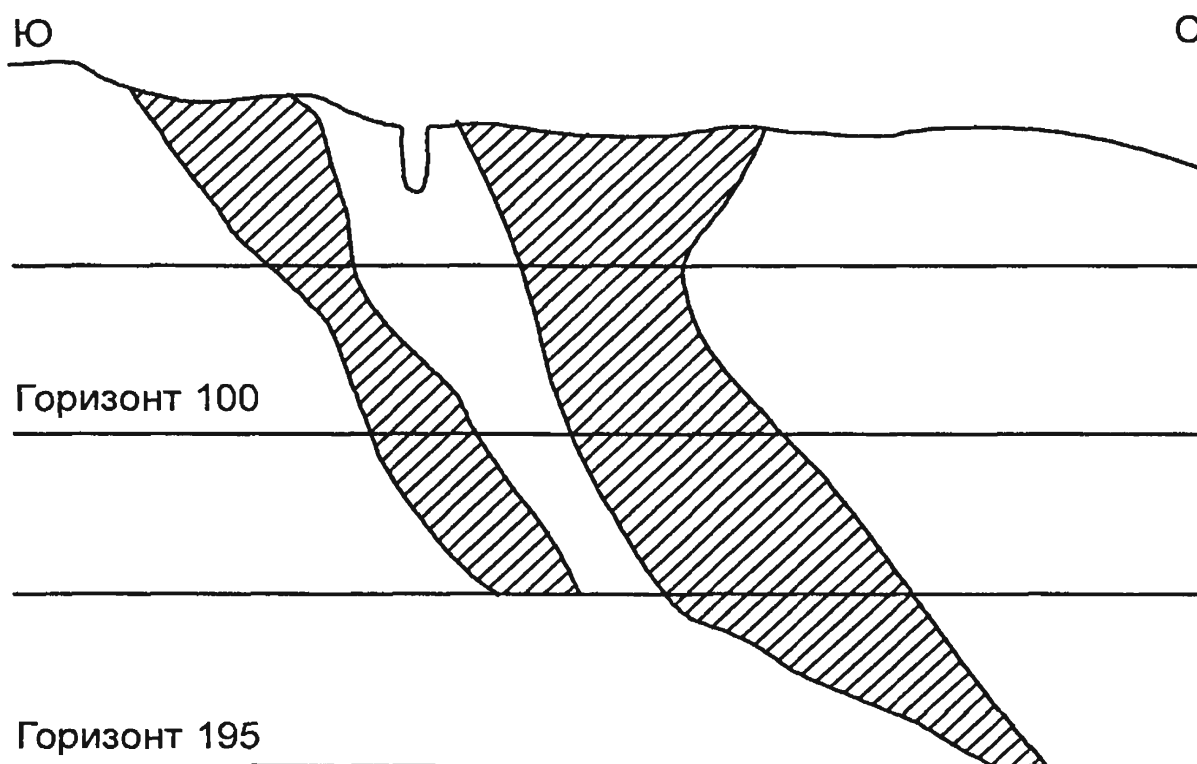


Рис. 15. Проекция рудных столбов месторождения Золотая Гора.

Таблица 6.

Химический состав золотых руд Восточного рудного тела месторождения Золотая Гора – лиственитизированных поздних родингитов (Г-Ж) и хлоритолитов (З-И)

Компоненты, мас. %	Г	Д**	Е*	Ж	З*	И**
SiO ₂	44,41	38,26	45,64	42,78	37,79	38,05
TiO ₂	0,49	0,62	0,30	0,56	0,01	0,02
P ₂ O ₅	0,33	0,01	0,56	0,20	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	следы	0,01	0,02	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	3,75	0,74	0,74	1,13	12,27	8,71
Fe ₂ O ₃ (Σ)	11,55	7,18	7,79	14,64	5,77	8,61
MnO	0,21	0,15	0,19	0,24	0,12	0,16
MgO	17,83	19,84	13,31	11,19	30,88	29,86
CaO	18,04	21,09	26,03	27,67	0,15	5,22
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,11	0,02	не обн.
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,06	0,01	0,02
H ₂ O+CO ₂	3,17	12,60	5,26	1,15	12,87	8,80
S	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01	0,12
F	0,02	0,08	0,08	0,11	0,01	0,03
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
сумма	*99,94	100,62	99,98	99,90	99,98	99,49
Ni, г/т	110	75	51	71	846	687
Co	30	42	46	50	90	276
Cu	50	16	116	161	176	> 1%
Zn	47	23	24	151	131	93
Sc	44	20	31	58	3	7

Примечание. РФА, анал. А.И.Якушев (ИГЕМ РАН). * – с высокими, ** – с очень высокими содержаниями золота

ровка рудоносных прожилков кальцита и просечек минералов Au в значительной мере предопределена ориентировкой “лестничных” жил диопсида; именно они определили положение рудных столбов и их северное склонение. В верхних участках Золотой Горы, по-видимому, настолько очевиден был наложенный на хлорит-диопсид-гранатовые породы характер Au оруденения, что Г.В.Смирнов (отчет 1929 г.) считал его даже вадозовым (гипергенным).

Рядовые руды содержат в г/т: As – 200–700, Sb < 30, Cu – 100–500, Pb до 10, Zn – 50–300, Ni – 200–2000, Co – 30–200, Mo – 2–5; богатые руды содержат до 1 кг/т Au, по 100 г/т Ag, 2–3 % Cu, 50–100 г/т Hg и Cd (величина Zn: Cd = 1–2 !). Нами установлено, что содержания платиноидов в Золотой Горе низкие: в оруденелых родингитах в среднем 6 мг/т Pt, 63 мг/т Pd, 3 мг/т Rh, Ir не обнаружен; в оруденелых хлоритолитах – 115 мг/т Pt, 65 мг/т Pd, 4 мг/т Rh, Ir не обнаружен (анал. Н.Н.Никольская, ИГЕМ РАН). Не ясно, когда произошла мобилизация Pt и Pd, однако их соотношения в золотых рудах соответствуют типу протолита – Pt/Pd = 1,8 в метагипербазитах и Pt/Pd = 0,1 в метабазитах (родингитах).

Размер выделений минералов золота от микронного до п мм, изредка до п см. В одном из кварцевых прожилков был найден самородок медистого золота весом 100 г [Минералы. Т. I, 1960]. Промышленные руды содержат в основном крупное золото: фракция + 0,1 – 0,5 мм – 32,4% массы золота, фракция + 0,5 – 1 мм – 40,8% [Берзон, Бородаевский, 1984]. Особо богат лежащий бок Восточного рудного тела с содержаниями Au в сотни г/т.

Послезолоторудные магматические и метасоматические образования

К ним мы отнесли малое интрузивное тело сиенитов у восточного подножия г. Карабаш и расположенные по соседству и сопряженные с сиенитами мелкие тела апоперидотитовых кварц-рибекитовых метасоматитов (“голубые сланцы” М.П. Ложечкина). Сиениты кайнотипного облика, не тектонизированные и не затронутые процессами гидротермального метасоматоза, залегают среди брекчированных серпентинитов, которые в заметной степени лиственитизированы. Это гиперсольвусные эгирин-ферросалитовые сиениты, в составе которых $K > Na$. Вероятный их возраст позднепалеозойский. Кварц-рибекитовые метасоматиты – породы с голубоватой окраской, разномзернистые, главным образом мелко-среднезернистые, с массивной текстурой. Они образованы спутанно-волокнистыми агрегатами рибекита и кварц-рибекитовыми сростаниями с массой мелких гнезд перекристаллизованных хромшпинелидов. Химический состав сиенитов и кварц-рибекитовых пород, мас. %: SiO_2 – 65,04 и 63,31; P_2O_5 – 0,51 и 0,21; TiO_2 – 0,24 и 0,02; Cr_2O_3 – 0,001 и 0,38; Al_2O_3 – 17,16 и 0,19; Fe_2O_3 – 3,48 и 25,26; MnO – 0,09 и 0,02; MgO – 0,32 и 4,03; NiO – 0,002 и 0,24; CaO – 1,40 и 0,61; Na_2O – 5,32 и 3,37; K_2O – 6,31 и 0,05; H_2O^+ – 0,44 и 2,87; S – 0,02 и 0,02; F – 0,05 и следы; Cl – 0,02 и 0,03; сумма – 100,40 и 100,60 %. Сиениты выделяются высокими концентрациями (г/т): Ba – 1765, Zr – 499, Sr – 337, Rb – 110, Nb – 69 и очень низкими – элементов группы железа: Cr – 7, V – 2, Ni – 4, Co – 6. Хромит-кварц-рибекитовые метасоматиты по содержанию Cr и Ni не отличаются от исходных серпентинизированных перидотитов, но резко обогащены SiO_2 , Na, Fe^{3+} , P, богаты торием – 158 г/т Th и бедны Mg.

Глава 6

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ОБРАЗОВАНИЙ НИЗКОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА И КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД КАРАБАШСКОГО МАССИВА

Ранние лизардитовые серпентиниты

Ранние зеленые апоперидотитовые (в основном апогарцбургитовые) серпентиниты сложены тонко- и мелкозернистыми агрегатами лизардита, образующими псевдоморфозы по оливину и ромбопироксену, 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. Серпентин в псевдоморфозах 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 сульфидов: это пирит (табл. 7, ан. 21), местами слагающий обильную мелкую вкрапленность, и тиошпинели, образующие мелкие (до 40 микрон) вросстки в пирите. Из них более распространены полидимит $NiNi_2S_4$, который содержит небольшие примеси Fe, Cu, Se (табл. 7, ан. 22), и виоларит $FeNi_2S_4$ (ан. 23, 24). Относительно редок виоларит, богатый Cu до 9% (ан. 25). Виолариты содержат заметную примесь Co.

В центральных частях массива ранние серпентиниты содержат редкие мелкие выделения аварунта Ni_3Fe с 1–2% Co.

Метаклинопироксениты и метагаббро-клинопироксениты

Эти породы сложены тонко-мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми агрегатами тремолита, менее хлорита и серпентина-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).

Магнетит в породах отсутствует. Из рудных минералов в отдельных участках обильны пирит, зерна которого выполняют промежутки между призмами тремолита. Раз-

*Петрография и минералогия образований низкоградного метаморфизма
и контактово-метаморфизованных пород Карабашского массива*

Таблица 7.

Химический состав халькогенидов в серпентинитах СЗ периферии Карабашского массива

Компоненты, мас. %	21	22	23	24	25
	пирит	полидимит	виоларит		Си-виоларит
Ni	0,39	57,76	42,17	40,86	41,07
Co	—	0,01	0,31	0,62	0,97
Fe	45,89	1,24	16,85	16,76	8,96
Cu	—	0,25	0,07	—	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.

мер гнезд пирита до 15 мм. Пирит содержит немного Ni и Co (табл. 8, ан. 26). 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, для него характерна примесь Ni (ан. 27). Состав халькопирита близок к стехиометричному (ан. 28). Состав пентландита типичен для этого минерала — $NiNi_4Fe_4S_8$, пентландит содержит очень небольшое количество Co, Cu, Se (табл. 8, ан. 29).

Таблица 8.

Химический состав халькогенидов метапироксенидов СЗ периферии Карабашского массива

Компоненты, мас. %	26	27	28	29
	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	—	37,49
Cu	—	0,02	34,03	0,07
S	52,74	39,40	34,96	33,38
Se	0,04	сл.	—	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

Ранние родингиты – это метаморфические породы обычно темного серо-зеленого (см. рис. 11), буро-зеленого или коричневатого цвета, сложенные хлоритом, гранатом, везувианом, клинопироксеном, акцессорные – апатит, самородная медь, халкозин. Облик родингитов изменчив в пределах каждого тела (“дайки”), но в целом близок в разных рудных телах.

Наиболее ранние образования ранних родингитов представлены микро-, тонко- и мелкозернистыми агрегатами изотропного граната буроватого до бурого цвета, везувиана, хлорита и реже апатита. В некоторых типах родингитов преобладает везувиан. Клинопироксен практически отсутствует. Наиболее распространены следующие пять типов минеральных агрегатов, слагающих самые ранние родингиты:

1. Равномерно тонко-мелкозернистые гранобластовые агрегаты везувиан-гранат-хлоритового состава (рис. 17).

2. Относительно равномерно мелко-среднезернистые гранобластовые агрегаты хлорит-везувиан-гранатового состава, гранат нередко присутствует в более крупных выделениях (рис. 18).

3. Гетерогранобластовые агрегаты гранат-везувиан-хлоритового состава, в которых мелкие выделения граната переполнены тонкими темноокрашенными включениями, везувиан 2^x зарождений – более ранние темноокрашенные длиннопризматические зерна и более поздние светлоокрашенные неправильной формы выделения в матрице хлорита (рис. 19).

4. Равномерно мелкозернистые гранобластовые гранат-хлоритовые агрегаты с заметным количеством везувиана и апатита (рис. 20), в отдельных участках количество апатита достигает 15 об. %.

5. Мелкозернистые гранобластовые гранат-хлоритовые агрегаты (рис. 21).

Гранат повсеместно изотропный. Везувиан в одних участках почти изотропен, чаще заметно анизотропен, величина двупреломления до 0,005.

Описанные выше образования по большей части вытеснены более зернистыми агрегатами тех же минералов и клинопироксена, при этом количество везувиана снижалось, а клинопироксена возрастало. По этой причине, широко развиты ранние родингиты с такситовыми текстурами (см. рис. 11, 22).

Наиболее распространены следующие пять типов ранних родингитов:

1. Сочетание мелкозернистых агрегатов пластин хлорита, между которыми зажаты мелкие вытянутые зерна граната и в меньшем количестве клинопироксена (рис. 23), 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 $3 \times 3 \times 0,5$ –1 мм (рис. 24); структуры пород гранолепидобластовые.

2. Тонко- и мелкозернистые агрегаты неправильной формы 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 пластин-

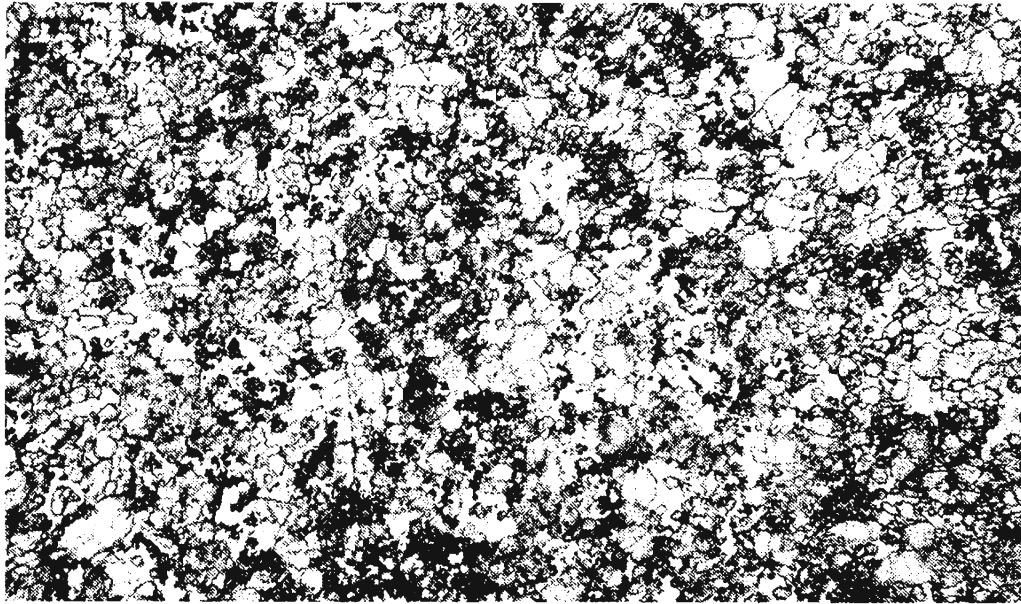


Рис 17 **Ранние везувиан-гранат-хлоритовые родингиты (Северное рудное тело).**
Гранат отличается от везувиана более насыщенным бурым цветом. Шлиф при 1 николе
Ширина поля зрения 0.5 мм

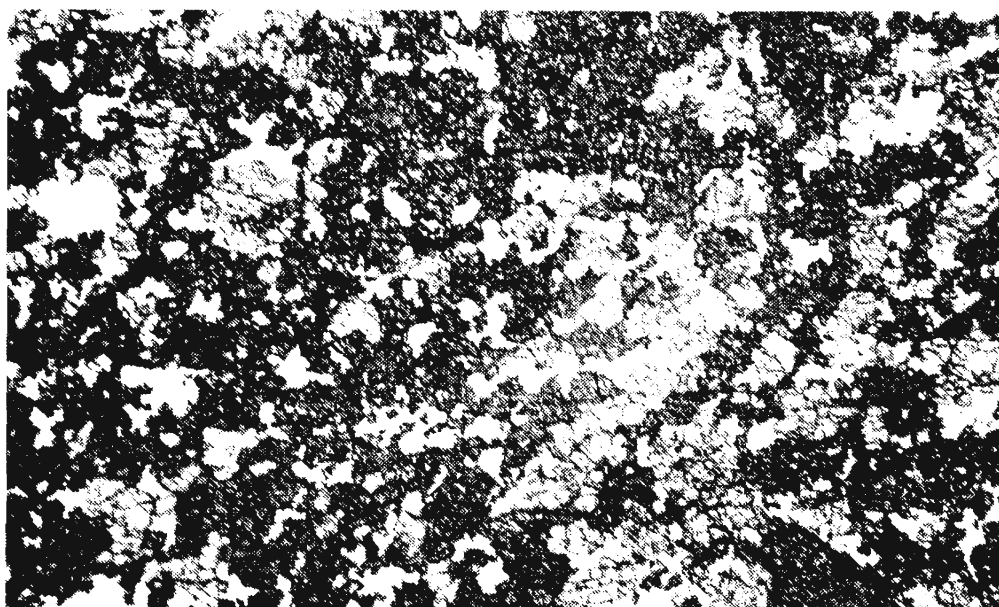


Рис 18 **Ранние хлорит-везувиан-гранатовые родингиты (Восточное рудное тело).**
Гранат в сравнении с везувианом более интенсивно окрашен Шлиф при 1 николе
Ширина поля зрения 1 мм

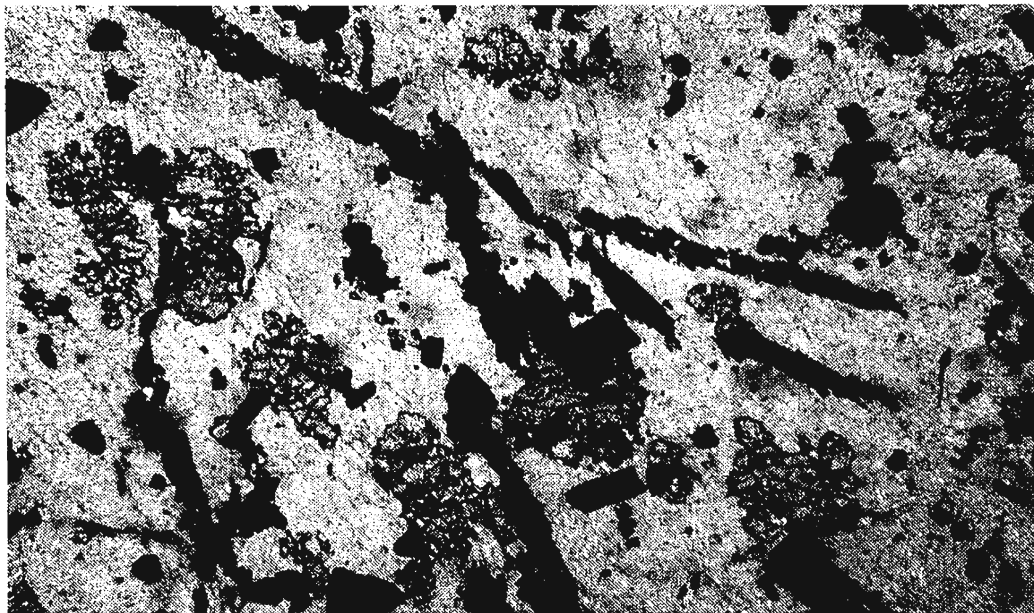


Рис 19 В значительной степени перекристаллизованные ранние гранат-везувиан-хлоритовые родингиты (Западное рудное тело).

Бурый гранат содержит массу тонких темноокрашенных включений. Везувиан двух типов: длинно-призматические темноокрашенные (из-за массы микровключений) неправильной формы кристаллы и более светлые призматические неправильной формы кристаллы в хлоритовой матрице. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 1,5 мм

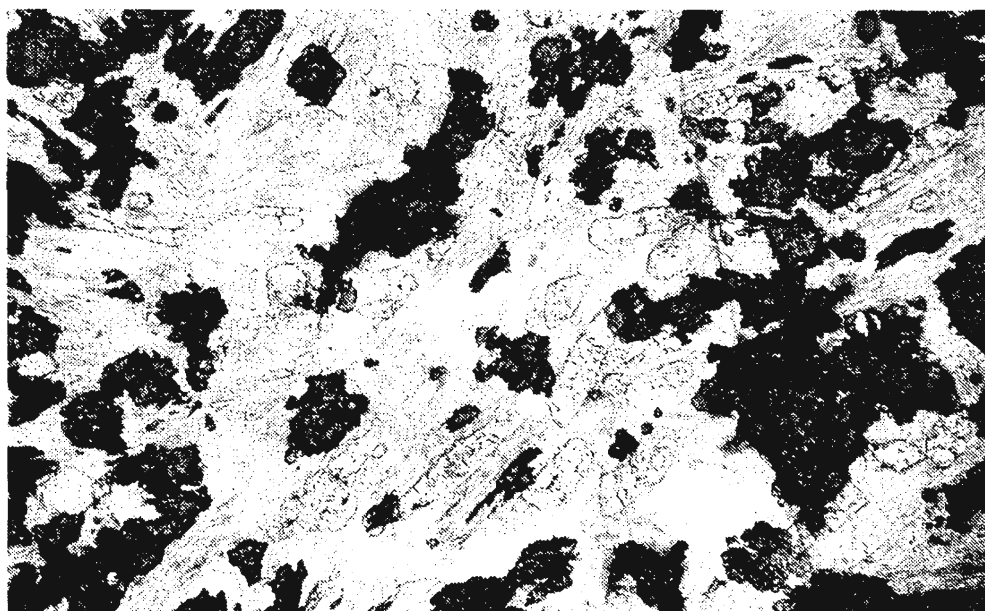


Рис 20 Перекристаллизованные ранние гранат-хлоритовые родингиты, богатые везувианом и апатитом (Северное рудное тело).

Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 2 мм

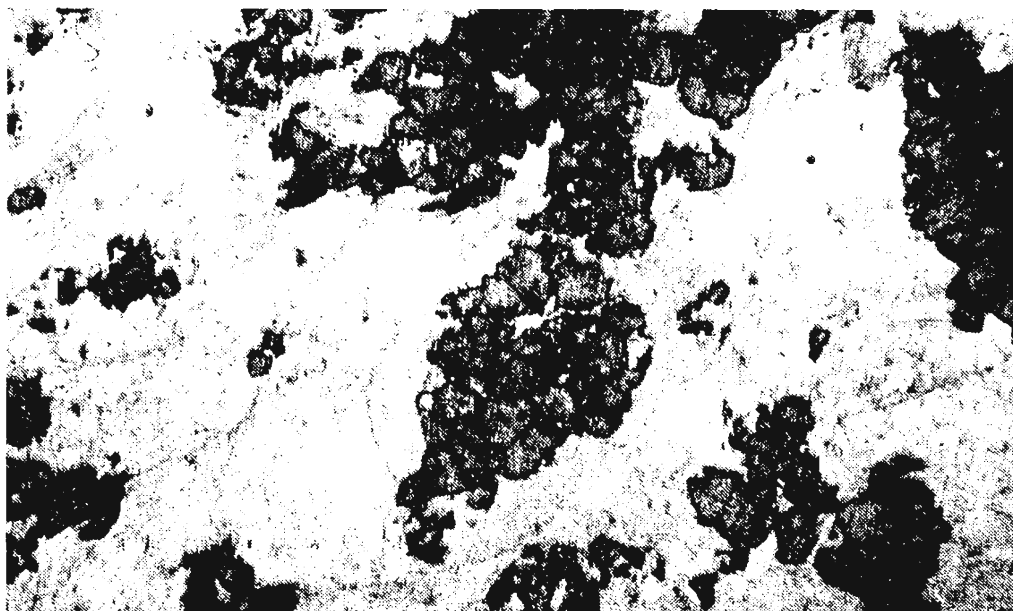


Рис 21 **Перекристаллизованные ранние гранат-хлоритовые родингиты (Южное рудное тело).**
Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 2,5 мм

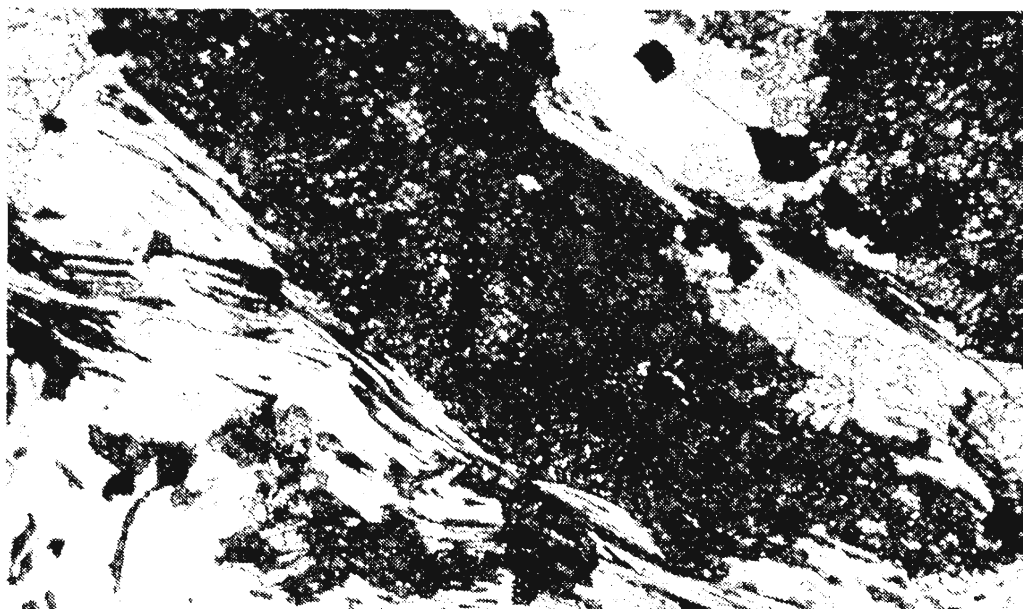


Рис 22 **Родингиты с такситовыми текстурами (Восточное рудное тело).**
Реликты тонко-мелкозернистых везувиан-гранатовых родингитов в среднезернистых клинопироксен-гранат-хлоритовых родингитах. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 4 мм

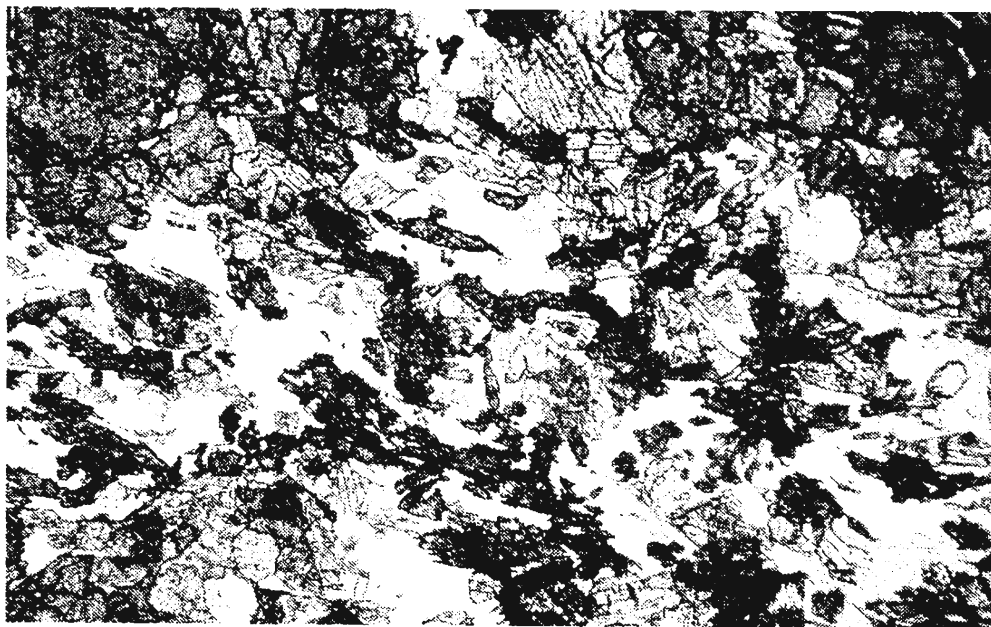


Рис 23 Родингиты с такситовыми текстурами (Восточное рудное тело). Гранат слагает выделения двух типов: уплощенные в агрегатах хлорита и изометричные обособленные. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 4 мм

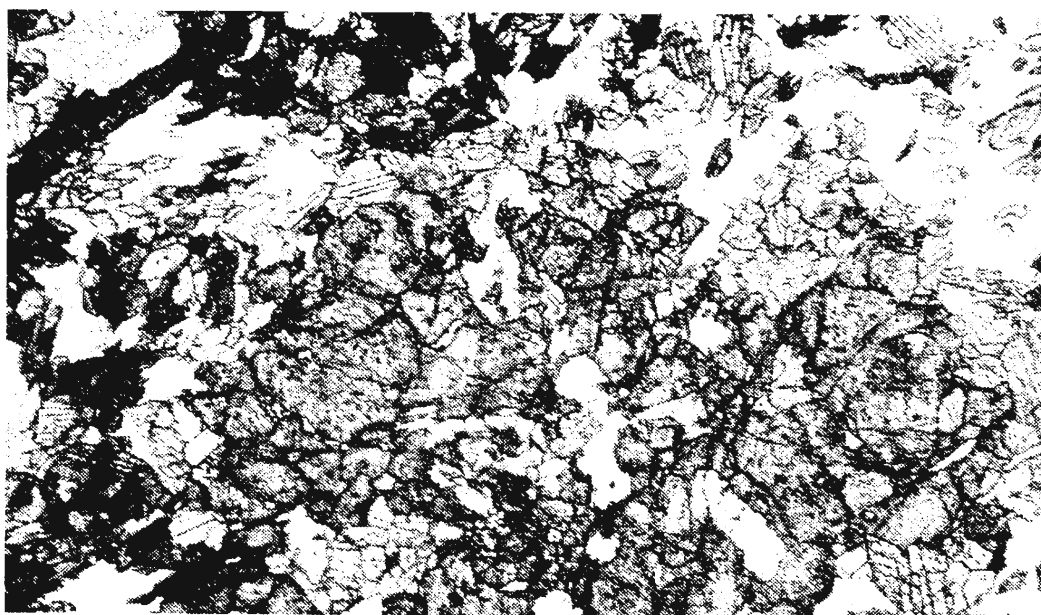


Рис 24 Гнездо граната в клинопироксен-гранат-хлоритовых родингитах (Южное рудное тело). Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 4 мм

чатых 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.

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. Главным образом мелкозернистые агрегаты хлорита в пластинчатых, реже толсто-пластинчатых 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 в родингитах обычно содержит заметное количество групп $(OH)_4$, которые замещают (SiO_4) , т.е. это часто гидрогранаты [Белянкин, Петров, 1941; Gramaccioli, 1979; Grice, Williams, 1979; Колесник, 1981; Rouse, 1986; Rossman, 1991; Лихойдов, Плюснина, 1992 и др.]. Представляется целесообразным применять название гидрогранат при содержании группы $(OH)_4 > 0,1$ ф.е. При содержании группы $(OH)_4 > 1$ ф.е. гранат именуется гиббшитом, при содержании группы $(OH)_4 > 2$ ф.е. – катоитом; эти названия применяют чаще для гранатов ряда гроссуляр-гидрогроссуляр. Поскольку в гидрогранатах содержание $Si < 3$ ф.е., И.Д.Борнеман-Старынкевич [1964] рекомендовала пересчитывать анализы таких гранатов на 5 атомов Me (без Si). В приведенных ниже таблицах даны результаты именно таких пересчетов. Содержания Fe_2O_3 и FeO рассчитаны по стехиометрии граната.

Гранат в ранних родингитах Золотой Горы нередко не четко 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. 9, 10). Гранат ранних родингитов нередко обогащен титаном – до 7% TiO_2 , источником Ti, очевидно, служил титаномагнетит протолита габбрового состава. При этом, содержания Cr в гранате низкие, поскольку в ранних серпентинитах хромшпинелиды исходных гипербазитов достаточно устойчивы. Таким образом, ранние родингиты Золотой Горы характеризуются наличием Ti-гидроандрадита и Ti-гидрогроссуляр-андрадита – типичнейших минералов родингитов всей Земли. Гранат беден Mg и Mn, содержит небольшие количества V, Zn, Ni, Co. По составу и его вариациям гранаты различных рудных тел близки.

Клинопироксен в ранних родингитах по составу отвечает Mg-салиту и Fe-диопсиду, практически не содержит Al, Ti, Cr и V (табл. 11). Центральные части зерен более железистые, краевые – более магниальные. Содержание волластонитового компонента весьма близко к 50%, что коррелируется с относительно низкими температурами формирования родингитов. Пироксен содержит небольшие примеси Mn, Zn, Ni, Na. Состав и вариации состава клинопироксена различных рудных тел Золотой Горы почти идентичны.

Хлорит – один из главных минералов ранних родингитов. Хлориты низкоглиноземистые и низкожелезистые (табл. 12), это пеннин и талькохлорит (ан. 54). Выделения хлорита зональные и сложно зональные по составу, их центральные части несколько менее железистые и менее глиноземистые, чем внешние. Состав и вариации состава пеннина ранних родингитов очень близки в различных телах родингитов.

Химический состав граната ранних родингитов Северного (30–31), Западного (32–33), Восточного (34–36) рудных тел Золотой Горы

Компоненты, мас. %	30	31	32	33	34	35	36
	центр	край	центр	край	центр	промежут.	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 ₂ O ₃	3,91	1,74	2,30	1,33	6,27	1,76	1,02
Cr ₂ O ₃	0,24	–	0,15	0,19	0,12	–	0,32
V ₂ O ₃	следы	0,20	следы	следы	0,23	0,32	0,27
Fe ₂ O 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	0,10	следы	0,10	0,32	0,17
ZnO	–	следы	–	0,16	следы	следы	–
CoO	–	–	–	0,16	следы	–	–
MgO	–	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 микросонд Camscan, анал. Е.В. Гусева.

Химический состав зонального кристалла граната ранних родингитов Южного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	37	38	39	40	41
	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 ₂ O ₃	5,72	8,19	6,03	1,19	2,90
Cr ₂ O ₃	следы	следы	0,34	–	0,17
V ₂ O ₃	0,41	следы	0,28	–	–
Fe ₂ O 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	следы	следы	1,3	–	0,6

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

*Петрография и минералогия образований низкоградного метаморфизма
и контактово-метаморфизованных пород Карабашского массива*

Таблица 11.

**Химический состав клинопироксена ранних родингитов Северного (42–43),
Западного (44), Восточного (45–47), Южного (48–49) рудных тел Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	42	43	44	45	46	47	48	49
	центр	край		центр	промежут.	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 ₂ O	0,35	следы	–	0,34	–	–	–	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, анализ. Е.В. Гусева; Al, Ti, Cr, V, Co не обнаружены.

Таблица 12.

**Химический состав хлорита ранних родингитов Северного (50–51),
Западного (52–53), Восточного (54–55), Южного (56–58) рудных тел Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	50	51	52	53	54	55	56	57	58
	центр	край	центр	край			центр	пром.	край
SiO ₂	35,04	3,437	35,23	35,17	37,56	36,28	35,98	35,42	31,79
TiO ₂	–	–	–	0,22	–	–	следы	–	–
Al ₂ O ₃	13,18	14,91	13,11	13,18	8,45	9,83	9,37	12,82	15,01
Cr ₂ O ₃	0,12	–	0,17	следы	следы	следы	0,19	следы	0,16
FeO	4,25	5,49	4,02	5,02	6,36	5,06	4,16	3,92	5,29
MnO	следы	0,13	0,32	0,21	0,17	0,17	0,19	0,17	0,28
ZnO	–	0,16	следы	–	–	следы	–	0,56	–
CoO	0,20	–	–	0,29	–	следы	–	следы	следы
MgO	31,74	30,86	32,11	31,45	33,14	34,44	35,41	33,03	31,55
NiO	0,16	следы	следы	0,29	–	0,17	0,28	следы	0,19
сумма	84,69	85,92	84,96	85,83	85,68	85,95	85,58	85,92	84,27
Al _x	0,76	0,86	0,76	0,76	0,49	0,56	0,53	0,73	0,87
f	7,6	9,6	7,1	9,3	10,0	8,1	6,7	7,4	9,4

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анализ. Е.В. Гусева; Al_x – формульные единицы (Al^{IV}+Al^{VI}+Cr)/2; 50–53, 55–58 – пеннин, 54 – талькохлорит.

Один из характерных минералов ранних родингитов апатит, количество которого в отдельных участках достигает 5–15 % об., обычное содержание апатита около 0,5%. Микрозондированием в апатите не обнаружены Cl и F, вероятно, это гидроксилapatит.

Среди агрегатов пеннина, салита и гидроандрадита постоянно развиты мелкие ксеноморфные выделения самородной меди, которая практически не содержит примесей других элементов.

Магнетит в ранних родингитах содержится только в тех участках, где среди них развита масса прожилков минеральных агрегатов поздних родингитов.

Поздние черные магнитные серпентиниты

Эти породы неоднородно окрашены из-за неравномерно распределенных включений магнетита в виде тончайшей вкрапленности, 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 (рис. 25), с небольшой примесью хлорита. Структуры этих серпентинитов гранолепидобластовые (рис. 25б). 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% Al_2O_3 ,

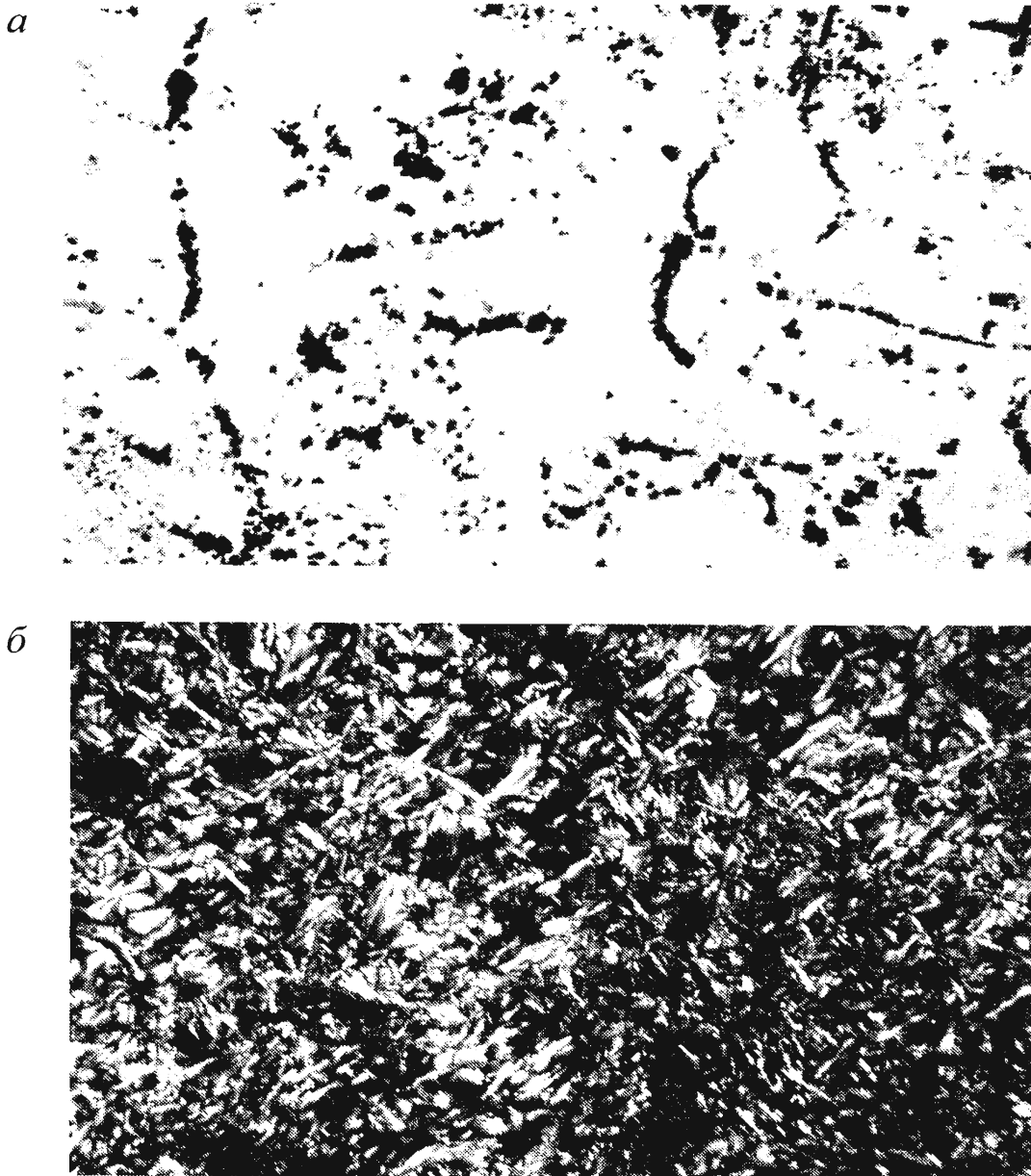


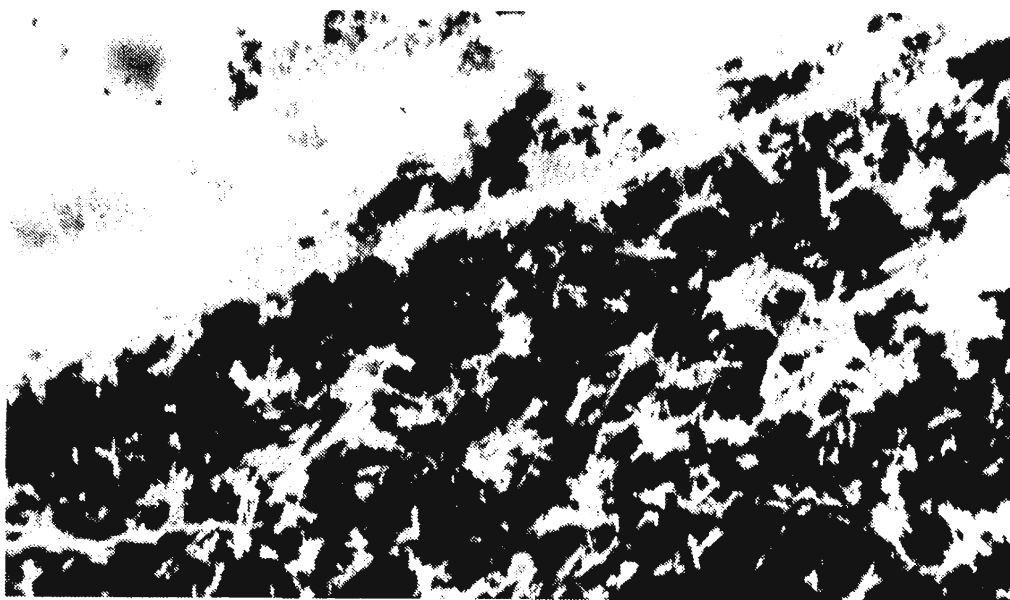
Рис 25 Апогарцбургитовые магнетит-антигоритовые серпентиниты (северная часть Карабашского массива).

a – шлиф при 1 никеле, *б* – николи \times . Ширина поля зрения 2 мм

0,1–0,2% Cr₂O₃, от следов до 0,4% NiO. Там, где антигоритовые серпентиниты окружают реликты замещаемых ими лизардитовых серпентинитов, агрегаты антигорита содержат вкрапленность и небольшие гнезда брусита (рис. 26). Очевидно, имел место следующий процесс: $17 \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_8$ (лизардит) $\rightarrow \text{Mg}_{48}[\text{Si}_{34}\text{O}_{85}](\text{OH})_{62}$ (антигорит) + 3 Mg(OH)₂ (брусит). В краевых частях Карабашского массива в подобных породах брусит вытеснен магнезитом.

Типичные образования антигоритовых серпентинитов – продукты окисления и замещения более ранних хромшпинелидов: феррихромит, хроммагнетит и Cr магнетит (см. табл. 4). Cr магнетит обычно слагает внешние части зональных выделений феррихромшпинелидов. Зерна Cr магнетита нередко зональны по составу: от их центра к краям содержание хрома снижается обычно от 5 до 0,5–1% Cr₂O₃. Состав ферришпинелидов в определенной мере зависит от фугитивности серы, при низкой aS они обогащаются Ni (до 0,94% NiO) с ростом содержания минала магнетита.

Феррихромшпинелиды относительно мало устойчивы, замещались агрегатами магнетита и антигорита (рис. 27), являясь при этом источником хрома для разнообразных метаморфогенных силикатов – граната, хлорита, амезита.



*Рис 27 Магнетит-антигоритовые серпентиниты.
Антигорит-магнетитовая псевдоморфоза по алюмомагнезиохромиту.
Шлиф при 1 никеле. Ширина поля зрения 4 мм*

Cr амезит образует метасомы – пластинчатые вроски и микропрожилки в агрегатах феррихромшпинелидов (см. рис. 12). Карабашский амезит умеренно железистый и содержит около 2% Cr₂O₃, до 0,5% NiO и MnO (табл. 13) В тех же агрегатах развит Cr клинохлор; возможно, амезит и клинохлор близки по времени образования. Состав Cr клинохлора из псевдоморфоз по феррихромшпинелидам (ан. 62), мас. %: SiO₂ – 31,76; Cr₂O₃ – 4,14; Al₂O₃ – 13,62; FeO – 8,57; MnO – 0,10; ZnO – 0,24; MgO – 29,34; NiO – 0,11; H₂O⁺ – 12,12; сумма 100 %; Ti, V, Co – следы; f=14,7; формула (Mg_{4,274}Fe²⁺_{0,700}Mn_{0,008}Zn_{0,017}Ni_{0,009}Al_{0,672}Cr_{0,320})₆[(Si_{3,103}Al_{0,897})₄O₁₀](OH_{7,905}O_{0,095})₈.

Химический состав Cr амезита из псевдоморфоз по хромшпинеллиту в антигортитовых серпентинитах. Карабашский массив (пумпеллиит-актинотитовая фация)

Компоненты, мас. %	59	60	61	Формул. единицы	59	60	61
SiO ₂	23,13	24,37	22,77	Si	1,107	1,206	1,138
TiO ₂	следы	0,08	—	Al ^{IV}	0,893	0,794	0,862
Cr ₂ O ₃	1,77	2,30	2,15	Mg	1,947	1,621	1,512
V ₂ O ₃	—	—	следы	Fe ²⁺	0,125	0,487	0,591
Al ₂ O ₃	28,52	26,67	27,81	Mn	0,016	0,008	0,017
Fe ₂ O 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 ^{VI}	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 ₂ O ⁺	12,52	11,91	11,99	OH	2	2	2
сумма	100	100	100	f	12,2	24,4	29,3

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии, H₂O⁺ – по разности.

В центральной части Карабашского массива поздние серпентиниты содержат редкие мелкие ксеноморфные выделения хизлевудита Ni₃S₂ в ассоциации с обильным магнетитом.

Поздние родингиты

Поздние родингиты отличаются от ранних родингитов более светлыми окрасками (см. рис. 13), обычно они 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, содержания магнетита, кальцита, апатита, ильменита, вермикулита, меди и халькогенидов меди. Чаще это мелко-, мелко-средне- и среднезернистые породы. Остов гранобластовых структур поздних родингитов – перекрещивающиеся уплощенные кристаллы клинопироксена, промежутки между которыми выполнены главным образом гранатом и хлоритом (рис. 28, 29), а также магнетитом, кальцитом, изредка апатитом, медью, халькозином. Характерно наличие небольших гнезд кальцита с вростками незональных или зональных кристаллов граната, клинопироксена, хлорита (рис. 30).

Гранат поздних родингитов образует неправильные выделения размером до 6 мм, обычно менее 3 мм. Окраска его в шлифах от светлой до коричневой и бурой, более ранние зарождения граната обычно светлоокрашенные – желтоватые (в шлифе), более поздние чаще коричневые и бурые (обогащены Ti). В некоторых случаях коричневый гранат слагает неправильной формы жилки в светлом. В составе гранатов широко варьируют содержания Al и Fe³⁺, Ti, V, Mn, а также Cr – характерного элемента минералов поздних родингитов (табл. 14–18). Подавляющее большинство образцов по составу отвечает гидроандрадиту, обычно с 0,2–0,3 ф.е. групп (OH)₄; максималь-

*Петрография и минералогия образований низкоградного метаморфизма
и контактово-метаморфизованных пород Карабашского массива*

Таблица 14.

Химический состав граната поздних родингитов Северного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	63	64	65	66	67
		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 ₂ O ₃	1,59	2,36	1,20	1,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,58	0,70	0,59	0,19	0,21
V ₂ O ₃	—	—	0,12	0,21	0,11
Fe ₂ O ₃	29,27	21,45	23,64	24,99	27,01
FeO	0,94	—	—	—	—
MnO	—	0,19	0,11	0,11	0,04
ZnO	0,53	0,32	—	—	0,22
CoO	0,22	—	—	—	—
MgO	—	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 Самеса SX-50, анал. Н.Н. Кононкова.

Таблица 15.

Химический состав граната поздних родингитов Западного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	68	69	70	71	72
	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 ₂ O ₃	4,93	3,53	3,04	2,43	1,89
Cr ₂ O ₃	7,77	2,64	0,11	0,32	0,12
V ₂ O ₃	следы	следы	следы	0,39	0,53
Fe ₂ O 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	—	0,15	следы
ZnO	0,14	—	—	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 Самеса SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; 68–70 – кайма замещения на феррихромите

Таблица 16.

Химический состав граната поздних родингитов Западного рудного тела Золотой Горы
(гранат из кайм замещения феррихромита и хроммагнетита)

Компоненты, мас. %	73 центр	74 →	75 →	76 край	77 центр	78 →	79 →	80 →	81 край
SiO ₂	34,37	34,31	33,69	34,00	34,63	36,68	35,80	34,25	35,93
TiO ₂	8,16	8,44	8,15	8,45	0,86	следы	0,82	2,58	0,21
Al ₂ O ₃	0,80	0,91	0,73	1,57	4,23	4,11	3,23	1,74	0,76
Cr ₂ O ₃	6,00	5,51	5,34	0,36	4,99	4,34	1,92	1,41	1,16
V ₂ O ₃	0,88	0,74	0,88	0,18	следы	следы	0,23	следы	следы
Fe ₂ O ₃	16,16	16,23	16,32	20,63	19,87	19,93	22,73	23,73	27,18
FeO	1,01	1,32	0,13	0,56	0,47	—	0,31	0,29	—
MnO	0,36	0,27	0,55	0,15	0,12	0,07	0,08	0,12	0,07
ZnO	0,45	0,61	—	—	—	следы	—	—	—
CoO	—	0,25	0,41	0,55	следы	следы	следы	следы	—
MgO	0,63	0,62	0,51	0,50	0,09	0,23	0,08	0,20	0,12
NiO	следы	0,25	0,41	—	0,12	0,12	следы	—	—
CaO	32,15	31,83	31,84	31,98	99,06	99,90	99,86	98,57	99,80
сумма	100,97	101,29	98,96	98,93	99,06	99,90	99,86	98,57	99,80
Формульные единицы в расчете на 5 атомов (Me ²⁺ +Me ³⁺ +Ti)									
SiO ₄	2,797	2,800	2,798	2,829	2,823	2,940	2,853	2,740	2,902
(OH) ₄	0,203	0,200	0,202	0,171	0,177	0,060	0,147	0,260	0,098
Миналы в расчете на 100 мол. %									
андрадит	68,2	69,2	70,8	87,9	62,6	66,8	78,2	86,2	92,6
гроссуляр	5,3	6,1	4,9	10,5	20,9	19,4	15,6	8,9	3,7
уваровит	26,5	24,7	24,3	1,6	16,5	13,8	6,2	4,9	3,7

Примечание. Электронный микронзонд Сатеса SX-50, анал. Н.Н.Кононкова.

Таблица 17.

Химический состав зонального кристалла граната поздних родингитов
Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	82	83	84	85	86	87
	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 ₂ O ₃	1,88	1,16	1,07	1,24	1,39	0,44
Cr ₂ O ₃	следы	—	0,26	следы	—	—
V ₂ O ₃	0,33	0,42	0,17	следы	0,16	0,15
Fe ₂ O 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 микронзонд Camscan, анал. Е.В. Гусева.

Химический состав зональных кристаллов граната поздних родингитов
Южного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	88	89	90	91	92	93	94	95	96
	центр	край	центр	→	→	край	центр	→	край
SiO ₂	37,67	36,50	33,69	32,76	33,54	34,41	36,53	33,49	29,12
TiO ₂	0,49	0,73	7,27	9,46	6,37	3,45	следы	8,55	9,17
Al ₂ O ₃	4,08	1,39	2,09	0,90	1,22	0,47	2,25	1,13	0,92
Cr ₂ O ₃	0,43	0,26	1,74	0,44	следы	—	2,53	0,13	—
V ₂ O ₃	следы	следы	0,35	следы	0,42	0,46	—	0,24	следы
Fe ₂ O ₃	22,73	26,60	18,65	20,46	23,14	26,98	23,97	20,25	21,99
FeO	0,53	—	—	—	—	—	0,42	—	—
MnO	следы	0,27	0,17	0,32	следы	0,20	следы	0,27	следы
ZnO	—	—	0,19	0,30	следы	0,40	—	следы	0,32
CoO	следы	следы	следы	следы	следы	следы	—	следы	следы
MgO	0,21	0,19	0,65	0,91	0,48	0,34	0,14	0,78	0,47
NiO	0,15	0,36	0,31	0,19	0,28	0,31	следы	0,18	следы
CaO	33,58	33,57	32,91	32,43	32,98	32,73	33,94	32,92	34,40
сумма	99,87	99,87	98,02	98,16	98,34	99,75	99,78	97,94	96,88
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	2,958	2,799	2,325
(OH) ₄	—	0,028	0,209	0,300	0,217	0,135	0,042	0,201	0,675
Миналы в расчете на 100 мол. %									
андрадит	78,7	92,3	78,5	91,6	92,3	97,4	83,8	91,8	93,8
гроссуляр	19,9	6,8	13,8	6,3	7,7	2,6	8,0	8,0	6,2
уваровит	1,4	0,9	7,7	2,1	—	—	8,2	0,2	—

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

ное содержание групп (OH)₄ – 0,68 ф.е. (ан. 96). 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% TiO₂ (ан. 91). Гранат нередко образует каймы обрастания и замещения на феррихромите и хроммагнетите; такие гранаты обогащены хромом максимально до 7,8% Cr₂O₃, что отвечает 27% минала уваровита (ан. 68). По мере удаления от хромшпинелида содержание хрома в замещающем гранате быстро понижается (см. анализы 68–70, 73–76, 77–81, 90–93, 94–96). В таблицах 14–18 представлены составы граната основных тел родингитов Золотой Горы; как видно, вариации состава граната в них однотипны.

В единичном случае в диопсид-хлоритовых родингитах Западного рудного тела установлен андрадит, обогащенный ванадием. Этот гранат слагает кайму замещения на хромистом титаномагнетите. Состав граната, мас. % (ан. 97): SiO₂ – 36,51; TiO₂ – 1,18; Al₂O₃ – 0,59; Cr₂O₃ – 1,93; V₂O₃ – 2,27; Fe₂O₃ – 25,42; FeO – 0,88; MnO не обнаружен; ZnO – 0,46; CoO – 0,47; MgO – 0,02; NiO не обнаружен; CaO – 32,37; сумма 102,10%; содержания минала андрадита 82,5%, гроссуляра 3,0%, уваровита 6,6%, голдманита 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. 19, 20). Содержание компонента волластонита около 50%, что коррелирует с невысокими температурами образования ро-

Химический состав зональных кристаллов клинопироксена поздних родингитов Северного (98–100) и Западного (101–104) рудных тел Золотой Горы

Компоненты, мас. %	98	99	100	101	102	103	104
	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 ₂ O ₃	следы	следы	следы	0,27	0,17	0,22	0,35
Cr ₂ O 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 ₂ O	следы	–	0,12	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 Cameca, анал. Е.В.Гусева; V, Co не обнаружены.

Химический состав зональных кристаллов клинопироксена поздних родингитов Восточного (105–108) и Южного (109–111) рудных тел Золотой Горы

Компоненты, мас. %	105	106	107	108	109	110	111
	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	0,11	–	–
Al ₂ O ₃	–	–	0,02	–	0,14	0,14	0,35
Cr ₂ O ₃	–	0,11	–	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	–	–	–	0,20
CaO	24,62	25,52	25,91	25,12	24,81	25,04	25,29
Na ₂ O	следы	следы	следы	следы	следы	–	–
сумма	99,73	99,95	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.Конюкова; V, Co не обнаружены.

дингитов. Кристаллы клинопироксена по составу зональные: ядра обычно сложены железистым диопсидом, внешние зоны – маложелезистым и безжелезистым диопсидом. Нередко наблюдается 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 фугитивности кислорода, иначе говоря колебаниям кислотности – щелочности метаморфического флюида. Состав и вариации состава клинопироксена поздних родингитов однотипны во всех крупных их телах.

Хлорит представлен, главным образом, клинохлором, менее пеннином (табл. 21–23). Данные хлориты нередко 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. 112) и хромистый пеннин (ан. 122). От центра кристаллов хлорита к внешней зоне глиноземистость и железистость снижаются.

Магнетит поздних родингитов в одних участках низкохромистый с повышенным содержанием цинка (> 0,5% ZnO) (табл. 24, ан. 129), в других – хромистый, бедный цинком (табл. 24, ан. 130). И те, и другие выделяются повышенными содержаниями кобальта (около 0,5 мас. %).

Ильменит типичный, но относительно редкий минерал поздних родингитов. Слагает небольшие уплощенные выделения в клинохлоровой или диопсидовой матрице, реже развит в агрегатах андрадита. Состав ильменита своеобразен, он богат Mn и одновременно обогащен Mg (см. табл. 24), что типично для ильменитов низкоградных метаморфитов [Спиридонов и др., 1996 и др.]. Содержания миналов, мол. %: иль-

Таблица 21.

**Химический состав хлорита поздних родингитов
Северного (112) и Западного (113–116) рудных тел Золотой Горы**

Компоненты,	112	113	114	115	116
мас. %		центр	→	→	край
SiO ₂	34,59	33,02	33,58	34,03	38,40
TiO ₂	–	–	–	0,04	0,08
Al ₂ O ₃	14,35	17,91	15,98	15,90	10,44
Cr ₂ O ₃	2,31	0,77	0,56	0,51	0,94
V ₂ O 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 _κ	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; 112–115 – клинохлор, 116 – пеннин.

Химический состав хлорита поздних родингитов Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	117	118	119	120	121	122
	центр	край	центр	→	край	
SiO ₂	33,16	32,54	32,53	33,82	30,92	33,82
TiO ₂	–	–	–	–	–	следы
Al ₂ O ₃	16,56	16,13	15,33	16,01	15,61	14,31
Cr ₂ O ₃	–	–	0,76	0,27	0,30	1,35
V ₂ O 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 _k	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 микросонд Самеса SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; 117–121 – клинохлор, 122 – пеннин.

Химический состав зональных кристаллов хлорита поздних родингитов Южного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	123	124	125	126	127	128
	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	32,12	32,73	29,84	30,14	29,77	31,37
TiO ₂	0,17	–	–	0,03	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	16,40	16,23	15,41	15,38	14,02	14,28
Cr ₂ O ₃	0,08	0,05	0,26	0,17	0,19	0,51
V ₂ O 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 _k	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 микросонд Самеса SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; 123–126 – клинохлор, 127–128 – пеннин.

Химический состав магнетита (129–130) и ильменита (133–134) поздних родингитов,
магнетита (131–132) хлоритолитов Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	129	130	131	132	133	134
	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
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	—	—	—	—	0,54	0,45
Fe ₂ O ₃	68,02	67,40	68,24	66,69	1,14	4,04
Cr ₂ O ₃	0,08	1,13	0,14	0,80	следы	0,22
Al ₂ O ₃	0,05	0,10	0,07	0,30	0,05	0,04
V ₂ O 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. Кононова; n – число анализов.

менит – 70,5–74,4; пирофанит – 15,4–18,9; гейкилит – 4,2–5,7; перовскит – 1,1–1,2; экандрюссит – 0,8; CoTiO₃ 0,3–1,1; гематит – 2,2–3,8.

Кальцит поздних родингитов по составу очень близок к CaCO₃, из примесей содержит 0,1 – 0,2 % мас. Mg, Fe, Ni.

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

Медь – характерный аксессуарный минерал поздних родингитов, обнаружена в этих породах во всех их телах в центральной части Карабашского массива. По данным микрозондовых анализов это химически чистая медь.

Халькогениды меди – халькопирит, борнит и халькозин в малых количествах широко развиты в поздних родингитах во внешней части Карабашского массива. Они слагают мелкие неправильной формы включения в магнетите. Менее распространены минералы группы пентландита.

Халькопирит содержит незначительное количество примесей Ag, Co, Ni, Se (табл. 25, ан. 135).

Борнит несколько обогащен Fe, вероятно, это ограниченный твердый раствор борнит – халькопирит; содержит немного Ag и Se (ан. 136). В более крупных зернах борнита наблюдаются ламеллы распада халькопирита.

Халькозин обогащен Fe, очевидно, это ограниченный твердый раствор халькозин-борнит (ан. 137).

Со-пентландит – характерный минерал метаморфитов, прежде всего серпентинитов [Боришанская и др., 1981; Спиридонов и др., 1996 и др.]. Со-пентландит Золотой Горы по составу близок к CoNi₃Fe₅ (табл. 25, ан. 138). Содержит заметные примеси Cu и Se.

Со-купропентландит. Купропентландит – характерный минерал низкотемпературных ассоциаций сульфидных Cu-Ni руд, которые возникли при их низкоградном метаморфизме (Норильско-Талнахское и иные месторождения) [Спиридонов и др., 2000 б]. Купропентландит Золотой Горы богат Со – 18,5% мас. (ан. 139). Его состав

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

Компоненты, мас. %	135	136	137	138	139
	халькопирит	борнит	халькозин	Со-пентландит	Со-купропентландит
	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	—
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.

Химический состав хлорита из хлоритолитовых оторочек Западного тела родингитов Золотой Горы

Компоненты, мас. %	140	141	142	143	144
SiO ₂	34,95	32,96	32,21	32,73	35,70
TiO ₂	0,29	0,02	0,10	—	0,08
Al ₂ O ₃	16,00	16,01	16,05	14,50	13,66
Cr ₂ O ₃	1,30	0,14	0,16	0,45	2,01
V ₂ O 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; 140–142 – клинохлор, 143–144 – пеннин.

близок к $\text{CuCo}_{2,5}\text{Ni}_{2,5}\text{Fe}_3\text{S}_8$. Аналоги этого высококобальтистого купропентландита нам не известны.

Заканчивая характеристику поздних родингитов Золотой Горы, подчеркнем, что эти образования в центральной части Карабашского массива постоянно содержат самородную медь, местами в существенных количествах.

Хлоритолиты

Хлоритолиты слагают реакционные оторочки между родингитами и серпентинитами, их мощность колеблется от первых см до 1,5–3 м. Породы сложены мелко- и мелкосреднезернистыми агрегатами хлорита и небольшими количествами клинопироксена, серпентина, магнетита, а также граната, апатита, меди, халькогенидов меди. Единичными зернами **пентландита** и **хизлевудита**.

Хлорит представлен клинохлором (табл. 26, ан. 141–142) и Cr-клинохлором (ан. 140), а также пеннином (ан. 143) и Cr-пеннином (ан. 144). Таким образом, хлорит хлоритолитовых оторочек вокруг тел родингитов по составу близок к хлориту родингитов. Особенность хлорита хлоритолитов – высокие содержания Ni, до 1,04% (ан. 143), что подчеркивает гипербазитовую природу протолита.

Магнетит в одних случаях низкохромистый, обогащенный Zn (табл. 24, ан. 131), в других – хромистый и ванадистый, бедный Zn (ан. 132); и те, и другие обогащены NiO до 0,6% и CoO до 0,9%.

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

Серпентин – **антигорит** имеет низкую железистость $f=2,8–5,0$, в среднем 3,8 ($n=6$), содержит от 0,6 до 1,9%, обычно $< 1\%$ Al_2O_3 , следы Cr и Ni.

Жильные образования в родингитах, хлоритолитах, серпентинитах, метагабброидах Карабашского массива

Серпентиниты, хлоритолиты, родингиты и метагабброиды нередко деформированы, смяты, раздроблены, в той или иной мере перекристаллизованы. Перекристаллизованные средне-крупнозернистые магнетит-антигоритовые серпентиниты с хлоритом представлены на рисунке 31. В краевых частях Карабашского массива и отдельными небольшими

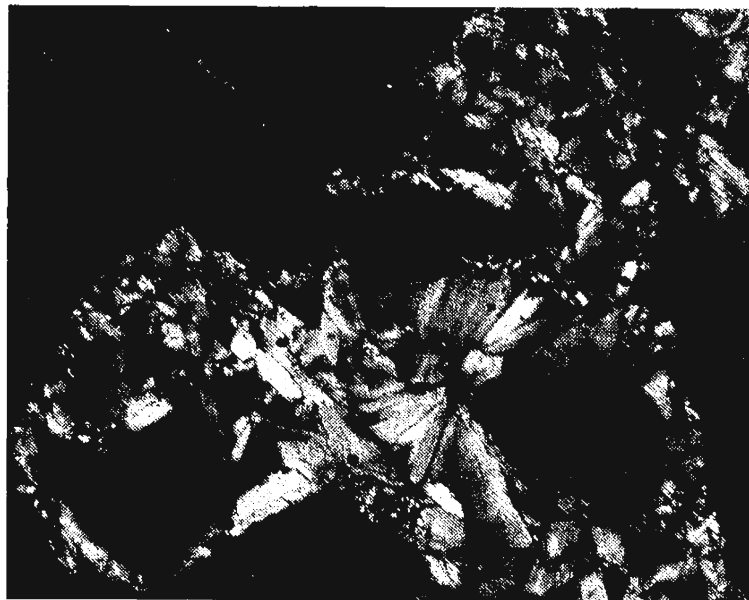


Рис 31 Перекристаллизованные среднезернистые магнетит-антигоритовые серпентиниты (центр Карабашского массива).

Шлиф. николи ~ Ширина поля зрения 5 мм

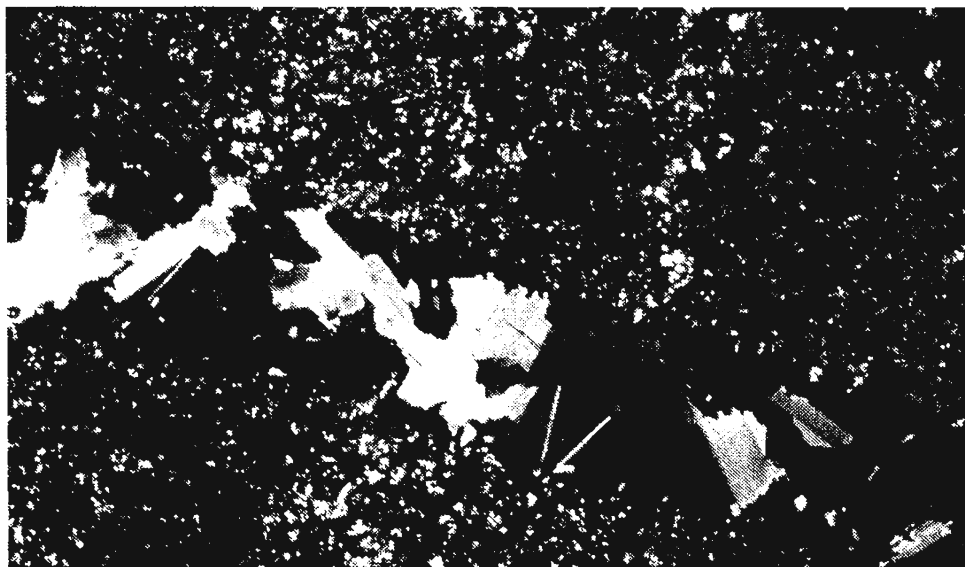


Рис 33 Хлоритолиты с прожилком крупнозернистого хлорита (зальбанд Западного рудного тела). Шлиф, николи \times . Ширина поля зрения 8 мм

пятнами по всей его площади развиты магнетит-антигоритовые серпентиниты с метакристаллами магнезита, они обычно содержат и микропрожилки хризотила (рис. 32).

Перекристаллизованные в той или иной степени хлоритолиты содержат прожилки зернистого хлорита (рис. 33), хлорита с магнетитом, хлорита с антигоритом, хлорита с магнетитом и карбонатом.

Для перекристаллизованных родингитов с такситовыми, кокардовыми, брекчиевидными текстурами типично наличие гнезд до n см и прожилков белого диопсида с зернами высокотитанистого гидроандрадита густого смоляно-бурого до черного цвета (макроскопически), магнетита, кальцита (рис. 34, 35), единичные зерна ортита. Гранат изотропный.

Не только в метагипербазитах, но и в родингитах проявлена “серпентинитовая тектоника” – их минеральные агрегаты местами неоднократно сдавлены, кливажированы и смяты с образованием тел с поперечником от 5–15 см до 0,5–1 м эллипсоидальной формы. Давленные, смятые, отчасти перекристаллизованные минеральные агрегаты 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. В первом приближении выделяются три поколения такой минерализации.

Первое поколение наиболее поздней родингитовой минерализации

Это субширотные полого падающие лестничные и ветвящиеся жилы в крупных дайкообразных телах родингитов. Жилы сложены агрегатами средне-, крупно- и гиганто-кристаллического пластинчатого (кристаллы до $10-15 \times 2-3 \times 0,2-1$ см) маложелезистого желтоватого и белого диопсида, промежутки между кристаллами которого выполнены коричневатым низкотитанистым андрадитом-гидроандрадитом, кальцитом, магнетитом, хлоритом,

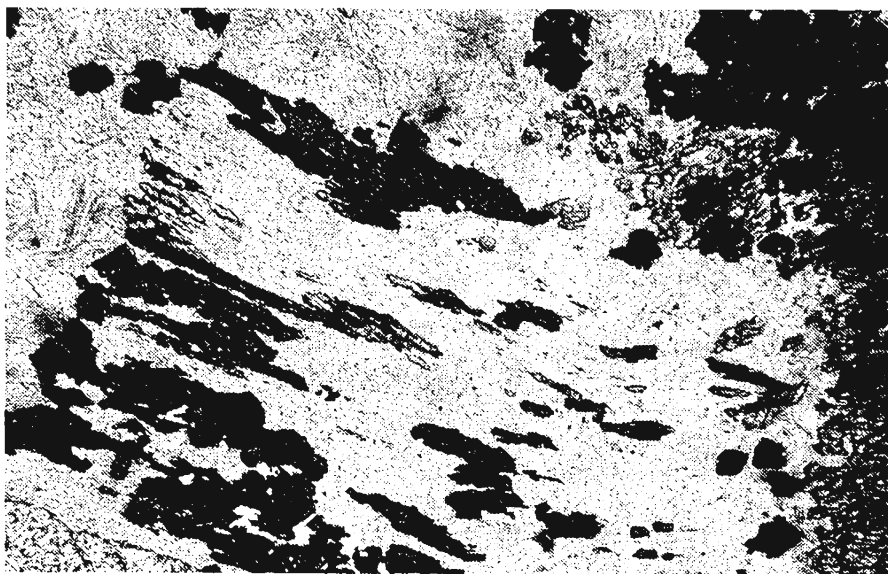


Рис 37 Перекристаллизованные родингиты (Западное рудное тело). Уплощенные выделения титанита и граната в крупном кристалле хлорита. В левом нижнем углу – крупный кристалл апатита.

Шлиф при 1 николе Ширина поля зрения 6 мм

титанитом, с мелкими пластинками меди и редким апатитом. Такого же типа маломощные прожилки сложены коричневатым низкотитанистым гидроандрадитом (рис. 13, 36). Судя по наблюдениям Н.И.Бородаевского и М.Б.Бородаевской [1947 б], часть диопсидовых жил – это жилы замещения, часть – жилы выполнения, в которых кристаллы диопсида выросли на стенки трещин перпендикулярно к подложке или же в основании жильных агрегатов развиты зоны геометрического отбора. Меньшая часть жил представлена параллельно-шестоватыми агрегатами второго рода по Д.П.Григорьеву (шестики диопсида, граната). В участках скопления таких жил окружающие родингиты заметно изменены – в них исчез высокотитанистый гранат и появилась масса титанита (рис. 37), нередко титанит слагает каймы замещения вокруг зерен титанистого граната или метасомы в них. Жилы диопсида локализованы в основном в телах родингитов и кончаются у контактов родингитов с серпентинитами или хлоритолитами. Не столь редко как в серпентинитах, так и в хлоритолитах на продолжении жил диопсида в родингитах и реже в иных участках развиты метасоматические агрегаты диопсида (рис. 38, 39) и/или отдельные метакристаллы – “ножи” диопсида (рис. 40). Местами родингиты вместе с жилами диопсида смяты и кливажированы, сцементированы массивными агрегатами кальцита с диопсидом, гранатом, магнетитом, хлоритом, титанитом (рис. 41). Особенно эффектны смятые таким образом пластинчатые кристаллы диопсида – в них возникли полосы излома, двойники давления, вдоль плоскостей изгиба развиты каймы регенерации, состоящие из одинаково ориентированных кристалликов диопсида, которые сцементированы кальцитом (рис. 42).

Второе поколение наиболее поздней родингитовой минерализации

Это более поздние жилы, гнезда, цемент брекчий, сложенные снежно-белым средне-, мелко-, тонкокристаллическим безжелезистым диопсидом с магнетитом, титанитом, бесцветным хлоритом, прозрачным светложелтым или бледнозолотистым безти-

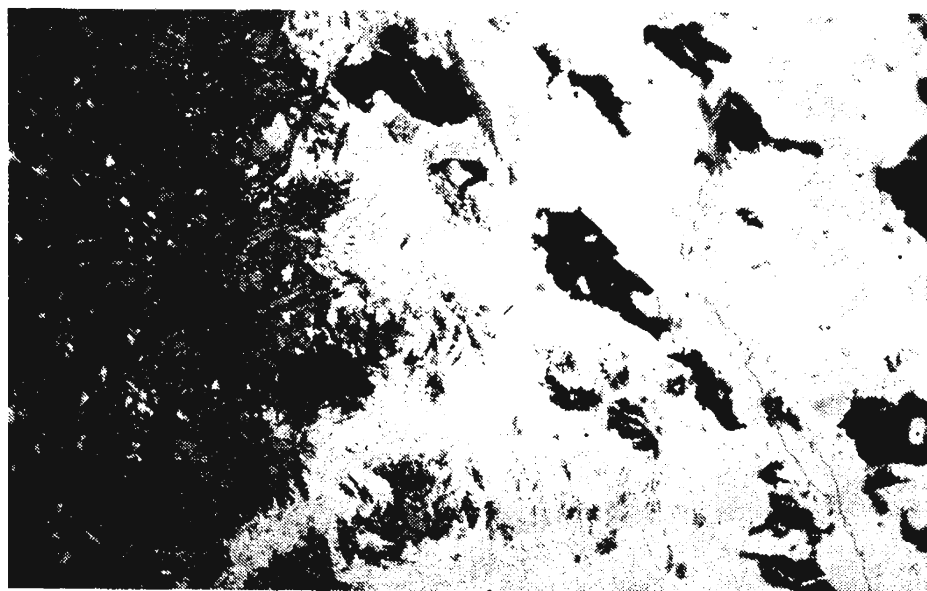


Рис 38 **Метасоматические мелкозернистые агрегаты клинопироксена, замещающие магнетит-антигоровые серпентиниты на контакте с поздними родингитами (Западное рудное тело).**

Шлиф при I николе Ширина поля зрения 6 мм

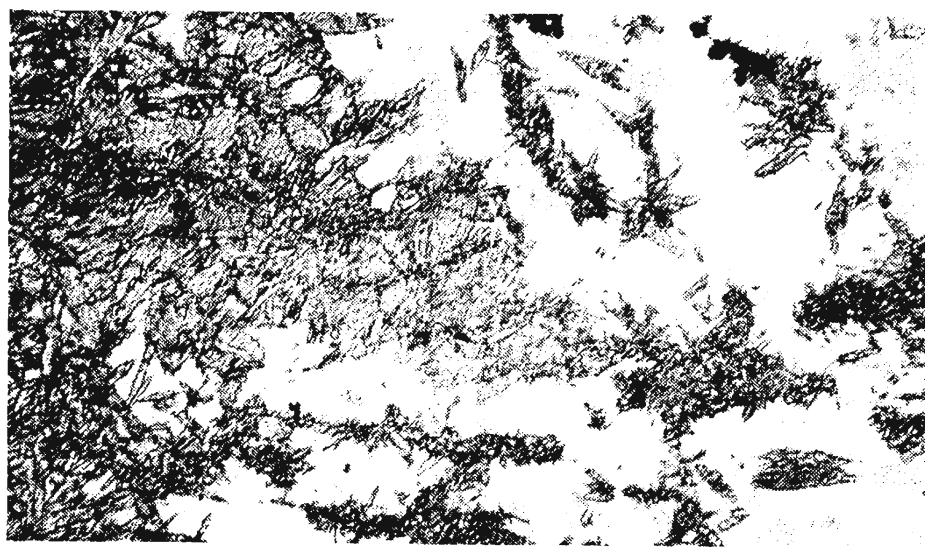


Рис 39 **Метасоматические среднезернистые агрегаты клинопироксена (диопсида), замещающие хлоритолиты на контакте с родингитами (Восточное рудное тело).**

Шлиф при I николе Ширина поля зрения 6 мм.

танистым гидроандрадитом-топазолитом, халькозином, медью. Диопсид образует столбчатые кристаллы, покрытые мелкими индукционными гранями совместного роста с кальцитом (рис. 43). В местах контактов зерен диопсида и магнетита оба минерала покрыты характерной штриховкой – мелкими индукционными гранями совместно-

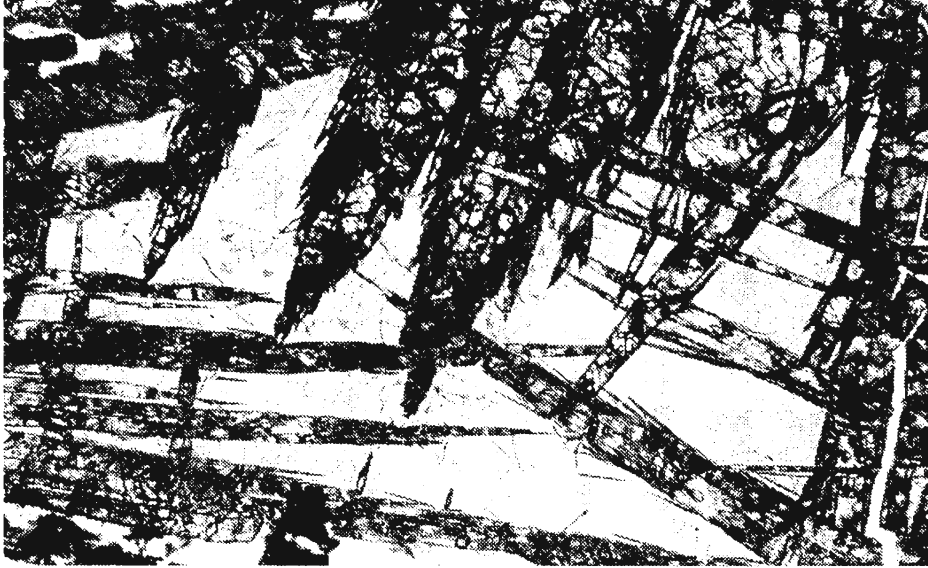


Рис 40 Метакристаллы ("ножи") диопсида в хлоритолитах у контакта с родингитами
(Восточное рудное тело).

Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 8 мм.

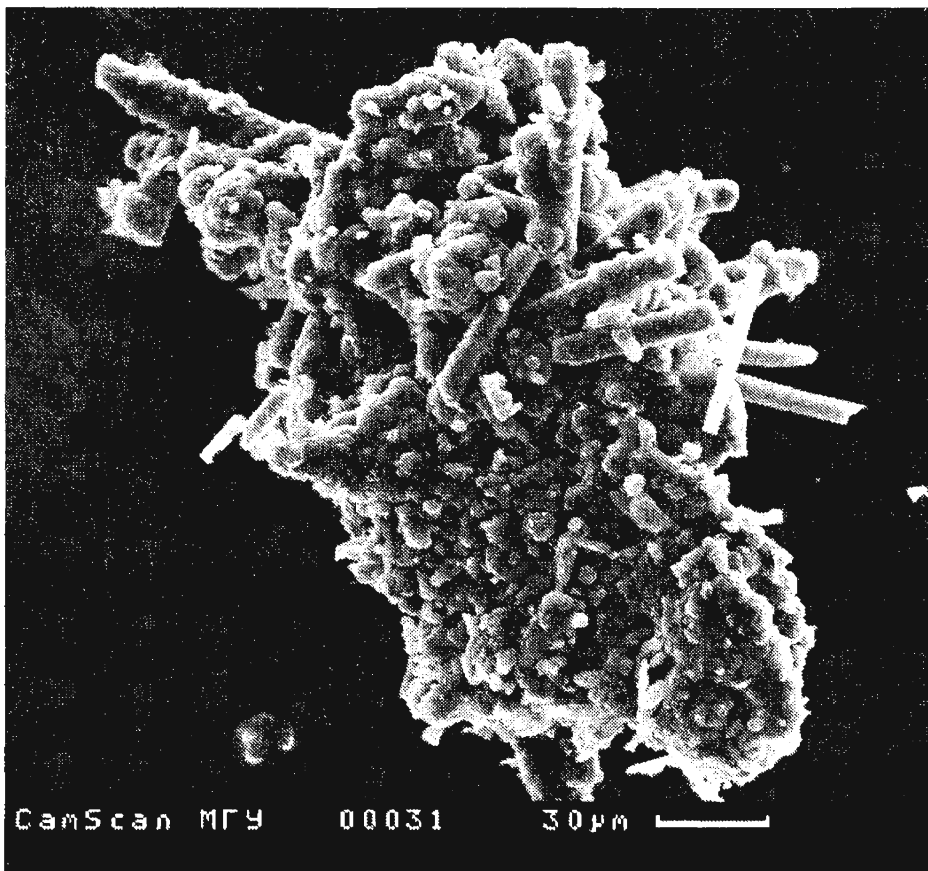
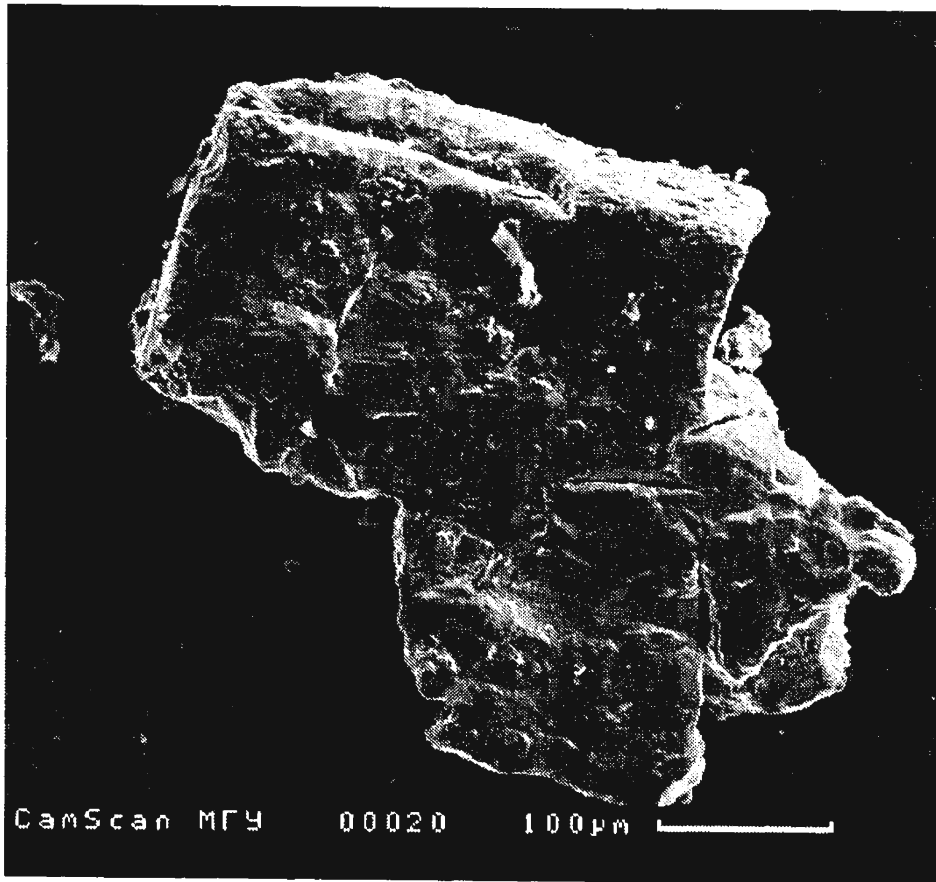


Рис 43 Агрегат мелких кристаллов диопсида и хлорита из поздних прожилков родингитовой минерализации.
Кальцит растворен



*Рис 44 Кубовидный кристалл халькозина из поздних прожилков родингитовой минерализации.
Кальцит растворен*

го роста. В других участках магнетит образует правильные кристаллы в форме октаэдра или ромбододекаэдра и двойники по (111). Халькозин слагает мелкие кубовидные кристаллы, покрытые индукционными гранями совместного роста с кальцитом (рис. 44).

Третье поколение наиболее поздней родингитовой минерализации

Это наиболее поздние жилы, гнезда, цемент брекчий, примазки по зеркалам скольжения, сложенные кальцитом с магнетитом, прозрачным лимонно-желтым титанитом (размер его уплощенных клиновидных кристаллов до $4 \times 2 \times 1$ см, нередко это двойники в форме “ласточкиного хвоста”), апатитом, вермикулитом, медью; жилы и гнезда магнетит – кальцитовые, титанит – кальцитовые, вермикулит - кальцитовые (рис. 45, 46). Кальцит содержит мелкие расщепленные червеобразные и бочонковидные кристаллы хлорита (рис. 47) и проволоковидные выделения меди; между кальцитом и хлоритом, кальцитом и медью развиты индукционные поверхности совместного роста. Вермикулит слагает пластинчатые вроски в кальците, иногда образует мономинеральные оторочки поздних кальцитовых прожилков, мощность оторочек до 1 см. В местах скопления таких жил окружающие родингиты обогащены кальцитом, в них развиты гнезда вермикулита с апатитом, титанитом и кальцитом (рис. 48), а на кон-

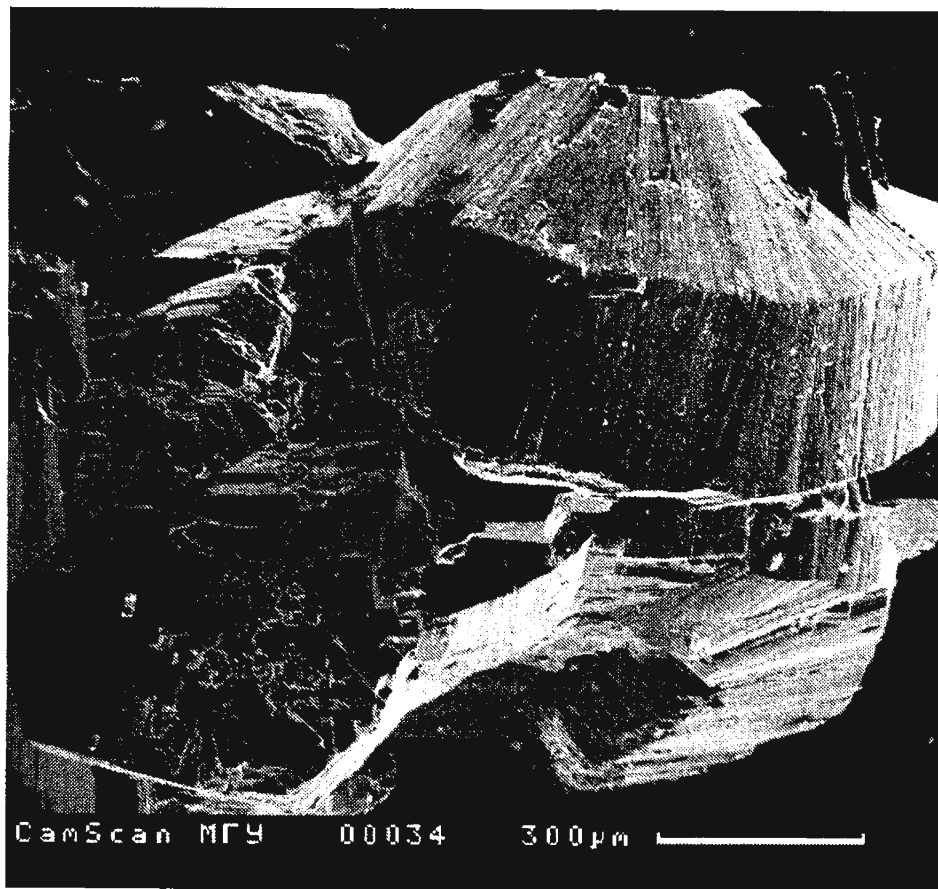


Рис 47 Агрегат расщепленных пластинчатых кристаллов хлорита из позднеродингитовых
прожилков кальцита.
Кальцит растворен

тактах метасоматических диопсидитов и хлоритолитов иногда развиты своеобразные диопсид-вермикулитовые породы. Среди хлоритолитов близ родингитов нередко титанит-магнетит-кальцитовые жилы. В зальбандах этих жил развиты метакристаллы кальцита размером до $10 \times 10 \times 10$ см.

Итак, в каждом последующем поколении поздней родингитовой минерализации количество кальцита и магнетита возрастает, а гидроандрадита – андрадита и отчасти диопсида – снижается. Вероятно, этот тренд обусловлен ростом фугитивности CO_2 в ходе формирования родингитов Золотой Горы.

Диопсид ранних жил низкожелезистый (f 3,7), его состав $\text{Ca}_{50,5}\text{Mg}_{47,6}\text{Fe}_{0,9}$ (табл. 27, ан. 145).

Кальцит содержит в среднем, мас. %: $\text{MgO} - 0,14$; $\text{MnO} - 0,11$; $\text{FeO} - 0,06$.

Гидроандрадит - топазолит в ранних жилах – это гидроандрадит, содержащий > 10% минала гроссуляра (ан. 149); в поздних жилах – гидроандрадит, содержащий 3% минала гроссуляра и 97% минала андрадита (ан. 150–151). Гранат часто анизотропен. Анизотропные зоны чередуются с изотропными обычно во внешней части ромбододекаэдров граната.

Магнетит в виде октаэдрических и реже ромбододэкаэдрических кристаллов размером от долей мм до 15–25 мм широко развит в поздних минеральных агрегатах родингитовой формации Золотой Горы. Данный магнетит выделяется повышенными

Химический состав диопсида (145), магнетита (146–148), андрадита-топазолита (149–151), титанита (152) жильных образований, секущих поздние родингиты в центральной части Золотой Горы

Компоненты, мас. %	145	146	147	148	149	150	151	152
						центр → край		n=3
SiO ₂	56,03	–	–	–	35,96	35,76	35,67	29,65
TiO ₂	–	–	0,10	0,66	0,50	0,27	0,12	41,31
Al ₂ O ₃	0,15	0,19	0,07	0,04	2,61	0,64	0,58	0,14
Cr ₂ O ₃	следы	0,07	следы	следы	0,23	0,06	следы	0,03
V ₂ O ₃	–	0,11	следы	следы	следы	следы	следы	0,52
Fe ₂ O 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	–	–	–	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 % Na₂O.

содержаниями кобальта – до 1% ! (табл. 27, ан. 146–148). Это свидетельство крайне низкой фугитивности серы и мышьяка при образовании поздних родингитов в центре Золотой Горы.

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. 27, ан. 152). Само 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, зачастую развиты мелкие до 1 мм расщепленные червеобразные и бочонковидные кристаллы хлорита (см. рис. 47), зональные по составу, их ядра сложены маложелезистым пеннином (табл. 28, ан. 153), большая часть объема и внешние зоны – талькохлоритом (ан. 154–156).

Вермикулит слагает розетки, сферокристаллы и полусферы размером менее 0,1 мм, а чаще скопления подобных образований в промежутках между призмами диопсида в ассоциации с хлоритом, кальцитом, титанитом и апатитом (рис. 48). Вермикулит, заместивший ильменит, содержит “сагенитовую решетку” иголок рутила. Вермикулит образует мелкие метасомы в агрегатах феррихромшпинелидов; этот вермикулит относительно высоко железистый и обогащен хромом – до 4 мас. % Cr₂O₃ (табл. 29, ан. 157, 158). В шлифе вермикулит плеохроирует от буроватого или бурого до желтого цвета. При нагревании минерал резко вспучивается.

В хлоритолитах и серпентинитах распространены прожилки и жилы серпентин- (и асбест)-кальцитового, антигорит-хлоритового состава с примесью магнетита и акцессорными хизлеводитом, пентландитом, годлевскитом и миллеритом в ксено-

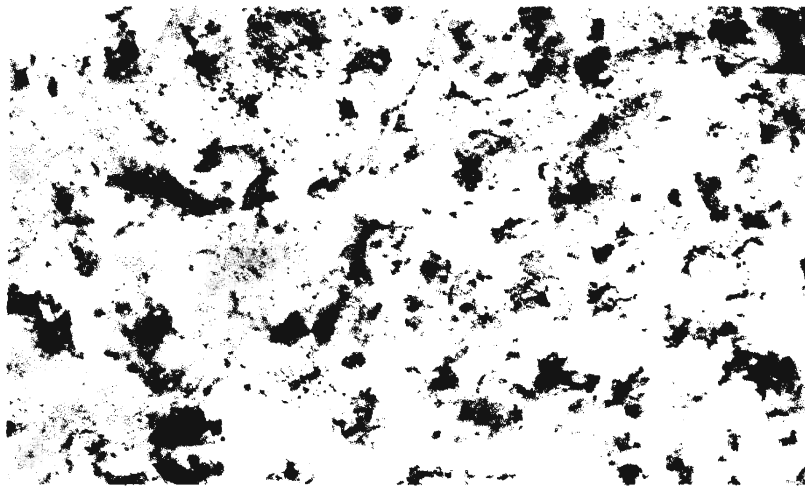


Рис 6 Апогарцбургитовые серпентиниты: темные баститовые псевдоморфозы по ромбопироксену на фоне бесструктурной серпентиновой массы, заместившей оливин.
Ширина поля зрения 13 см

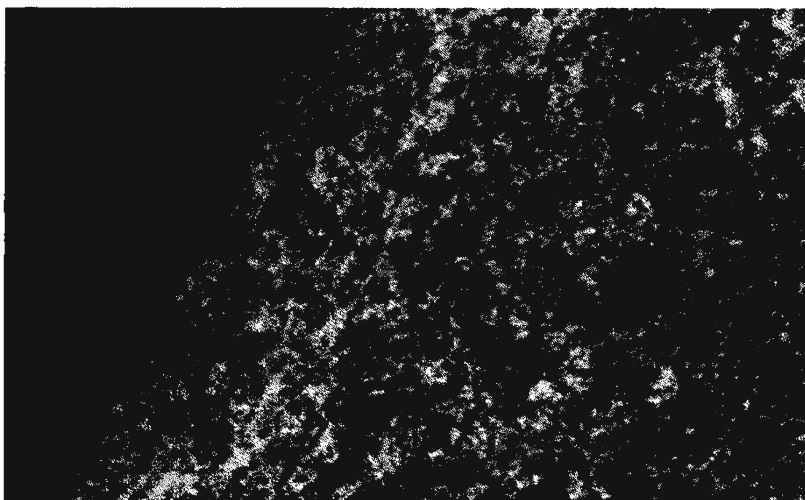


Рис 10 Контакт дайки габброидов и гарцбургитов.
Габброиды превращены в однородные везувиан-гранат-хлоритовые родингиты, гарцбургиты – в однородные lizardite серпентиниты (Южное рудное тело).
Ширина поля зрения 7 см

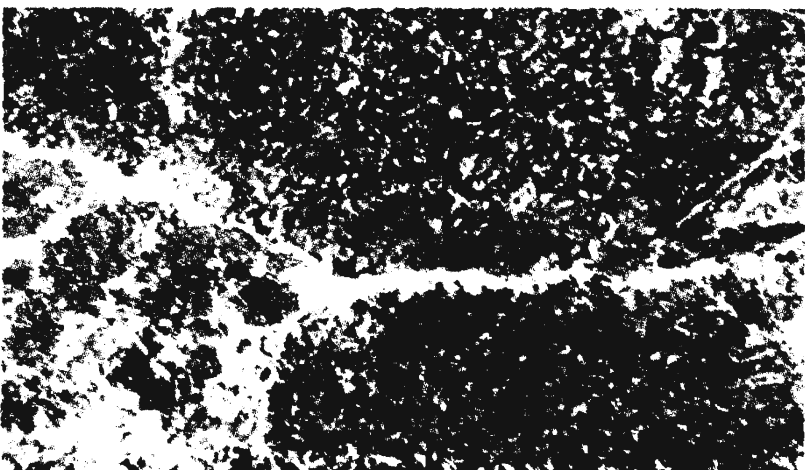


Рис 11 Ранние темноокрашенные клинопироксен-гранат-хлоритовые родингиты, частично перекристаллизованные, с гнездом гидроандрадита (Восточное рудное тело).
Ширина поля зрения 14 см



Рис 13. Контакт апогабброидных родингитов и апогаббругитовых серпентинитов. Поздние светлоокрашенные родингиты существенно гранатового состава с прожилками коричневатого гидроандрадита. Поздние антигоритовые серпентиниты богаты магнетитом. Все эти образования эпигенетически деформированы, лиственитизированы и пронизаны прожилками кальцита с магнетитом и мелкой вкрапленностью халькозина и медистого золота. Западное рудное тело.
Ширина поля зрения 13 см

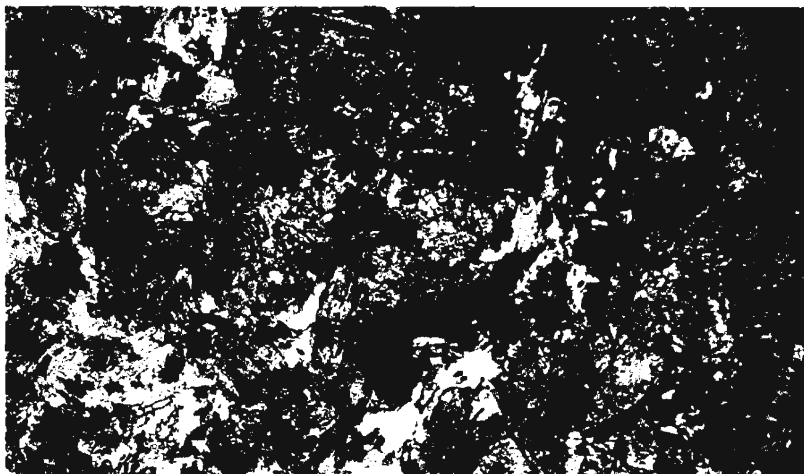


Рис 14. Секущий прожилок железистого пумпеллиита в поздних родингитах. Шлиф при 1 николе. Ширина поля зрения 6 мм



Рис 16 Хлоритолиты с массой метакристаллов белого диопсида, богатые магнетитом. Породы интенсивно деформированы, лиственитизированы и содержат массу мелких вrostков минералов золота (зальбанд Восточного рудного тела). Ширина поля зрения 7 см

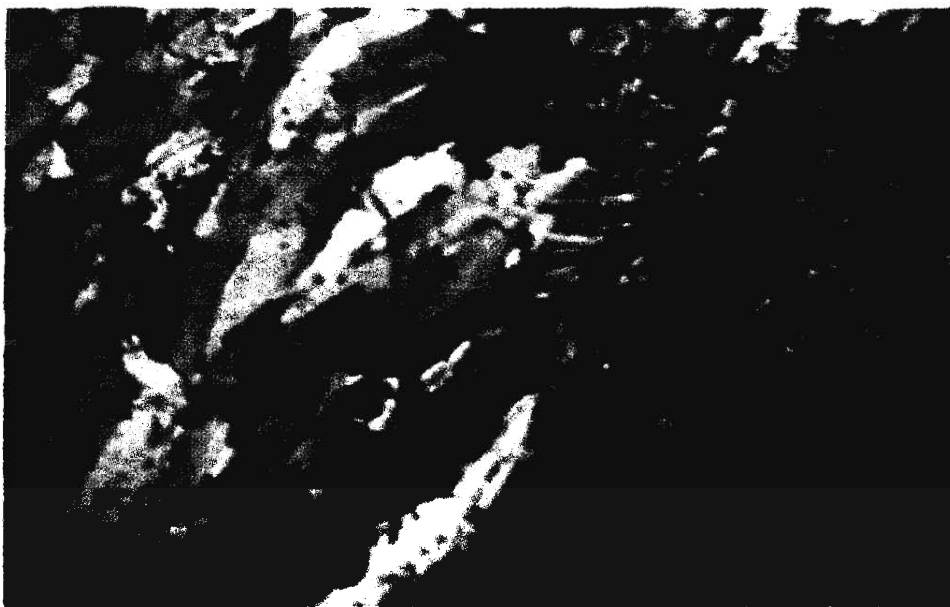


Рис 26 Гнездо брусита в магнетит-антигоритовых серпентинитах (южная часть Карабашского массива). Шлиф, николи \times . Ширина поля зрения 5 мм

a

б

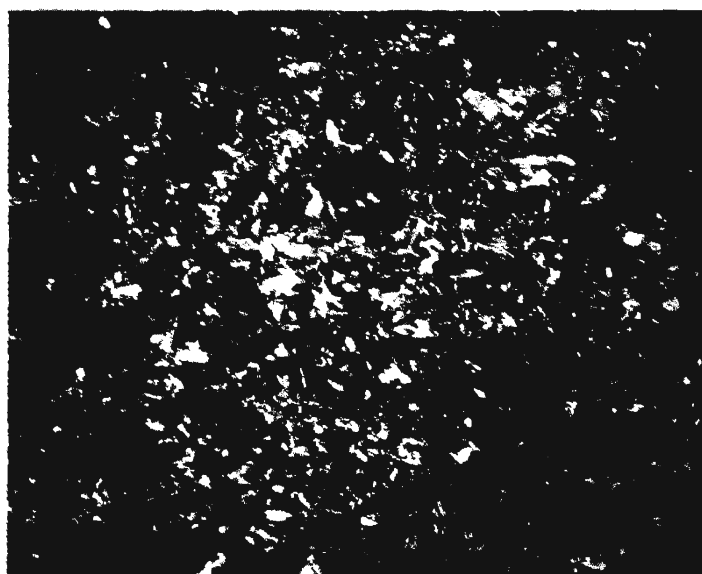
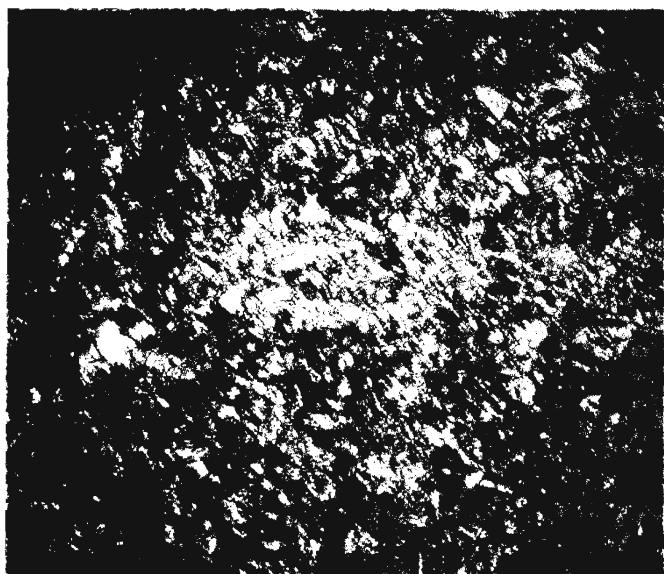


Рис 28 Стандартные поздние мелкозернистые родингиты хлорит-клинопироксен-гранатового состава (Южное рудное тело). *a* – шлиф при 1 николе, *б* – николи \times . Ширина поля зрения 6 мм

a



б

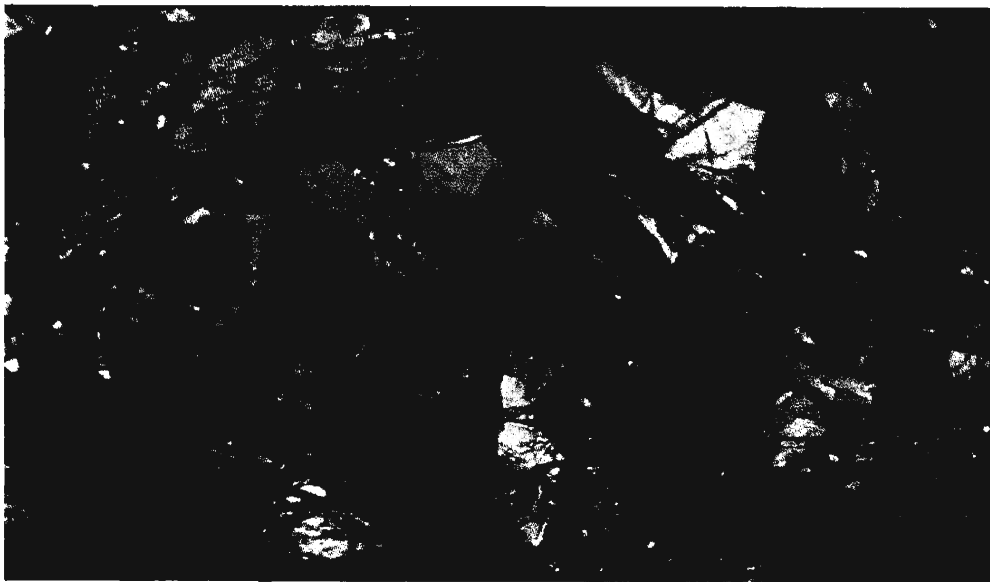
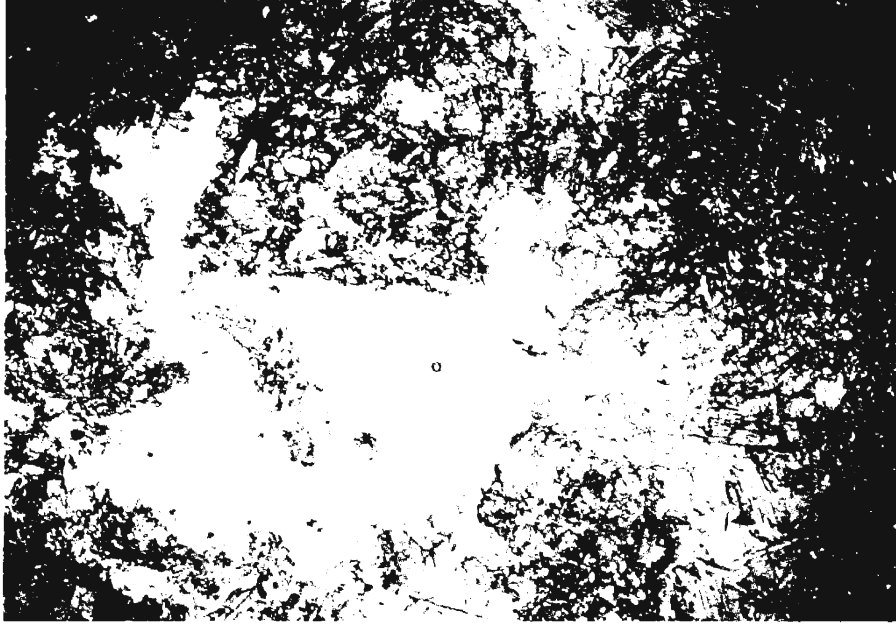


Рис. 29 Стандартные поздние средне-крупнозернистые родиниты, сложенные призмами диопсида, ранним желтым андрадитом, поздним коричневым титанистым андрадитом, кальцитом и хлоритом (Восточное рудное тело).

a – шлиф при I николе, *б* – никולי × Ширина поля зрения 8 мм

a



б

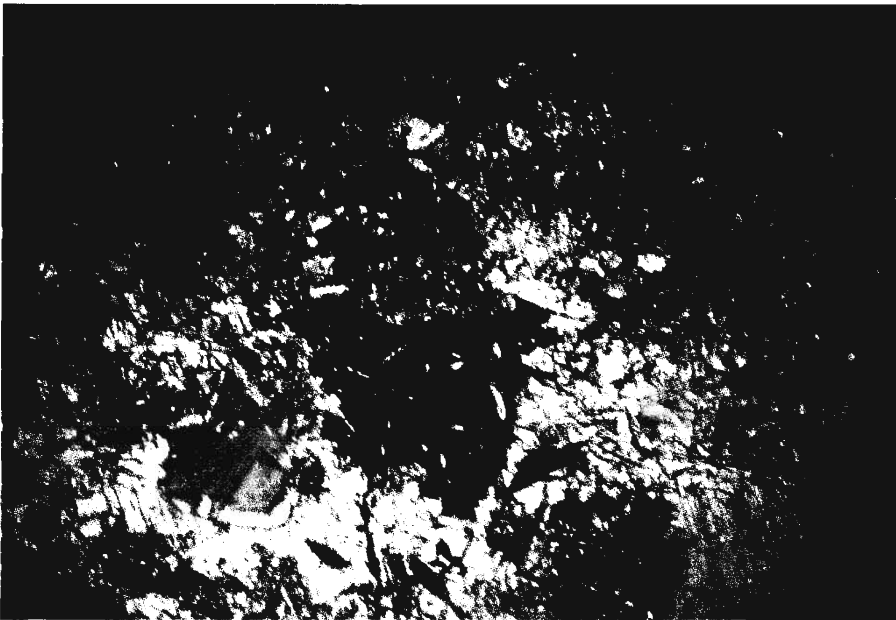


Рис 30 Гнездо кальцита с кристаллами гидроандрадита, диопсида, хлорита в поздних родинитах (Восточное рудное гело).

a – шлиф при I никеле, *б* – николи × Крупные кристаллы граната, диопсида и хлорита содержат массу включений мелких кристаллов диопсида. Хорошо заметно зональное строение кристалла хлорита. Ширина поля зрения 7 мм

a



б

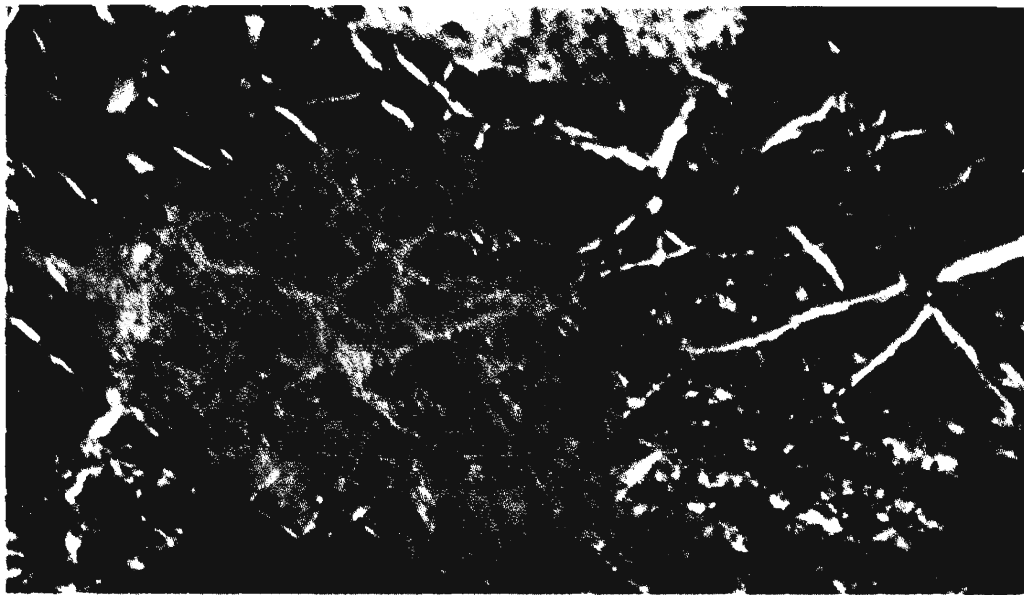


Рис. 32 Магнетит-антигоритовые серпентиниты с метакристаллами магнезита и с микропрожилками хризотила (западный контакт Карабашского массива).
a – шлиф при I николе, *б* – николи × Ширина поля зрения 6 мм

a



б



Рис 34 Зональный кристалл высокотитанистого гидроандрадита в гнезде кальцита с диоксидом в перекристаллизованных поздних родинитах (Восточное рудное поле).
a – шлиф при I николе, *б* – николи ×. Ширина поля зрения 5 мм



Рис 35 Пржилок родингитовой минерализации (кальцит + диопсид + хлорит + Ti-гидроан-
драдит) в поздних родингитах (Южное рудное тело).
Шлиф. николи ×. Ширина поля зрения 8 мм

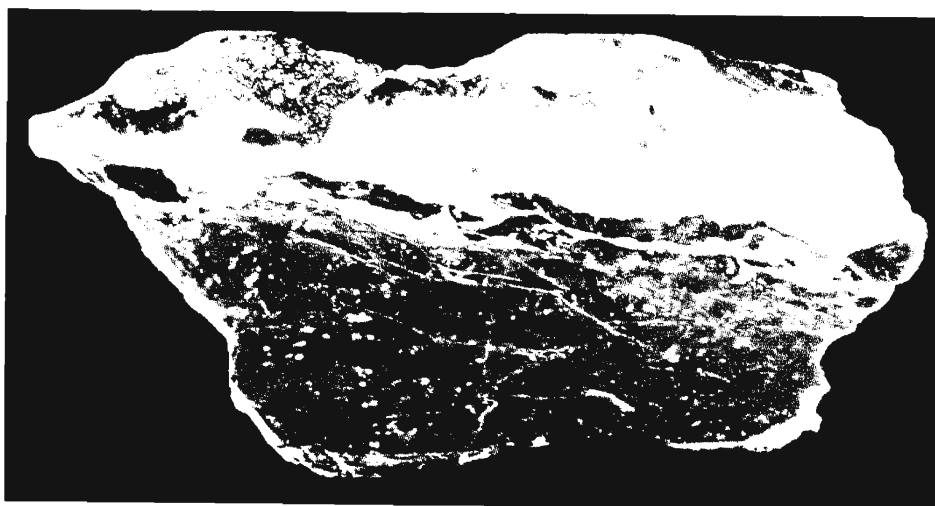


Рис 36 Пржилки коричневого низкотитанистого гидроандрадита в поздних родингитах с
оторочкой хлоритолитов (Западное рудное тело).
Ширина поля зрения 14 см

a

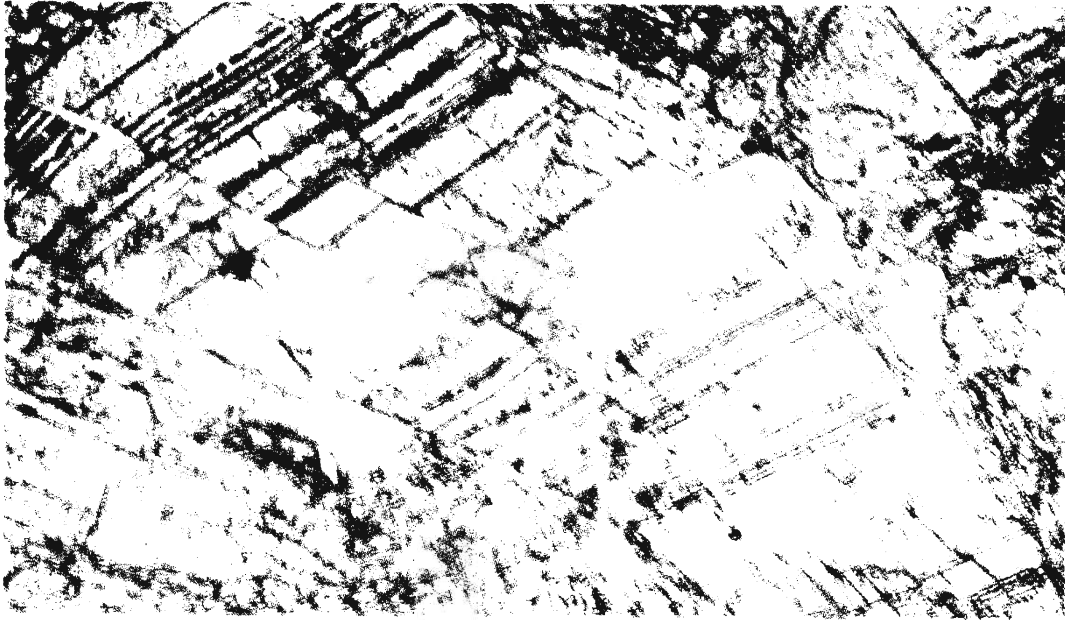


б



Рис. 41 Фрагмент жилы диопсида (в родинитах).
Крупные кристаллы диопсида деформированы и сцементированы недеформированными кальцитом, гранатом, диопсидом, хлоритом
a Западное рудное тело *б* Восточное рудное тело
Шлиф, николи × Ширина поля зрения 6 мм

a



б

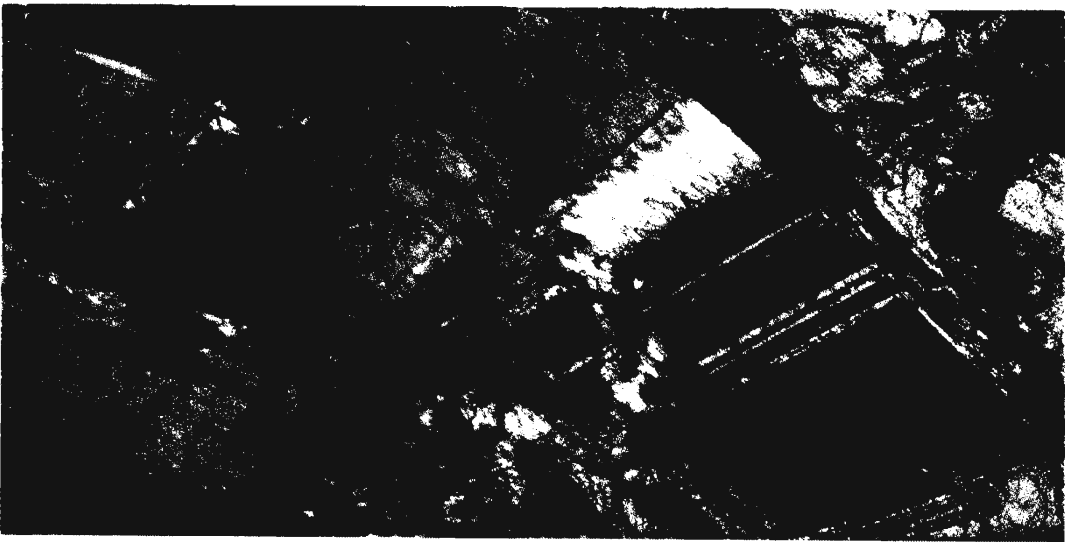


Рис 42 **Фрагмент жилы крупнокристаллического диопсида в родингитах Восточного рудного тела.**

Кристаллы диопсида изогнуты, в них развиты полосы деформации, вдоль некоторых из них полости растворения, залеченные регенерационными кристалликами диопсида и кальцитом
a – шлиф при 1 николе, *б* – николи × Ширина поля зрения 8 мм

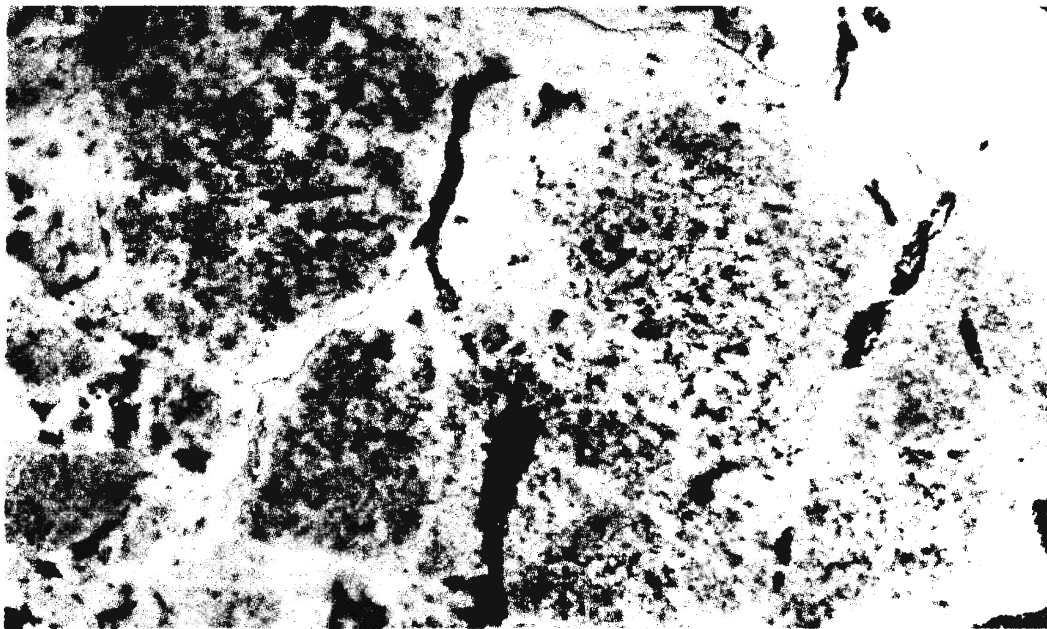


Рис. 45 Богатая руда Восточного рудного тела. Брекчиевидные поздние диопсид-гранатовые родингиты с массой прожилков магнетита с кальцитом, диопсидом, бесцветным гранатом. Эти образования деформированы, в заметной степени лиственитизированы и пронизаны тонкими до волосовидных прожилками кальцита с многочисленными мелкими вростками медистого золота. Ширина поля зрения 11 см

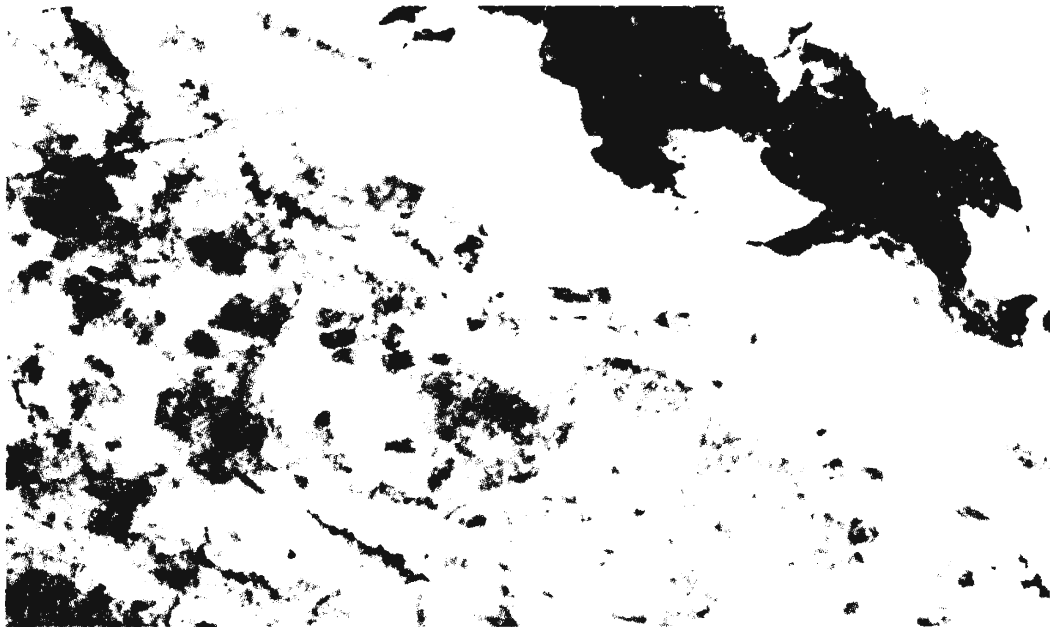
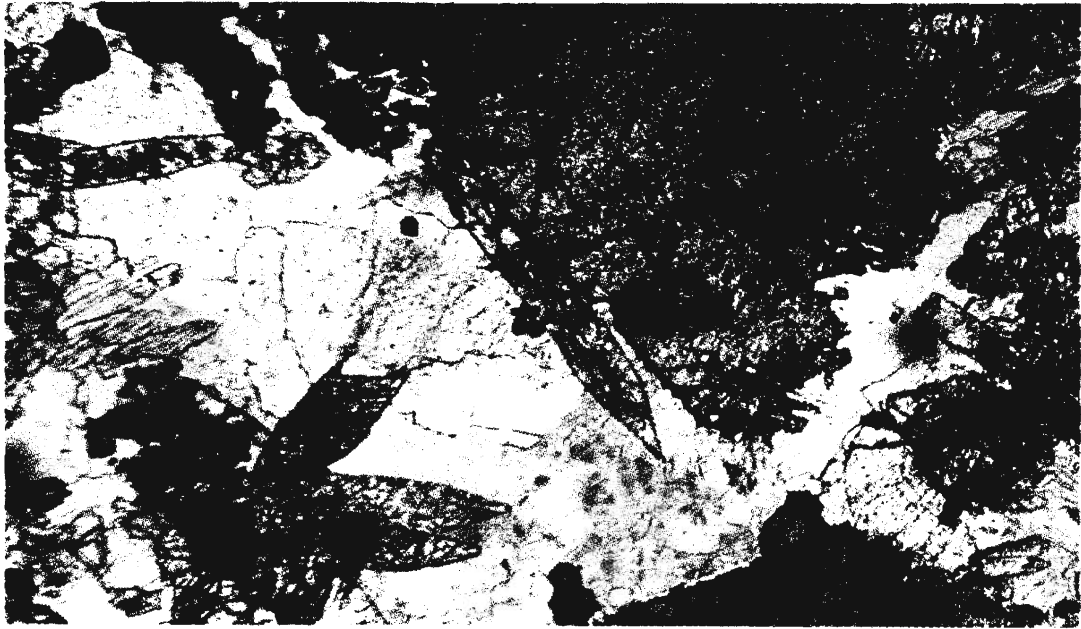


Рис. 46. Руда Западного рудного тела. Брекчиевидные перекристаллизованные поздние родингиты с жилой белого диопсида с магнетитом, кальцитом, тиганитом, андрадитом-топазолитом. Эти образования деформированы, лиственитизированы, содержат тонкую вкрапленность халькозина и медистого золота. Ширина поля зрения 6 см

a



б

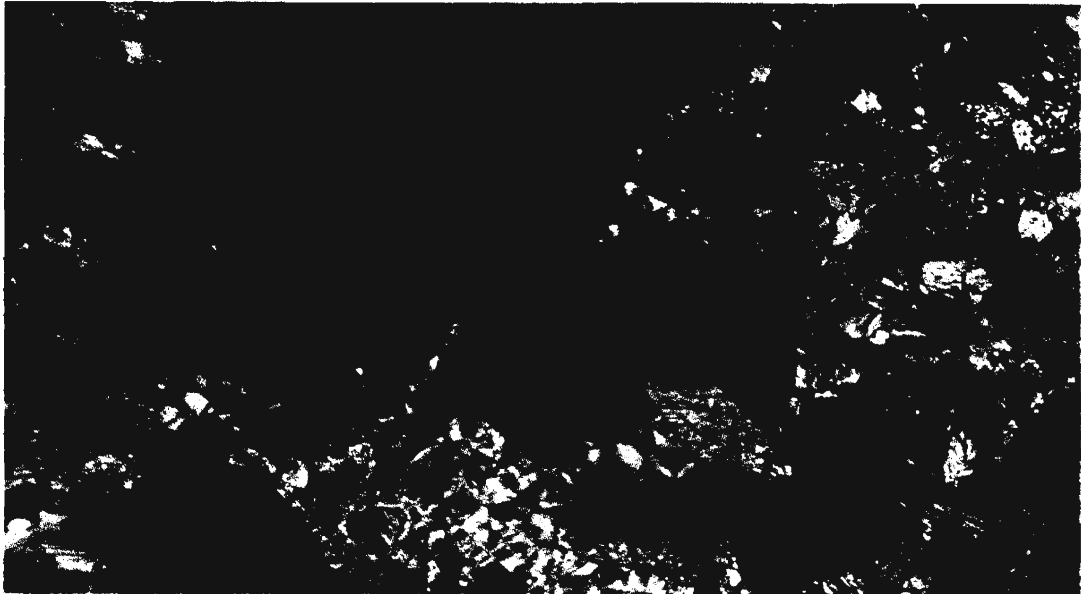


Рис 48 Гнездо мелкочешуйчатого вермикулита с апатитом, титанитом, кальцитом в перс-кристаллизованных поздних родингитах (Восточное рудное тело).
a – шлиф при 1 николе. *б* – николи × Ширина поля зрения 6 мм

*Петрография и минералогия образований низкоградного метаморфизма
и контактово-метаморфизованных пород Карабашского массива*

Таблица 28.

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

Компоненты, мас. %	153	154	155	156
	центр	→	→	край
SiO ₂	34,94	37,07	38,04	38,53
TiO ₂	0,09	следы	следы	0,08
Al ₂ O ₃	13,88	8,73	7,73	7,29
Cr ₂ O 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 _c	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. Коротаяева; 153 – пеннин, 154–156 – талькохлорит.

Таблица 29.

**Химический состав Cr вермикулита из псевдоморфоз по хромшпинелиду. Карабашский массив
(пренит-пумпеллиновая фация)**

Компоненты, мас. %	157	158	Формульные единицы	157	158
SiO ₂	34,38	35,28	Si	5,36	5,47
TiO ₂ , V ₂ O ₃	следы	следы	Al ^{IV}	2,31	2,24
Cr ₂ O ₃	3,81	3,75	Fe ^{3+(IV)}	0,33	0,29
Al ₂ O ₃	12,57	12,26	Mg	4,72	4,84
Fe ₂ O 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 ₂ O ⁺	19,22	19,31	(Mg)	0,70	0,70
сумма	100	100			

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаяева; количество H₂O⁺ определено по разности.

морфных 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 – прожилки зеленого железистого пумпеллиита (см. рис. 14) и поперечные (широтного простирания) прожилки продольно-волокнистого хризотил-асбеста с пластинчатым магнетитом. Прожилки поперечно- и продольно-волокнистого хризотила нередки на севере и в центре Карабашского массива серпентинитов.

Контактово-метаморфизованные породы

В ореолах контактового метаморфизма малых интрузивов гранодиоритовой формации C_1 развиты звездчатые антофиллитовые породы (по серпентинитам), звездчатые тремолитовые породы (по метаклинопироксенитам), биотит-содержащие аспидные сланцы. Непосредственно на контакте гранитоидов и серпентинитов развиты зернистые магнетит-антигорит-оливиновые роговики (рис. 49), реже магнетит-талк-оливиновые роговики – достаточно высокотемпературные образования ($> 500^\circ \text{C}$). Судя по оптическим свойствам: $n_g = 1,677$ (2), $n_p = 1,639$ (2), состав роговикового оливина высокомагнезиальный – это почти чистый форстерит Mg_{96-97} .

Глава 7

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ПРОПИЛИТОВОЙ И БЕРЕЗИТ-ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИЙ КАРАБАШСКОГО МАССИВА

МЕТАСОМАТИТЫ ПРОПИЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Метасоматиты пропилитовой формации широко развиты в Карабашском рудном поле, в том числе в пределах Карабашского гипербазитового массива и по его периферии (см. рис. 5). К востоку от горы Карабаш в районе оз. Черное среди метавулканитов D развиты пропилиты хлорит-актинолит-эпидот-клиноцоизит-альбитового состава – переходного типа от более глубинной и более высокотемпературной эпидот-актинолитовой фации к менее глубинной и более низкотемпературной эпидот-хлоритовой фации [Омельяненко, 1970]. В пределах Карабашского массива и по его западной периферии развиты пропилиты хлоритовой фации. Метасоматиты пропилитовой формации, заместившие базиты или гранитоиды, содержат парагенез альбит + хлорит + кварц в ассоциации с Са силикатами (эпидот, клиноцоизит, титанит); отличить их от метасоматитов березит-лиственитовой формации, заместивших протолиты того же состава, достаточно просто. Значительно сложнее различить те и другие, когда протолит представлен гипербазитами (серпентинитами). Апогипербазитовые (апо-серпентинитовые) метасоматиты как пропилитовой, так и лиственитовой формаций часто представлены тальк-карбонатными породами. Тальк-карбонатные метасоматиты пропилитовой формации постоянно содержат гематит и магнетит [Hess, 1933; Wellman, 1942; Neale, 1957; Griffiths, 1972; Ekstrand, 1975 и др.], нередко заметное количество турмалина, иногда Ni-тальк [Спиридонов и др., 2000 а]. Тальк-карбонатные метасоматиты лиственитовой формации гематит и Ni-тальк не содержат. Метасоматиты березит-лиственитовой формации в отличие от пропилитовой содержат сульфиды, арсениды, антимониды и минералы Au-Ag.

Пропилитизированные гранитоиды Карабашского массива

Среди биотит-роговообманковых кварцевых габбро-диоритов и диоритов развиты зоны осветленных пропилитизированных пород (альбит + эпидот + хлорит + кварц + титанит ± серицит-мусковит) с прожилками эпидот-кварцевого и альбит-эпидот-кварцевого состава. Изредка в пропилитизированных гранитоидах находятся мелкие гнезда крупночешуйча-

тых хлорита (рипидолита) и мусковита с кварцем и эпидотом. Состав мусковита, мас. % (ан. 178): SiO_2 – 46,03; V_2O_3 – 0,04; Al_2O_3 – 34,71; Fe_2O_3 – 3,65; ZnO – 0,05; MgO – 0,47; CoO – 0,05; CaO – 0,09; Na_2O – 0,88; K_2O – 10,22; H_2O^+ – 3,82 (определено по разности); сумма – 100; Cr, Ti, Mn, Ni, F – не обнаружены; формула гидроксилмусковита $(\text{K}_{0,865}\text{Na}_{0,113}\text{Ca}_{0,006})_{0,984}(\text{Al}_{1,770}\text{Fe}^{3+}_{0,183}\text{V}_{0,002}\text{Mg}_{0,040}\text{Co}_{0,003}\text{Zn}_{0,002})_2[\text{Si}_{3,055}\text{Al}_{0,945}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Пропилитовый мусковит выделяется повышенными содержаниями Na (свидетельство относительно повышенной температуры формирования) и Fe^{3+} и отсутствием F, доля фенгитового компонента незначительная.

Пропилитизированные метавулканыты и габброиды рамы Карабашского массива

В полях развития порфиритоидов и габброидов у западного контакта Карабашского массива вдоль зон разломов или в зонах трещиноватости нередки участки или полосы осветленных пропилитизированных базитов (хлорит + альбит + эпидот + клиноцоизит + титанит ± кварц, гематит) с прожилками и жилами молочно-белого кварца, кварца с эпидотом, кварца с хлоритом и эпидотом.

Пропилитизированные серпентиниты и родингиты Карабашского массива

Метасоматиты пропилитовой формации, заместившие серпентиниты и в значительно меньшей степени родингиты, широко развиты в западной и особенно в юго-западной частях Карабашского массива, не столь редки и в его центре (см. рис. 5). Это разномзернистые от микро- и мелко- до средне-крупнозернистых метасоматиты – тальк-карбонатные (преобладают), хлорит-тальк-карбонатные, существенно карбонатные, хлоритовые или тальковые, которые постоянно содержат вкрапленность или гнезда магнетита и/или гематита, нередко и турмалина. Текстуры этих метасоматитов массивные. В редких случаях, когда протолитом были серпентинитовые сланцы, возникли сланцеватые метасоматиты, обычно тальковые с уплощенными кристалликами магнетита. Переходы между различными типами метасоматитов постепенные. Тальк-карбонатные метасоматиты заместили серпентиниты и отчасти родингиты. Богатые хлоритом метасоматиты заместили родингиты и развиты вдоль контактов серпентинитов и родингитов (внутри Карабашского массива) и вдоль контактов Карабашского массива серпентинитов с порфиритоидами.

Наиболее распространены апосерпентинитовые тальк-магнезитовые метасоматиты с примазками и гнездами мелкозернистого талька, местами с гнездами среднезернистого талька с гематитом или магнетитом. Зачастую среди этих пород развиты штокверки тонких прожилков магнезита или доломита, реже – кварца. Среди тальк-магнезитовых метасоматитов развиты участки с поперечником от п дм до п м зернистых магнезитовых метасоматитов, иногда тальк-содержащих с гнездами мелкокристаллического магнетита и рассеянной вкрапленностью гематита и турмалина. В них находится масса кварцевых жил и линз длиной до 1–2 м, мощностью от п мм до 3–15 см; обычно это “пустые” жилы, иногда они содержат кристаллы магнезита до 2×2×2 см, редкие мелкие октаэдры магнетита, пластинки гематита и/или мелкие скопления ко-

тых хлорита (рипидолита) и мусковита с кварцем и эпидотом. Состав мусковита, мас. % (ан. 178): SiO_2 – 46,03; V_2O_3 – 0,04; Al_2O_3 – 34,71; Fe_2O_3 – 3,65; ZnO – 0,05; MgO – 0,47; CoO – 0,05; CaO – 0,09; Na_2O – 0,88; K_2O – 10,22; H_2O^+ – 3,82 (определено по разности); сумма – 100; Cr, Ti, Mn, Ni, F – не обнаружены; формула гидроксилмусковита $(\text{K}_{0,865}\text{Na}_{0,113}\text{Ca}_{0,006})_{0,984}(\text{Al}_{1,770}\text{Fe}^{3+}_{0,183}\text{V}_{0,002}\text{Mg}_{0,040}\text{Co}_{0,003}\text{Zn}_{0,002})_2[\text{Si}_{3,055}\text{Al}_{0,945}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Пропилитовый мусковит выделяется повышенными содержаниями Na (свидетельство относительно повышенной температуры формирования) и Fe^{3+} и отсутствием F, доля фенгитового компонента незначительная.

Пропилитизированные метавулканыты и габброиды рамы Карабашского массива

В полях развития порфиритоидов и габброидов у западного контакта Карабашского массива вдоль зон разломов или в зонах трещиноватости нередки участки или полосы осветленных пропилитизированных базитов (хлорит + альбит + эпидот + клиноцоизит + титанит ± кварц, гематит) с прожилками и жилами молочно-белого кварца, кварца с эпидотом, кварца с хлоритом и эпидотом.

Пропилитизированные серпентиниты и родингиты Карабашского массива

Метасоматиты пропилитовой формации, заместившие серпентиниты и в значительно меньшей степени родингиты, широко развиты в западной и особенно в юго-западной частях Карабашского массива, не столь редки и в его центре (см. рис. 5). Это разномзернистые от микро- и мелко- до средне-крупнозернистых метасоматиты – тальк-карбонатные (преобладают), хлорит-тальк-карбонатные, существенно карбонатные, хлоритовые или тальковые, которые постоянно содержат вкрапленность или гнезда магнетита и/или гематита, нередко и турмалина. Текстуры этих метасоматитов массивные. В редких случаях, когда протолитом были серпентинитовые сланцы, возникли сланцеватые метасоматиты, обычно тальковые с уплощенными кристалликами магнетита. Переходы между различными типами метасоматитов постепенные. Тальк-карбонатные метасоматиты заместили серпентиниты и отчасти родингиты. Богатые хлоритом метасоматиты заместили родингиты и развиты вдоль контактов серпентинитов и родингитов (внутри Карабашского массива) и вдоль контактов Карабашского массива серпентинитов с порфиритоидами.

Наиболее распространены апосерпентинитовые тальк-магнезитовые метасоматиты с примазками и гнездами мелкозернистого талька, местами с гнездами среднезернистого талька с гематитом или магнетитом. Зачастую среди этих пород развиты штокверки тонких прожилков магнезита или доломита, реже – кварца. Среди тальк-магнезитовых метасоматитов развиты участки с поперечником от п дм до п м зернистых магнезитовых метасоматитов, иногда тальк-содержащих с гнездами мелкокристаллического магнетита и рассеянной вкрапленностью гематита и турмалина. В них находится масса кварцевых жил и линз длиной до 1–2 м, мощностью от п мм до 3–15 см; обычно это “пустые” жилы, иногда они содержат кристаллы магнезита до $2 \times 2 \times 2$ см, редкие мелкие октаэдрические магнетита, пластинки гематита и/или мелкие скопления ко-

Внешние зоны ореолов апосерпентинитовых метасоматитов пропилитовой формации сложены мелкозернистыми магнетит-талък-клинохризотилowymi породами (рис. 50). Если в исходных серпентинитах содержались метакристаллы диопсида, то при пропилитизации клинохризотил замещал не столько антигорит, сколько диопсид, а талък замещал преимущественно антигорит (рис. 51).

Породы тел родингитов и контактовых зон родингитов с серпентинитами замещены магнетит-хлорит-талък-карбонатными, магнетит-талък-карбонат-хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми, магнетит-хлоритовыми метасоматитами. Содержания магнетита в них широко варьируют, вплоть до обильного; обычно это октаэдрические кристаллы размером до 7 мм, обычно 1–3 мм и их сростания. Гематита и турмалина значительно меньше. Протолиты этих метасоматитов богаты Са, соответственно в метасоматитах из карбонатов преобладает доломит.

Доломит по составу изменчив – железистость колеблется от 3 до 16, заметно варьируют содержания Mn, содержания Ni низкие (табл. 32), но соотношения Са: (Mg+Fe) стабильны и весьма близки к единице.

Хлорит в метасоматитах центральных зон участков пропилитизации значительно более высокоглиноземистый, т.е. более высокотемпературный и представлен рипидолитом и клинохлором (табл. 33, ан. 172–174), в метасоматитах внешних зон достаточно низкоглиноземистый, т.е. значительно более низкотемпературный и представлен пеннином (ан. 175–176). Рипидолит и клинохлор сравнительно высокожелезистые, пеннин низкожелезистый, те и другие бедны Cr, Ni, Mn, Zn.

Турмалин – Cr-дравит и дравит характерные минералы метасоматитов пропилитовой формации Карабашского массива. Турмалин преимущественно развит в метасоматитах, редок в кварцевых жилах среди пропилитов. В апоперидотитовых пропилитах турмалин слагает псевдоморфозы по зернам феррихромшпинелидов и, соответственно, богат и очень богат хромом – 5–10% Cr₂O₃ (табл. 34, ан. 179–183), а также никелем – 0,4–0,6% NiO и Mg, относительно беден Al, умеренно низкожелезистый – это Cr-дравит. Особенность состава данного турмалина – высокие содержания Fe³⁺, т.е. бюргеритового компонента, что коррелирует с наличием в данных метасоматитах магнетита и гематита. В апородингитовых (т.е. апобазитовых) пропилитах турмалин существенно более глиноземистый и железистый, содержит лишь следы хрома и никеля (ан. 184). Фтор ни в том, ни в другом типе турмалина не обнаружен.

МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗИТ-ЛИСТВЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В Карабашском массиве ореолы лиственитизации (березитизации) наложены на все типы серпентинитов и родингитов, метагабброиды, метаплагиогранитоиды, на ороговикованные породы, гранитоид-порфиры и микродиориты, пропилиты. За счет серпентинитов и родингитов возникли кварц-карбонатные, хлорит-карбонатные, талък-карбонатные метасоматиты с редкими серицитом-мусковитом или фукситом, с вкрапленностью арсенидов Ni, Fe, с прожилками карбонатного (доломит, кальцит), карбонат-хлоритового, кварц-хлорит-карбонатного, изредка существенно кварцевого состава с магнетитом, халькозином, медью, галенитом, арсенидами и антимонидами Fe, Ni,

*Петрография и минералогия метасоматитов пропилитовой
и березит-лиственитовой формаций Карабашского массива*

Таблица 32.

**Химический состав доломита апоридингитовых магнетит-талек-хлорит-карбонатных метасоматитов
пропилитовой формации (юго-западный склон горы Карабаш)**

Компоненты, мас. %	167	168	169	170	171
CaO	30,29	30,07	29,75	29,55	29,43
MgO	21,07	20,36	18,75	18,38	18,10
NiO	следы	0,09	следы	0,08	следы
CoO	следы	0,12	0,04	0,04	следы
FeO	0,89	1,35	4,27	5,06	5,66
MnO	0,27	0,61	0,38	0,30	0,18
ZnO	следы	0,18	0,09	следы	0,13
CO ₂	47,48	47,22	46,72	46,59	46,50
сумма	100	100	100	100	100
Формульные единицы в расчете на 2 атома Me					
Ca	1,001	0,999	0,999	0,995	0,993
Mg	0,969	0,941	0,876	0,861	0,850
Ni	—	0,002	—	0,002	—
Co	—	0,003	0,001	0,001	—
Fe	0,023	0,035	0,112	0,133	0,149
Mn	0,007	0,016	0,010	0,008	0,005
Zn	—	0,004	0,002	—	0,003
CO ₃	2	2	2	2	2
f	3,0	6,0	12,5	14,3	15,6

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; количество CO₂ определено по разности.

Таблица 33.

**Химический состав хлорита апоридингитовых магнетит-хлорит-талек-карбонатных метасоматитов
пропилитовой формации (юго-западный склон горы Карабаш)**

Компоненты, мас. %	172	173	174	175	176	177
SiO ₂	28,52	29,18	29,49	34,83	34,54	34,81
TiO ₂	следы	следы	следы	следы	следы	следы
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	следы	следы	0,05	0,03
V ₂ O ₃	0,31	0,28	0,18	0,03	0,25	следы
Al ₂ O ₃	23,05	21,97	20,86	13,34	13,14	12,76
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,16
FeO	11,53	10,90	10,52	4,06	4,40	4,16
MnO	следы	следы	следы	0,09	следы	следы
ZnO	следы	0,14	следы	0,24	0,21	0,06
MgO	24,66	25,57	26,68	34,68	34,58	35,08
NiO	следы	следы	0,03	0,07	0,17	0,14
CoO	0,03	следы	0,11	0,06	следы	0,11
H ₂ O ⁺	11,87	11,98	12,13	12,60	12,66	12,69
сумма	100	100	100	100	100	100
Формульные единицы в расчете на 10 атомов металлов						
Si	2,786	2,842	2,866	3,285	3,265	3,284
Al ^{IV}	1,214	1,158	1,134	0,715	0,735	0,716
Mg	3,590	3,713	3,865	4,876	4,872	4,933
Fe ²⁺	0,942	0,888	0,855	0,320	0,348	0,328
Mn	—	—	—	0,007	—	—
Zn	—	0,010	—	0,017	0,015	0,004
Ni	—	—	0,002	0,005	0,013	0,011
Co	0,002	—	0,009	0,005	—	0,008
Al ^{VI}	1,440	1,364	1,255	0,768	0,720	0,703
Cr	0,002	0,003	—	—	0,004	0,002
V	0,024	0,022	0,014	0,002	0,019	—
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	0,011
OH	7,748	7,769	7,865	7,945	7,983	8
O	0,252	0,231	0,135	0,055	0,017	—
f	20,9	19,5	18,3	6,8	7,2	6,8

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; количество H₂O⁺ определено по разности; 172 – рипидолит, 173, 174 – клинохлор, 175–177 – пеннин

Химический состав турмалина – Сг-дравита (179–183) из алогипербазитовых магнетит-талък-карбонатных метасоматитов и дравита (184) из апоронингитовых магнетит-талък-хлорит-карбонатных метасоматитов пропилитовой формации (юго-западный склон горы Карабаш)

Компоненты, мас. %	179	180	181	182	183	184
SiO ₂	35,70	35,38	36,24	34,57	35,45	36,61
Cr ₂ O ₃	5,61	5,07	5,23	8,02	10,17	0,03
V ₂ O ₃	0,11	следы	0,10	следы	0,09	0,02
Al ₂ O ₃	24,94	26,18	25,49	22,82	21,82	32,40
Fe ₂ O ₃	3,84	3,79	2,43	4,08	1,17	–
FeO	2,64	2,05	3,68	4,15	6,38	6,81
MnO	следы	следы	0,03	следы	следы	следы
ZnO	0,20	0,15	следы	0,13	следы	0,14
MgO	9,63	9,89	9,57	8,88	7,93	6,92
NiO	0,57	0,54	0,44	0,44	0,48	0,07
CoO	следы	следы	следы	следы	следы	0,08
CaO	0,10	0,05	0,09	0,12	0,05	0,06
Na ₂ O	2,65	2,86	2,72	3,05	2,77	2,83
K ₂ O	0,03	следы	следы	0,03	0,03	0,04
B ₂ O ₃	10,39	10,44	10,43	10,20	10,16	10,55
H ₂ O ⁺	3,59	3,60	3,59	3,51	3,50	3,44
сумма	100	100	100	100	100	100
Формульные единицы						
Si	5,970	5,889	6,038	5,890	6,063	6,030
Al ^{IV}	0,030	0,111	–	0,110	–	–
сумма	6	6	6	6	6	6
Al ^{VI}	4,887	5,027	5,004	4,473	4,399	5,963
Cr	0,742	0,668	0,689	1,081	1,375	0,004
V	0,015	–	0,013	–	0,012	0,003
Fe ³⁺	0,356	0,305	0,256	0,447	0,151	–
сумма	6	6	6	6	6	6
Mg	2,402	2,453	2,375	2,255	2,022	1,698
Fe ²⁺	0,369	0,284	0,513	0,591	0,912	0,938
Fe ³⁺	0,127	0,170	0,049	0,076	–	–
Zn (Mn)	0,025	0,018	(0,004)	0,017	–	0,017
Ni	0,077	0,075	0,059	0,061	0,066	0,009
Co	–	–	–	–	–	0,011
Al	–	–	–	–	–	0,327
сумма	3	3	3	3	3	3
Na	0,861	0,923	0,877	1,007	0,918	0,903
K	0,006	–	0,004	0,006	0,006	0,008
Ca	0,018	0,009	0,016	0,021	0,009	0,036
сумма	0,885	0,932	0,897	1,034	0,933	0,947
BO ₃	3	3	3	3	3	3
ОН	4	4	4	4	3,995	3,660
O	–	–	–	–	0,005	0,340
f	16,5	18,3	19,5	24,8	32,6	36,5

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии, B₂O₃ – по формуле, H₂O⁺ – по разности, Ti – следы.

Cu, Co, минералами Au-Ag. За счет редких гранитоидов образованы кварц-серицитовые и карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты с вкрапленностью пирита, арсенопирита, халькопирита, с кварцевыми и карбонат-кварцевыми прожилками с пиритом, галенитом, минералами Au-Ag. Вокруг рудных тел в лиственитизированных серпентинитах развиты широкие ореолы привноса As (с содержанием до 1000 г/т, близ рудных тел до 2 мас. % As), более узкие и менее интенсивные ореолы Sb, Hg, Ag, Au.

Березитизированные гранитоиды внешней части Карабашского массива

Отдельные небольшие по площади участки березитизированных пород развиты на СЗ Карабашского массива в пределах небольшого интрузивного тела кварцевых габбро-диоритов и в отдельных участках даек габбро-диорит-порфиритов и рогово-обманковых трондьемитов (трондьемит-порфиров). Метасоматиты сложены серицитом, кварцем, хлоритом, карбонатами, пиритом с небольшими количествами халькопирита, единичными зернами галенита и арсенопирита. Березитизированные породы сопровождаются недеформированными прожилками кварца с Fe доломитом, пиритом, серицитом, галенитом.

Лиственитизированные габброиды внешней части Карабашского массива

Эти породы развиты в СЗ части Карабашского массива. Метасоматиты сложены тонко-, мелко- и среднезернистыми агрегатами хлорита, Fe-доломита, серицита, кварца, пирита, с небольшими количествами халькопирита, ильменита, рутила, единичными мелкими зернами арсенопирита. Пирит слагает рассеянную вкрапленность и мелкие гнезда с поперечником до 25 мм, его количество местами достигает 5–10 об. %.

Лиственитизированные серпентиниты внешней части Карабашского массива

Породы отдельными пятнами широко распространены в южной, юго-западной и менее в северо-западной частях Карабашского массива. Степень лиственитизации весьма различная: листвениты встречаются редко, широко распространены слабо лиственитизированные породы. В юго-западной приконтактной части массива развиты фуксит(хромсерицит-фенгит)-содержащие кварц-магнезитовые, кварц-доломитовые, хлорит-карбонатные, тальк-карбонатные, реже существенно магнезитовые метасоматиты с примесью кварца и халькогенидов, окруженные оторочками хлоритизированных, карбонатизированных и оталькованных серпентинитов. По данным В.Н.Сазонова [Сазонов, 1978], состав типичных фукситсодержащих кварц-магнезитовых лиственитов, мас. %: SiO₂ – 31,60; TiO₂ – 0,02; Cr₂O₃ – 0,23; Al₂O₃ – 1,37; Fe₂O₃ – 0,73; FeO – 4,21; MnO – 0,06; MgO – 28,62; NiO – 0,15; CaO – 0,21; Na₂O – 0,12; K₂O – 0,47; H₂O⁺ – 0,38; CO₂ – 31,97; сумма – 100,14. Состав магнезита этих лиственитов отвечает (Mg_{0,91}Fe_{0,08}Ca_{0,01})CO₃.

Лиственитизированные серпентиниты юго-западной, сезеро-западной и юго-восточной окраин Карабашского гипербазитового массива содержат вкрапленность Ni-содержащего пирита, сульфидов и сульфоарсенидов Ni (полидимит, миллерит, герсдорфит).

Магнезит центральных частей кристаллов беден Ca и Mn и обогащен Ni (табл. 35, ан. 185). Краевые зоны кристаллов несколько обогащены Fe, Mn и Ca (ан. 186, 187).

Таблица 35.

Химический состав карбонатов лиственитизированных серпентинитов Золотой Горы

Компоненты, мас. %	Магнезит			Доломит	
	185	186	187	188	189
	центр	→	край		
CaO	0,14	1,11	1,03	28,97	35,01
MgO	43,64	42,44	41,14	17,88	24,34
NiO	0,48	следы	0,11	следы	сл.
FeO	4,32	4,87	6,16	6,39	0,16
MnO	следы	0,46	0,74	0,33	0,15
ZnO	0,19	0,29	следы	следы	0,22
PbO	следы	следы	следы	следы	—
CO ₂	51,19	50,83	50,82	46,43	40,12
сумма	100	100	100	100	100
Формульные единицы					
Ca	0,002	0,017	0,016	0,980	1,010
Mg	0,938	0,915	0,899	0,842	0,978
Ni	0,006	—	0,001	—	—
Fe	0,052	0,059	0,075	0,169	0,004
Mn	—	0,006	0,009	0,009	0,004
Zn	0,002	0,003	—	—	0,044

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анализ Е.В.Гусева; количество CO₂ рассчитано по разности.

Доломит относительно маложелезистый и беден Mn (ан. 188, 189).

Тальк маложелезистый (f 3–5) и не содержит фтор.

Магнетит по составу весьма близок к FeFe₂O₄, беден Ni и Co, иногда содержит до 0,2–0,4% Cr₂O₃ и MnO.

Пирит, обогащенный Ni и Co, местами обилен в апосерпентинитовых лиственитах. Слагает ксеноморфные выделения размером до 15 мм, обычно менее 1 мм. Минерал содержит примесь мышьяка (табл. 36, ан. 190).

Полидимит (Ni,Fe,Co)Ni₂S₄ образует сростания с пиритом и с миллеритом и обособленные ксеноморфные выделения до 0,7 мм. Оптически изотропный. Состав минерала довольно устойчив, он содержит 3–4% Co и 6–7% Fe (ан. 191).

Миллерит NiS — характерный минерал лиственитов. Обычно слагает тонкие пластинчатые выделения в матрице полидимита, реже обособленные выделения размером до 0,1 мм. Сильно анизотропен. Содержит небольшие примеси Fe, Sb, Bi (ан. 192).

Герсдорфит NiAsS — типичнейший минерал стандартных апоперидотитовых лиственитов, на Золотой Горе редок. Установлен в парагенезе с пиритом, полидимитом и миллеритом, образует мелкие, чаще неправильной формы выделения размером до 0,2 мм. Содержит примеси Fe, Bi (ан. 193).

**Химический состав халькогенидов апосерпентинитовых лиственитов юго-западной части
Карабашского массива**

Компоненты, мас. %	190	191	192	193
	Co-Ni-пирит, n=3	полидимит, n=7	миллерит, n=3	герсдорфит, n=3
Fe	43,83	6,46	0,97	1,56
Ni	1,44	48,94	64,11	38,25
Co	1,07	3,71	0,12	0,17
Cu	0,06	следы	следы	0,04
S	53,10	42,42	34,72	19,25
As	0,14	следы	–	41,70
Sb	–	–	0,08	–
Bi	–	–	0,41	0,51
сумма	99,64	101,53	100,41	101,48
Формульные единицы				
Fe	0,947	0,347	0,016	0,045
Ni	0,030	2,498	0,994	1,061
Co	0,022	0,189	0,002	0,005
Cu	0,001	–	–	0,001
S	1,998	3,996	0,986	0,978
As	0,002	–	–	0,906
Sb	–	–	0,001	–
Bi	–	–	0,002	0,004
сумма	3	7	2	3

Примечание. Электронный микронзонд Camebax Microbeam, анал. И.М.Куликова (ИМГРЭ); n – число анализов.

Лиственитизированные родингиты внешней части Карабашского массива

В лиственитизированных родингитах развиты новообразованные Fe-Al-Mg хлориты (пикнохлорит до диабантита, Cr-пикнохлорит), карбонаты – доломит и кальцит, магнетит, тальк, рутил, кварц, халькозин, медь. Лиственитизированные родингиты периферии месторождения содержат диабантит, вкрапленность и мелкие гнезда (до 35 мм) пирита (до 5–8 об. %), в подчиненном количестве халькопирит, пирротин, единичные зерна арсенопирита и герсдорфита.

Лиственитизированные родингиты промежуточной зоны месторождения содержат диабантит, рутил, обильный магнетит и бедны халькогенидами; это мелкие выделения борнита, халькозина, меди, единичные зерна герсдорфита.

Лиственитизированные серпентиниты Золотой Горы

Лиственитизированные (карбонатизированные, оталькованные и хлоритизированные) серпентиниты и менее распространенные листвениты карбонат-тальк-хлоритового состава развиты в центре Карабашского массива – в пределах месторождения Золотая Гора. Метасоматиты содержат заметное количество магнетита и тонкую вкрапленность арсенидов Ni, аксессуарные халькозин и самородную медь. В центре зональных сростаний арсенидов Ni изредка находится реликтовый аваруит, за счет которого, вероятно, и возникли арсениды Ni. Во внешней части ореолов лиственитизации серпентинитов развиты орселит и маухерит в виде мелких до 90 мкм выделений в сили-

катной, реже в карбонатной матрице; орселит количественно преобладает. Во внутренней части ореолов лиственитизации серпентинитов и непосредственно в зальбандах рудных тел развит маухерит.

Орселит $Ni_{5-x}As_2$ – самый распространенный арсенид в лиственитизированных породах Золотой Горы, слагает обособленные выделения и включения в маухерите. В отраженном свете на фоне силикатов выглядит как очень яркий минерал розовато-белого или кремово-розоватого цвета, заметно анизотропен. Содержит небольшие количества меди и железа, содержание кобальта от 0,0п до 4%, величина Ni: Co составляет от 2000 до 20; характерно наличие 0,3–0,5% Sb и 0,5–1% Te и отсутствие S (табл. 37). Состав орселита Золотой Горы колеблется от $Ni_{5,01}As_2$ до $Ni_{4,83}As_2$. Выделения орселита нередко зональны по составу, внешние зоны обогащены кобальтом. Орселит Золотой Горы заметно более никелистый, чем в месторождениях Ni-Co-As и пятиэлементной формаций [Боришанская и др., 1981; Чвилева и др., 1988].

Маухерит $Ni_{11}As_8$ – широко распространенный арсенид центральной части месторождения, слагает различной ширины каймы на орселите и обособленные мелкие ромбовидные кристаллы и неправильной формы выделения (рис. 52). В отраженном свете на фоне силикатов выглядит как очень яркий кремово-белый минерал с заметным розоватым оттенком. В сростаниях маухерит и орселит практически не различимы по цвету и величине отражения. В более крупных сростаниях видно, что рельеф маухерита несколько выше, чем у орселита. Маухерит содержит до 1% Fe, от следов

Таблица 37.

Химический состав орселита и маухерита зональных сростаний в лиственитизированных серпентинитах Золотой Горы

Компоненты, мас. %	194	195	196	197	198	199	200	201
	центр	орселит →	край	маухерит	орселит центр	маухерит	орселит центр	орселит край
Ni	66,27	64,42	63,08	52,48	61,71	49,59	65,64	62,61
Co	0,03	1,86	3,34	0,04	0,03	1,64	0,45	2,62
Fe	0,32	0,36	0,56	0,16	0,81	0,36	0,60	0,41
Cu	0,53	0,19	0,34	0,34	0,40	0,41	0,47	следы
As	34,30	33,84	35,31	47,84	36,98	45,39	34,55	36,55
Sb	0,34	0,30	0,40	0,35	0,29	0,55	0,30	0,45
Te	1,09	–	–	–	0,70	следы	0,54	0,74
S	–	–	–	0,41	0,00	0,98	–	следы
сумма	102,88	100,97	103,03	101,62	100,92	98,92	102,55	102,78
Формульные единицы в расчете на 7 атомов (орселит), на 19 атомов (маухерит)								
Ni	4,901	4,828	4,639	10,91	4,674	10,52	4,855	4,606
Co	0,002	0,139	0,245	0,01	0,002	0,35	0,033	0,194
Fe	0,024	0,028	0,043	0,04	0,066	0,08	0,047	0,031
Cu	0,036	0,013	0,024	0,06	0,028	0,08	0,033	–
сумма	4,963	5,003	4,591	11,02	4,770	11,03	4,968	4,831
As	1,989	1,986	2,035	7,78	2,194	7,53	2,003	2,128
Sb	0,011	0,011	0,014	0,04	0,011	0,06	0,011	0,016
Te	0,037	–	–	–	0,025	–	0,018	0,025
S	–	–	–	0,16	–	0,38	–	–
сумма	2,037	1,997	2,049	7,98	2,230	7,97	2,032	2,169

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаева; Pb, Bi, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

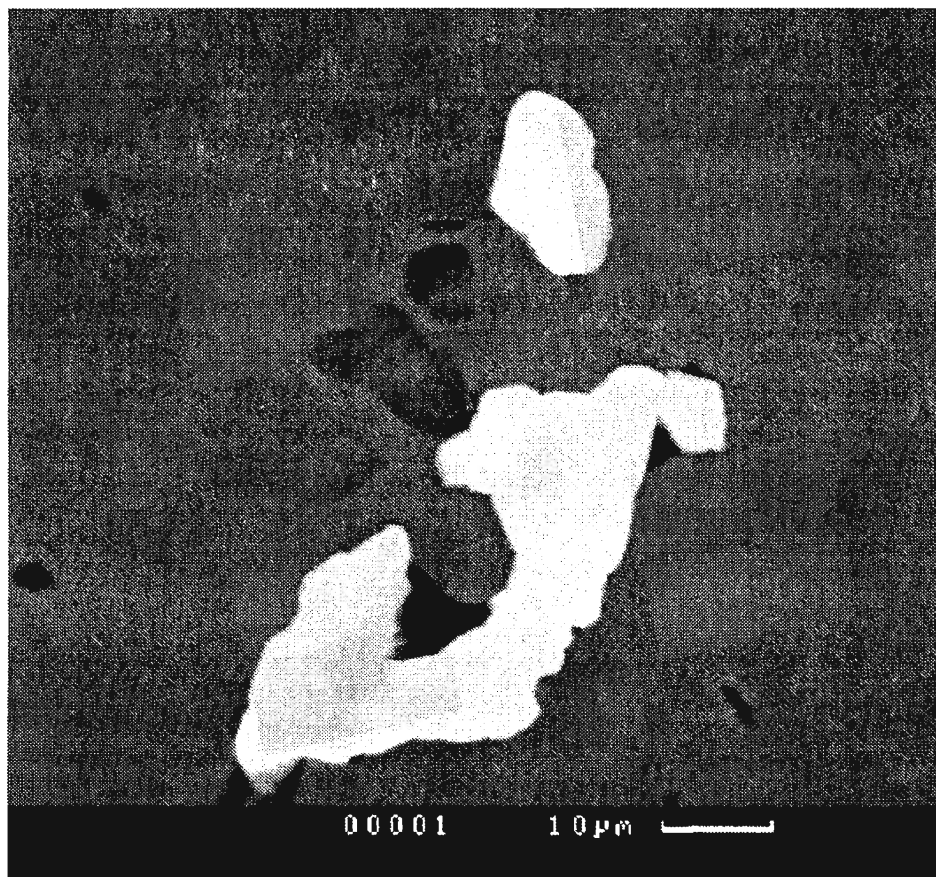


Рис 52 Маухерит (белое) в лиственитизированных серпентинитах около Западного рудного тела.
Снимок в отраженных электронах

до 4% Co, величина Ni:Co колеблется от 1000 до 10; характерно наличие 0,3–0,6% Sb и до 1% Te и S (табл. 37, 38). Выделения маухерита как правило зональные по составу, их внешние зоны обычно обогащены Co, Cu, S. В ряде случаев внешние зоны сложены маухеритом с 5–7 мас. % Cu (ан. 202, 203). В целом, вариации состава маухерита $Ni_{11,2}As_{7,8}$ - $Ni_{10,9}As_{8,1}$, что близко к вариациям состава маухерита месторождений Ni-Co-As и пятиэлементной формаций [Боришанская и др., 1981].

Орселит и маухерит заключают в своем составе практически всю массу As и Sb метасоматитов. Большая часть арсенидов и основная масса мышьяка и сурьмы Золотой Горы находятся в околорудных лиственитизированных серпентинитах.

Рудные минералы, развитые в оруденелых лиственитах зальбандов рудных тел, описаны в главе 8.

Лиственитизированные родингиты Золотой Горы

Лиственитизированные родингиты центральной части месторождения содержат пикнохлорит, Cr-пикнохлорит, рутил, магнетит, медь. Халькозин, борнит-халькозиновые сростания, арсениды, антимониды, медь, минералы Au-Ag образуют рассеянную вкрапленность в лиственитизированных породах, но, главным образом, сконцентри-

Химический состав маухерита апосерпентинитовых лиственитов Золотой Горы

Компоненты, мас. %	202 центр	203 →	204 край	205 промежут.	206 промежут.	207 центр	208 край	209 центр
Ni	48,88	47,66	47,24	50,70	47,58	48,23	47,27	51,74
Co	3,02	следы	следы	2,40	2,49	3,26	3,97	0,04
Fe	0,61	0,32	0,21	0,70	0,08	1,14	0,31	0,62
Cu	0,23	4,74	6,88	0,34	0,32	0,00	0,40	0,52
As	46,92	46,72	46,12	47,27	46,46	47,00	46,60	46,71
Sb	0,58	0,57	0,59	0,45	0,58	0,25	0,52	0,35
Te	следы	следы	следы	1,08	0,74	0,60	следы	следы
S	0,03	0,75	0,81	–	0,06	0,60	1,02	0,013
сумма	100,27	100,76	101,85	102,94	99,03	101,17	100,09	100,10
Формульные единицы в расчете на 19 атомов (маухерит)								
Ni	10,33	9,99	9,77	10,48	10,25	10,06	9,92	10,93
Co	0,64	–	–	0,49	0,53	0,68	0,83	0,01
Fe	0,14	0,07	0,05	0,15	0,18	0,025	0,07	0,14
Cu	0,04	0,92	1,32	0,07	0,06	0,02	0,08	0,10
сумма	11,15	10,98	11,14	11,19	11,02	11,01	10,90	11,18
As	7,78	7,67	7,49	7,67	7,83	7,67	7,66	7,73
Sb	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,03	0,05	0,04–
Te	–	–	–	0,10	0,07	0,06	–	–
S	0,01	0,29	0,31	–	0,02	0,23	0,39	0,05
сумма	7,85	8,02	7,86	7,81	7,98	7,99	8,10	7,82

Примечание. Электронный микрозонд CameScan, аналитик Н.Н. Коротаева; Pb, Bi, Se, Au, Ag, Pd, Pt не обнаружены

рованы в жилках и прожилках кальцита, в том числе волосовидных, которые часто развиты в позднеэродированных жилах (диопсид). Агрегаты позднеэродированного диопсида часто интенсивно деформированы, смяты, будинированы и пропитаны поздним (лиственитовым) кальцитом с халькозином, медью, аурикуридом. Почти вся масса наблюдавшихся нами минералов группы медистого золота и амальгам Au-Ag находится в прожилках и микропрожилках кальцита (рис. 53, 67, 68).

Тальк – не столь редкий минерал в лиственитизированных родинитах центральной части месторождения. Тальк умеренно железистый и содержит заметную примесь Al и 0,2–0,5 мас. % NiO (табл. 39, ан. 210).

Хлорит, обычно достаточно крупночешуйчатый – характернейший минерал лиственитизированных родинитов. Данный хлорит существенно более глиноземистый и в несколько раз более железистый (табл. 39), чем хлорит ранних и поздних родинитов. Представлен как высоко-, так и низкохромистыми пикнохлоритом и реже диабантитом (ан. 211–216). Причем в центральной части ореола лиственитизации – в главных рудных зонах Золотой Горы развит наиболее глиноземистый (по существу, более высокотемпературный) хлорит, близкий к рипидолиту – типичнейшему хлориту лиственитов и березитов стандартных кварцево-жильных золоторудных месторождений [Спиридонов, 1977, 1995 а и др.]. В более внешней части ореола лиственитизации развит, главным образом, диабантит. По хромистости хлориты лиственитов и родинитов не отличаются.

Доломит – более ранний из карбонатов апородинитовых лиственитов. Обычно развит в небольших количествах, т.к. почти повсеместно замещен более поздним каль-

Химический состав минералов лиственитизированных родингитов Восточного (210–213), Южного (214) и Западного (215–216) рудных тел Золотой Горы

Компоненты, мас %	210	211	212	213	214	215	216
	тальк	пикнохлорит	Ст-пикнохлорит	пикнохлорит		диабантит	
SiO ₂	60,53	29,29	30,22	31,08	29,25	33,14	32,44
TiO ₂	следы	следы	следы	0,09	0,04	–	следы
Al ₂ O ₃	1,02	19,61	18,91	17,17	19,42	14,36	13,56
Cr ₂ O ₃	0,24	0,12	1,89	0,08	0,11	следы	следы
V ₂ O ₃	следы	0,06	0,29	следы	следы	следы	следы
FeO	4,01	17,78	12,42	15,51	15,67	14,84	16,18
MnO	0,03	следы	0,22	0,29	0,36	0,07	0,28
ZnO	следы	0,29	следы	следы	следы	0,11	0,20
CoO	следы	следы	следы	следы	0,09	0,25	следы
MgO	29,65	20,56	24,09	22,92	23,34	25,08	24,25
NiO	0,24	следы	следы	0,15	0,08	следы	0,17
сумма	95,72	87,86	88,04	87,29	88,36	87,85	87,08
Al _k		1,18	1,18	1,03	1,14	0,84	0,81
f	7,4	33,0	22,7	28,1	28,0	25,4	28,0

Примечание Электронный микрозонд Сатеса SX-50, анал Н Н Коротяева

цитом. Доломит и Fe-доломит сохранились от замещения главным образом на периферии рудных тел, где нередко развиты и прожилки как доломита, так и магнетит-доломитового состава.

Кальцит – широко распространенный минерал апородингитовых лиственитов. Большая его часть сконцентрирована в прожилках и гнездах, около которых в метасоматитах развиты пойкилокристаллы кальцита с поперечником до 5–8 см; они содержат массу мелких включений хлорита, а также включения длиннопризматических кристаллов рутила длиной 2–9 мм. Кальцит лиственитов содержит 0,1–1% FeO, 0,1–

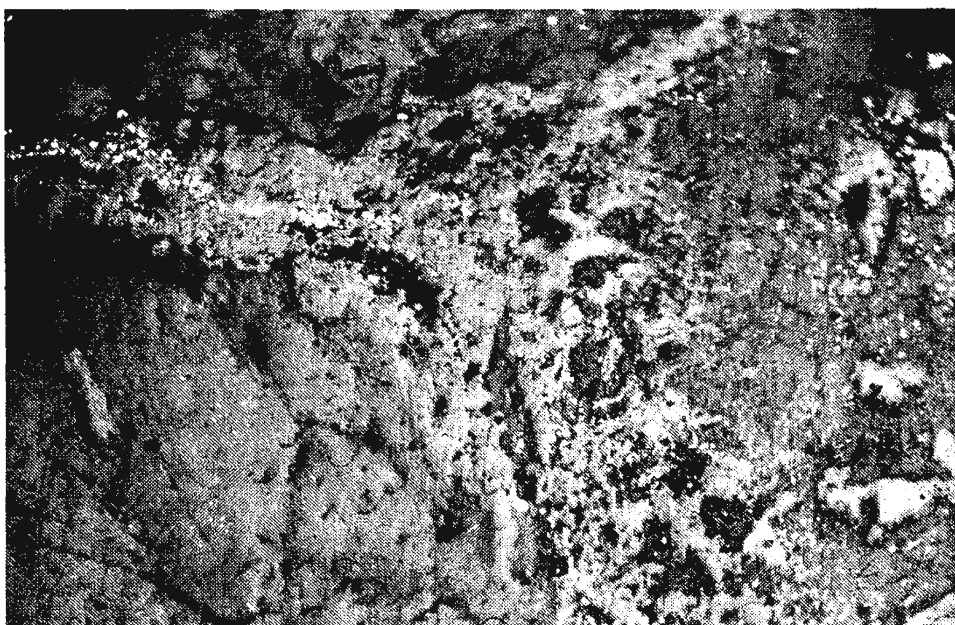


Рис 54 Обильная вкрапленность мелких зерен маучерита вдоль контакта лиственитизированных родингитов и серпентинитов (Западное рудное тело).
Аншлиф. Ширина поля зрения 4 мм

0,8% MgO, до 0,3% NiO, до 0,2% MnO и ZnO, т.е. существенно богаче Fe и Mg, чем кальцит родингитов.

Магнетит апородингитовых лиственитов по составу близок к $FeFe_2O_4$, беден Ni и Co, содержит до 0,2% Cr_2O_3 , до 0,3% ZnO и MnO.

Медь самородная – типичный аксессуарный минерал апородингитовых лиственитов центральной части месторождения Золотая Гора. Слагает ксеноморфные выделения размером до 2–3 мм, чаще менее 0,3 мм. По составу это практически чистая медь.

Маухерит в мелких выделениях особо обилен в лиственитизированных серпентинитах вдоль контактов с лиственитизированными родингитами (рис. 54).

Значительная часть рудных минералов лиственитизированных родингитов сконцентрирована в прожилках и гнездах кальцита; они описаны в главе 8.

Глава 8

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ И ЖИЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ОРЕОЛАХ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ ЗОЛОТОЙ ГОРЫ

Месторождение Золотая Гора представлено крутопадающими рудными зонами — линейными штокверками с прожилково-вкрапленными рудами, которые контролируются телами родингитов среди серпентинитов (см. рис. 5, 9). Родингиты и прилегающие серпентиниты золотоносны только там, где они лиственитизированы и содержат прожилки кальцита с минералами золота (см. рис. 53, 67, 68). Лиственитизированные родингиты содержат, главным образом, в прожилках кальцитового, реже кварц-хлорит-кальцитового, изредка существенно кварцевого состава вкрапленность и мелкие гнезда магнетита, халькозина (главный халькогенид золотых руд), обычно в ассоциации с самородной медью и маухеритом. Короткометражные рудоносные прожилки кальцита, мощность которых от волосовидных до первых мм, редко до 3–10 см, как и мелкая вкрапленность и микропрожилки минералов золота и парагенного халькозина, в основном размещены среди позднеродиингитовых жил диопсида в поздних родингитах, которые интенсивно перекристаллизованы и для которых типичны брекчиевидные (рис. 45, 46) и кокардовые текстуры, в хлоритолитах, реже в оталькованных и карбонатизированных серпентинитах. При этом, и поздние родингиты, и жилы диопсида, и хлоритолиты дополнительно тектонизированы. Весьма эффектно выглядят хлоритолиты с крупными метакристаллами — “ножами” диопсида; породы сильно смяты, “ножи” диопсида превращены в “змеи” (см. рис. 16); эти породы интенсивно лиственитизированы и оруденелы, содержат $n100$ г/т Au. Нередко рудоносные прожилки кальцита следуют по плоскостям спайности и вдоль отдельности крупнокристаллического позднеродиингитового диопсида.

Ранняя рудная ассоциация развита повсеместно и представлена магнетитом и небольшими количествами маухерита (см. рис. 54) в лиственитизированных серпентинитах и халькозина, меди, борнита, маухерита в лиственитизированных родингитах и хлоритолитах. Промежуточная рудная ассоциация развита в небольшой степени: это магнетит и селенсодержащие маухерит, никелин, миллерит (в серпентинитах) и халькозин, медь, маухерит, галенит, никелин, гринокит (в родингитах и хлоритолитах). Эти минеральные образования чаще развиты изолированно от ранней рудной ассоциации, изредка наблюдаются пересечения прожилков ранней рудной ассоциации прожилками магнетита с селенсодержащим халькозином. Поздняя рудная ассоциация проявлена незначительно, представлена редкой вкрапленностью брейтгауптита, а также самородной сурьмой и гаммой антимонидов Fe, Ni, Co, Cu, с которыми ассоциируют

галенит и свинец; эти минеральные образования обычно развиты изолированно от более ранних. Наиболее поздняя рудная ассоциация – продуктивная включает золото, минералы группы медистого золота, амальгамы золота-серебра и серебра, а, возможно, и амальгаму меди (колымит?); эти минеральные образования пересекают все более ранние, обрастают их, нередко слагают среди них метасоматические вросстки, в том числе и в брейтгауптите.

Максимальное содержание арсенидов в рудах 2–4%, сульфидов 1–2%, рядовое содержание тех и других в сумме составляет < 1%, т.е. руды убогосульфидные.

Ранняя рудная ассоциация

Листвениты карбонат-хлоритового состава зальбандов рудных тел содержат магнетит, а из халькогенидов только маухерит в количестве до 2–3 об.%, размер его выделений до 0,5–2 мм. Лиственитизированные родингиты Северного, Западного, Восточного и Южного рудных тел содержат в виде мелкой вкрапленности и в прожилках и гнездах кальцита однотипную ассоциацию минералов – магнетит + халькозин + маухерит + медь, к которым иногда добавляются борнит-халькозиновые сростания. Размер выделений рудных минералов от микронного до 20 мм (халькозин). Количество магнетита превышает содержания иных рудных минералов в 20–100 раз.

Маухерит $Ni_{11}As_8$ оруденелых апосерпентинитовых лиственитов содержит 2–3% Co, беден Fe и Sb, содержит следы Se и S (табл. 40). Состав маухерита в лиственитизированных родингитах рудных тел варьирует: в Северном рудном теле он обычно несколько обогащен Fe и крайне беден Se и Cu (табл. 41); в Западном рудном теле несколько обогащен Co (до 5%), беден Sb и Cu, содержит лишь следы Se (табл. 42); в

Таблица 40.

Химический состав маухерита оруденелых апосерпентинитовых лиственитов зальбандов Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	217	218	219	220	221 центр	222 край
Ni	48,96	48,97	47,11	47,75	48,16	50,05
Co	2,37	2,70	2,82	2,20	2,26	1,80
Fe	следы	следы	0,12	следы	0,10	0,30
As	47,55	48,07	47,95	48,19	48,97	48,45
Sb	0,13	0,21	0,20	0,20	0,12	0,30
S	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03	0,06
Se	0,08	следы	следы	0,08	следы	следы
сумма	99,13	99,99	98,27	98,45	99,64	100,95
Формульные единицы в расчете на 19 атомов						
Ni	10,48	10,40	10,19	10,32	10,29	10,52
Co	0,51	0,57	0,61	0,48	0,48	0,38
Fe	–	–	0,03	–	0,02	0,07
сумма	10,99	10,97	10,83	10,80	10,79	10,97
As	7,97	8,00	8,12	8,16	8,19	7,98
Sb	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
S	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02
Se	0,01	–	–	0,01	–	–
сумма	8,01	8,03	8,17	8,20	8,21	8,03

Примечание. Электронный микронзонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; Bi, Te не обнаружены.

*Минералогия прожилково-вкрапленных и жильных
золоторудных образований в ореолах лиственитизации Золотой горы*

Таблица 41.

Химический состав минералов ранней рудной ассоциации Северного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	223	224	225	226	227	228	229	230	231
	маухерит					халькозин			медь
Ni	48,64	47,48	48,68	49,18	48,09	0,04	0,04	следы	следы
Co	2,11	2,65	2,71	2,34	2,45	0,06	0,02	следы	0,06
Fe	0,17	1,08	0,73	0,67	0,86	0,82	0,45	0,50	0,20
Cu	следы	0,03	следы	0,02	следы	78,68	79,35	79,88	99,28
As	49,41	49,77	48,68	48,45	48,82	—	—	—	—
Sb	0,21	0,07	0,18	0,17	0,17	следы	0,05	следы	0,06
Bi	0,08	следы	следы	следы	следы	следы	0,04	0,04	0,05
S	0,13	0,06	0,05	0,07	0,09	20,97	20,58	20,66	следы
сумма	100,75	101,14	101,01	100,90	100,48	100,57	100,53	101,08	99,65
Формульные единицы									
Ni	10,27	9,98	10,22	10,34	10,16	0,001	0,001	—	—
Co	0,44	0,56	0,57	0,49	0,52	0,001	0,001	—	—
Fe	0,04	0,24	0,16	0,15	0,19	0,023	0,013	0,014	—
Cu	—	0,01	—	—	—	1,947	1,971	1,974	—
сумма	10,75	10,79	10,95	10,98	10,87	1,972	1,986	1,988	—
As	8,17	8,18	8,01	7,97	8,08	—	—	—	—
Sb	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	—	0,001	—	—
S	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	1,028	1,013	1,012	—
сумма	8,25	8,21	8,05	8,02	8,13	1,028	1,014	1,012	—

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; Au, Ag, Se, Te не обнаружены.

Таблица 42.

Химический состав минералов ранней рудной ассоциации Западного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	232	233	234	235	236	237	238	239
	маухерит			халькозин			медь	
Ni	45,87	48,20	48,82	0,08	следы	следы	—	0,08
Co	4,98	2,37	2,68	следы	следы	следы	0,05	сл.
Fe	0,95	0,22	0,28	0,02	следы	следы	0,10	0,18
Cu	следы	следы	0,05	80,40	80,59	80,32	100,70	99,74
As	48,72	49,13	49,60	—	0,09	0,27	0,05	0,41
Sb	0,05	0,08	0,15	следы	0,04	0,03	следы	следы
Bi	0,14	следы	следы	следы	следы	следы	0,19	следы
S	0,11	0,08	0,13	19,53	20,09	20,11	0,28	0,16
Se	следы	следы	следы	следы	следы	следы	—	—
сумма	100,82	100,08	101,71	100,03	100,81	100,73	101,32	100,57
Формульные единицы								
Ni	9,79	10,30	10,27	0,002	—	—	—	—
Co	0,79	0,38	0,43	—	0,001	—	—	—
Fe	0,21	0,05	0,06	0,001	—	—	—	—
Cu	—	—	—	2,023	2,006	2,001	—	—
сумма	10,79	10,73	10,76	2,026	2,007	2,001	—	—
As	8,15	8,22	8,18	—	0,002	0,006	—	—
Sb	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—
Bi	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
S	0,04	0,03	0,05	0,974	0,991	0,993	—	—
сумма	8,21	8,27	8,24	0,974	0,993	0,999	—	—

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н. Кононкова; Au, Ag, Te не обнаружены.

Таблица 43.

Химический состав минералов ранней рудной ассоциации Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	240	241	242	243	244	245	246	247	248
	маухерит				халькозин				медь
Ni	50,48	48,50	49,84	49,29	–	–	0,05	0,06	0,04
Co	2,42	1,82	2,48	1,92	–	–	следы	0,03	сл,
Fe	0,02	0,06	0,04	0,05	0,13	0,09	0,21	0,32	0,56
Cu	0,10	следы	0,50	следы	80,54	79,60	79,89	79,19	99,01
As	49,06	48,77	47,82	49,17	0,12	0,10	следы	0,04	0,06
Sb	0,08	0,19	0,08	0,19	следы	0,04	0,06	следы	0,05
S	0,04	0,05	0,04	0,08	20,28	19,91	20,41	19,43	0,23
Se	0,18	0,18	0,20	0,26	следы	следы	0,06	0,07	–
сумма	102,38	99,56	101,00	100,95	101,07	99,74	100,68	99,64	99,95
Формульные единицы									
Ni	10,46	10,37	10,46	10,38	–	–	0,001	0,002	
Co	0,50	0,39	0,52	0,40	–	–	–	0,001	
Fe	–	0,01	0,01	0,01	0,004	0,003	0,006	0,009	
Cu	0,02	–	0,10	–	1,997	2,002	1,986	1,992	
сумма	10,98	10,77	11,09	10,79	2,001	2,005	1,993	2,004	
As	7,97	8,16	7,86	8,12	0,002	0,002	–	0,001	
Sb	0,01	0,02	0,01	0,02	–	–	0,001	–	
S	0,01	0,02	0,01	0,03	0,997	0,993	1,005	0,994	
Se	0,03	0,03	0,03	0,04	–	–	0,001	0,001	
сумма	8,02	8,23	7,91	8,21	0,999	0,995	1,007	0,996	

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анализ. Н.Н. Кононкова; Au, Ag, Bi, Te не обнаружены.

Таблица 44.

Химический состав минералов ранней рудной ассоциации Южного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	249	250	251	252	253	254	255	256
	маухерит					халькозин	медь	
Ni	47,03	48,87	48,04	47,84	46,77	–	0,08	0,05
Co	2,94	2,75	2,58	2,88	3,58	–	следы	–
Fe	0,25	0,14	0,78	0,58	0,92	следы	0,08	0,17
Cu	0,80	следы	следы	0,16	следы	81,64	99,25	98,25
As	46,61	46,14	46,72	46,26	44,63	0,16	0,16	сл,
Sb	0,12	0,08	0,12	0,36	1,31	0,06	–	0,02
Bi	0,15	0,02	следы	0,04	следы	следы	–	0,26
S	0,05	0,06	0,10	0,07	0,06	20,36	0,05	0,03
Se	следы	следы	следы	следы	следы	0,03	–	–
сумма	97,96	98,05	98,34	98,19	97,26	102,25	99,61	98,73
Формульные единицы								
Ni	10,19	10,54	10,34	10,33	10,21	–		
Co	0,63	0,59	0,55	0,62	0,78	–		
Fe	0,06	0,03	0,18	0,13	0,21	–		
Cu	0,16	–	–	0,03	–	2,006		
сумма	11,04	11,16	11,07	11,11	11,20	2,006		
As	7,92	7,80	7,88	7,82	7,64	0,003		
Sb	0,01	0,01	0,01	0,04	0,14	0,001		
Bi	0,01	0,01	–	–	–	–		
S	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,990		
сумма	7,96	7,84	7,93	7,89	7,80	0,994		

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анализ. Н.Н. Кононкова; Au, Ag, Te не обнаружены.

Восточном рудном теле выделяется заметными содержаниями Se и Cu, беден Fe и Sb (табл. 43); в Южном рудном теле относительно обогащен Sb (ан. 253 – 1,3% Sb), содержит лишь следы Se (табл. 44).

Борнит – относительно редкий минерал рудных тел, слагает небольшие кристаллы и неправильной формы выделения, обычно содержит массу телец халькозина; это продукты распада твердого раствора $Cu_5FeS_4 - Cu_2S$ (рис. 55).

Халькозин – наиболее распространенный халькогенид рудных тел Золотой Горы. Слагает ксеноморфные выделения, чаще примерно изометричные (рис. 56, 57) и прожилковидные. В отраженном свете светло-серый с голубым оттенком. Нередко наблюдаются двойники полиморфных переходов, что характерно для халькозина эндогенных ассоциаций. Двуотражение и анизотропия очень слабые. Состав халькозина близок к стехиометричному. Халькозин Северного рудного тела несколько обогащен Fe – 0,5–0,8%, Se в нем не обнаружен (табл. 41, ан. 228–230). Халькозин Западного рудного тела беден примесями, содержит лишь следы Se (табл. 42, ан. 235–237). Халькозин Восточного рудного тела содержит немного Se и до 0,3% Fe (табл. 43, ан. 244–247). Халькозин Южного рудного тела беден примесями (табл. 44, ан. 254).

Медь самородная – типичный и широко распространенный минерал ранней рудной ассоциации. Размер ее ксеноморфных выделений достигает 2–3 мм. Наибольшее количество наиболее крупных выделений меди типично для тех участков рудных тел, где крайне мало халькозина и низкие содержания золота, т.е. там, где не проявлена

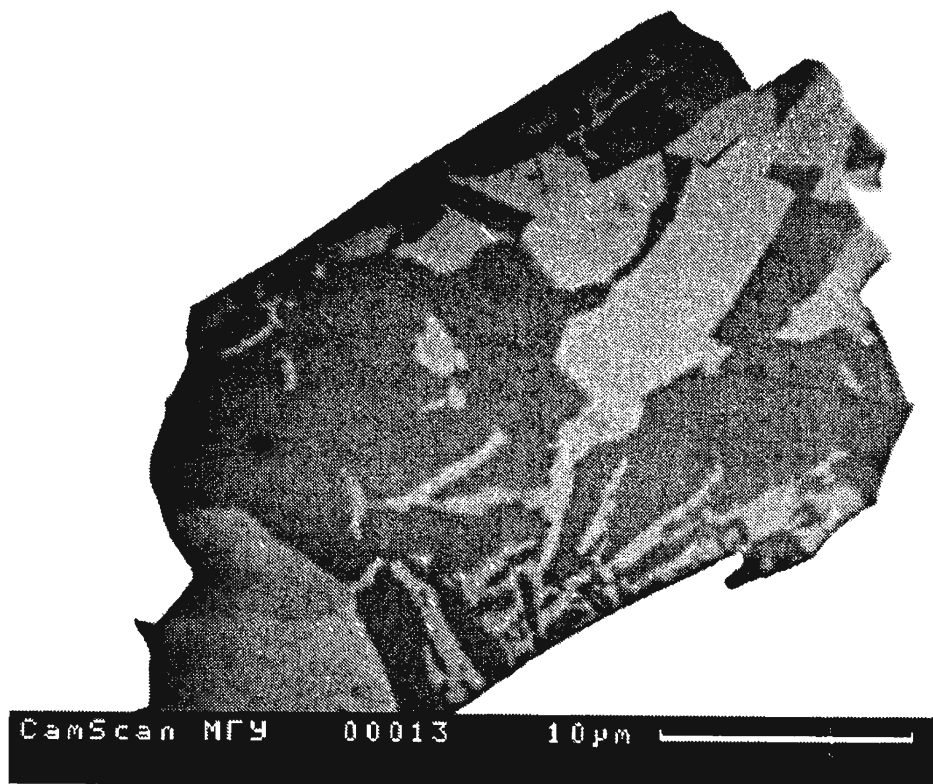


Рис 55 Срастание борнита (серый) и халькозина (светло-серый)
типа структуры распада твердого раствора.

Включение в медистом золоте (белое, матрица). Снимок в отраженных электронах

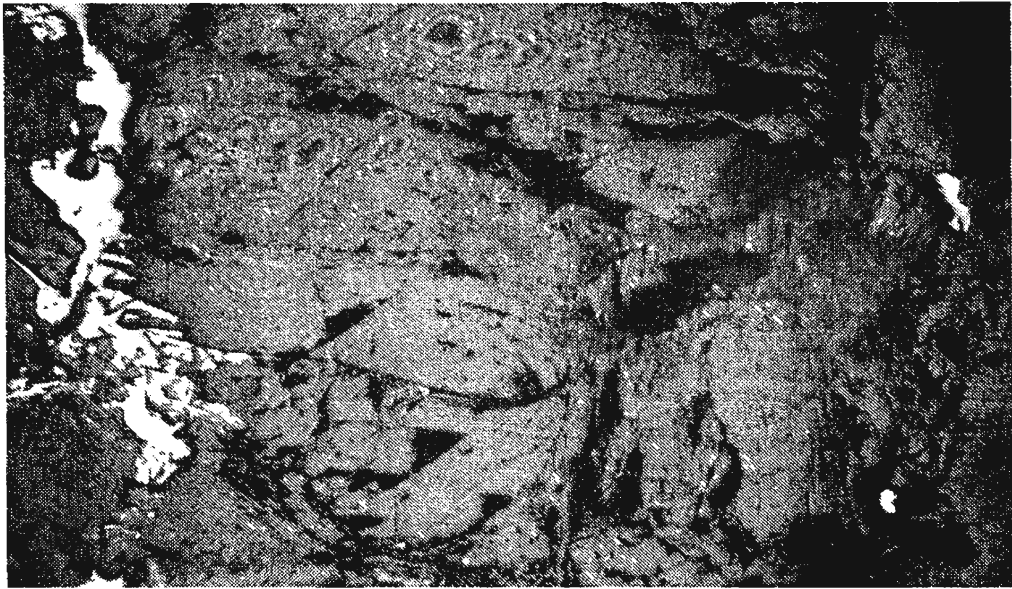


Рис 56 Ксеноморфные выделения халькозина в прожилке кальцита в деформированных и лиственитизированных родингитах (Южное рудное тело).
Аншлиф. Ширина поля зрения 8 мм

более поздняя минерализация. Минерал по составу отвечает почти чистой меди (табл. 41–44), содержит примеси Fe (до 0,6%, ан. 248), As (до 0,4%, ан. 239), Bi (до 0,3%, ан. 256).

Промежуточная рудная ассоциация

Листвениты и лиственитизированные серпентиниты и хлоритолиты зальбандов рудных тел Золотой Горы содержат небольшое количество маухерита и никелина, миллерита; в Восточном рудном теле эти же минералы селенсодержащие. Лиственитизированные родингиты рудных тел Золотой Горы содержат халькозин, а также маухерит и реже галенит и никелин; в Восточном рудном теле кроме того развит селенсодержащий халькозин с включениями гринокита.

Маухерит данной ассоциации содержит до 3% Co и выделяется наличием 0,3–0,5% Se, его состав обычно близок к стехиометричному (табл. 45, ан. 257–260).

Никелин – относительно редкий минерал Золотой Горы. Слагает мелкие уплощенные выделения. Обогащен кобальтом до 4%, медью, содержит примеси селена (табл. 45, ан. 261). Никелин нередко окружен тонкими каймами миллерита.

Халькозин слагает ксеноморфные выделения в массе карбоната, хлорита. Характеризуется небольшим, но в агрегатах заметным двуотражением. Спектры отражения халькозина : R_1 и R_2 – 36,7 и 36,9 (420 нм); 37,0 и 36,9 (440); 37,0 и 36,1 (460); 35,5 и 35,3 (480); 34,4 и 34,2 (500); 33,4 и 32,5 (520); 32,7 и 31,8 (540); 32,1 и 31,1 (560); 31,3 и 30,3 (580); 31,0 и 29,8 (600); 30,6 и 29,5 (620); 30,3 и 28,7 (640); 29,9 и 28,6 (660); 29,6 и 28,2 (680); 29,9 и 28,4 (700 нм) (спектры измерены Д.К.Щербачевым; микро-спектрофотометр МСФУ-312-Л; эталон – аттестованный металлический кремний). Величина отражения халькозина Золотой Горы близка к эталонной [Чвилева и др.,

**Химический состав минералов промежуточной рудной ассоциации
Восточного рудного тела Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	257	258	259	260	261	262	263
	маухерит				никелин	халькозин	
Ni	49,45	51,38	48,86	50,24	39,83	—	—
Co	2,58	2,61	2,37	3,27	4,06	—	—
Fe	0,08	0,05	следы	0,03	0,31	следы	следы
Cu	следы	0,14	0,05	0,03	0,60	80,26	79,58
As	47,26	48,23	49,19	48,31	55,94	—	—
Sb	0,14	0,08	0,09	0,20	0,22	следы	следы
S	0,06	0,06	0,07	0,03	0,16	19,92	20,64
Se	0,35	0,37	0,39	0,45	0,19	0,44	0,50
сумма	99,92	102,92	101,02	102,56	101,31	100,62	100,72
Формульные единицы							
Ni	10,49	10,56	10,28	10,39	0,904	—	—
Co	0,55	0,54	0,50	0,67	0,069	—	—
Fe	0,02	0,01	—	0,01	0,007	—	—
Cu	—	0,03	0,01	0,01	0,013	2,005	1,975
сумма	11,06	11,14	10,79	11,08	0,993	2,005	1,975
As	7,85	7,77	8,11	7,82	0,995	—	—
Sb	0,01	0,01	0,01	0,02	0,002	—	—
S	0,02	0,02	0,03	0,01	0,007	0,986	1,015
Se	0,06	0,06	0,06	0,07	0,003	0,009	0,010
сумма	7,94	7,86	8,21	7,92	1,007	0,995	1,025

Примечание. Электронный микрозонд Сатеса SX-50, анал. Н.Н. Кононова; Au, Ag, Te, Bi не обнаружены.

1988]. Халькозин промежуточной рудной ассоциации содержит заметное количество селена — 0,4–0,5% (табл. 45, ан. 262–263).

Гриноцит — характерный минерал промежуточной рудной ассоциации [Плетнев, 1998]. Гипогенный гриноцит слагает ксеноморфные выделения размером до 0,3 мм, обычно менее 30 микрон (рис. 58). Оптические свойства минерала стандартные. Спектр отражения содержит характерный максимум в зеленой области, около 510 нм. $VHN_{10-25} = 76-128$, в среднем 102 кг/мм². Гриноцит содержит около 1–2% Zn, до 0,4% Hg, 0,5–2% Cu, до 0,2% Se (табл. 46). Выделения гриноцита по составу зональны: их центральные части обогащены Cu (ан. 264), внешние зоны бедны Cu и несколько обогащены Hg и Se (ан. 269).

Как видно из приведенных выше данных, халькогениды Восточного рудного тела содержат заметное количество селена.

Поздняя рудная ассоциация

Поздняя рудная ассоциация антимонидовая, представлена в основном редкой вкрапленностью брейтгауптита [Ложечкин, 1935; Минералогия Урала, 1941; Боришанская и др., 1981].

Брейтгауптит слагает редкую мелкую вкрапленность в лиственитизированных серпентинитах и родингитах, в кальцитовых прожилках среди них.

В Восточном рудном теле в одном из прожилков крупнокристаллического кальцита обнаружено гнездо самородной сурьмы с многочисленными мелкими включения-

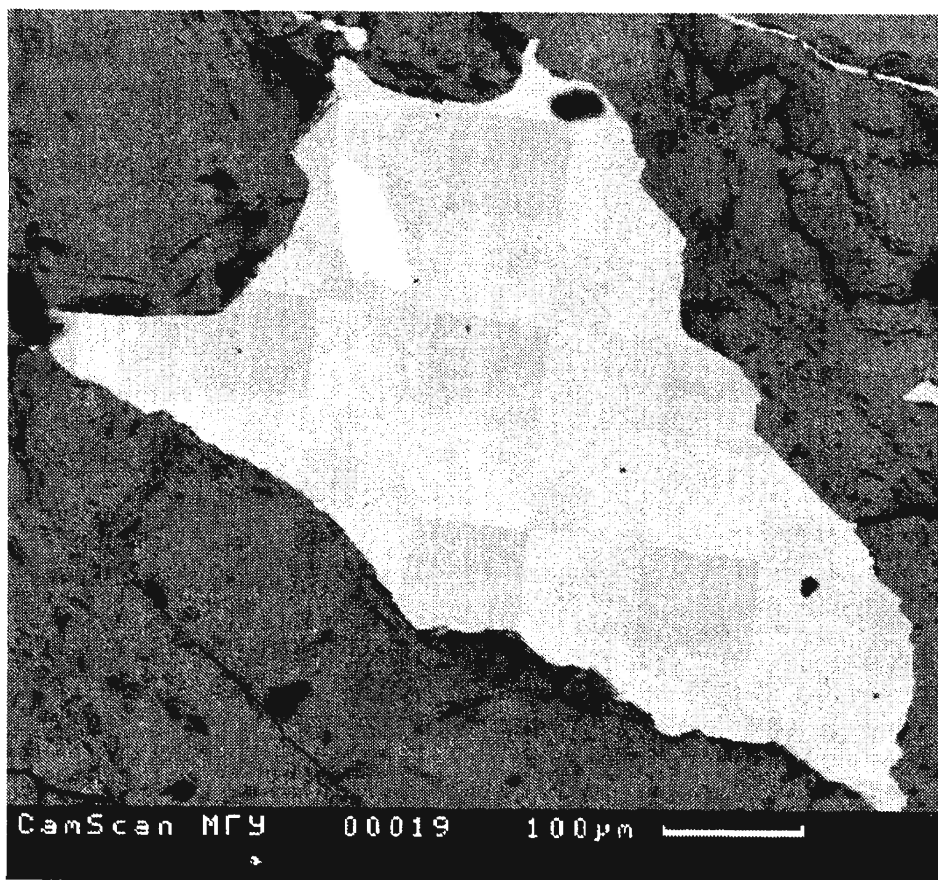


Рис 58 Гринокит (белое) включен в халькозин (светло-серое) среди магнетита (серое)
(Восточное рудное тело).
Снимок в отраженных электронах

Таблица 46

Химический состав гринокита Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас %	264 центр	265 →	266 край	267 центр	268 →	269 край
Cd	75,47	75,35	75,74	76,55	76,76	76,37
Zn	1,26	1,75	1,33	1,68	0,73	1,65
Hg	следы	следы	0,05	следы	0,08	0,41
Cu	2,17	1,86	1,84	1,39	0,40	0,59
Mn	0,01	следы	0,01	0,03	0,03	0,01
S	22,97	23,11	23,30	23,81	22,63	22,89
Se	следы	следы	0,09	следы	следы	0,17
сумма	101,88	102,07	102,36	103,46	100,63	102,09
Формульные единицы в расчете на 2 атома						
Cd	0,932	0,927	0,929	0,932	0,970	0,949
Zn	0,027	0,037	0,028	0,036	0,016	0,035
Hg	—	—	—	—	0,001	0,003
Cu	0,047	0,040	0,039	0,029	0,009	0,013
Mn	—	—	—	0,001	0,001	—
сумма	1,006	1,004	0,996	0,998	0,997	1,000
S	0,994	0,996	1,002	1,002	1,003	0,997
Se	—	—	0,002	—	—	0,003

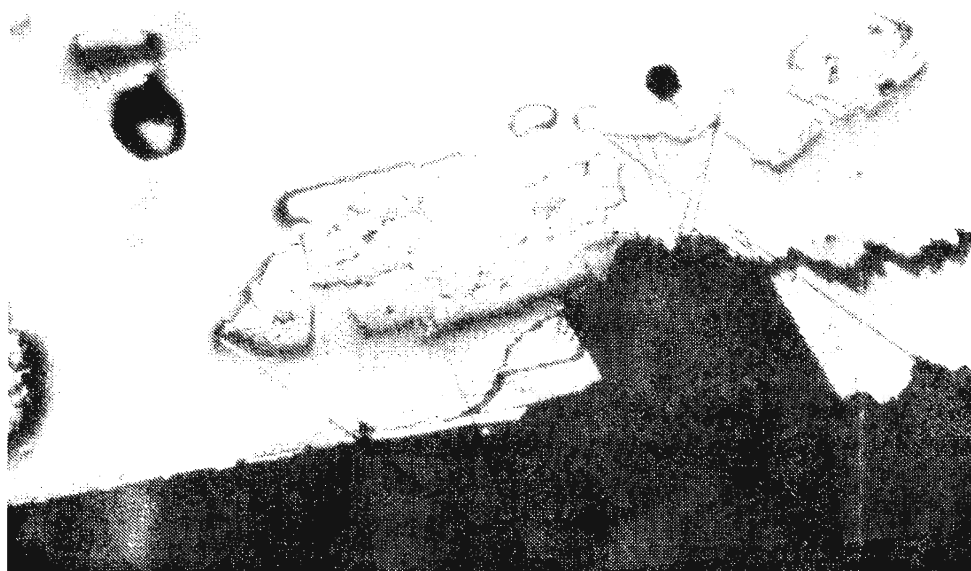
Примечание Электронный микронд Сатеса SX-50, анал Н Н Кононкова

ми нисбита, купростибита, златогорита, значительно реже ульманнита, сейняюкита, гудмундита, галенита, свинца [Спиридонов и др., 1996].

Сурьма образует мелкозернистые агрегаты. Отличается весьма высоким отражением и четкой анизотропией. Содержит 1,5–2,2, в среднем 1,7% As. $VHN_{20}=50-120$, обычно 60–95, в среднем 80 кг/мм² (n=24).

Нисбит $NiSb_2$. Среди вростков в сурьме наиболее распространены многочисленные небольшие (до 250 мкм) полускелетные и скелетные, а также призматические кристаллы нисбита (рис. 59). Форма поперечного сечения кристаллов ромбовидная. В отраженном свете внутренние зоны кристаллов нисбита чисто белые (на контакте с сурьмой имеют сиреневато-серый оттенок), внешние зоны – с отчетливым голубовато-розоватым оттенком, в целом несколько более светлые, с более высоким рельефом. К внешним зонам кристаллов нисбита постепенно и более или менее синхронно снижаются содержания Ni и Sb и возрастают Fe и As (табл. 47–50). Внешние зоны нисбита обычно содержат около 10–12% Ni, 5–7% Fe, 60% Sb, 16–19% As (табл. 47, ан. 275–276; табл. 48, ан. 284; табл. 50, ан. 294–297). Таким образом, для нисбита Золотой Горы характерен парный изоморфизм $NiSb - FeAs$. В целом в нисбите содержания Co достигают 3%, Cu – 2%, S и Bi – 0,5%. Соотношения Ni : Co колеблются от 40 до 5, Sb : As от 20 до 2, Me : X = 0,95–1,06 : 2,05–1,94, обычно Me : X = 0,99–1,02 : 2,01–1,98. $VHN_{50}=495-780$, обычно 590–760 (n=11). Твердость Fe-As нисбита Золотой Горы заметно выше, чем у нисбита без Fe-As [Качаловская, Кукоев, 1973; Чвилева и др., 1988].

Сейняюкит $FeSb_2$. На кристаллах нисбита нередко развиты узкие (5–60, обычно менее 20 мкм) зоны нарастания сейняюкита, границы зон четкие. В отраженном свете на контакте с нисбитом сейняюкит имеет отчетливый голубовато-розоватый оттенок, для него характерны более сильная анизотропия и пониженный рельеф. Сейняюкит содержит (% мас.): 9–12 Fe, 56–80 Sb, значительные примеси: 5–9 Ni, 12–21 As,



*Рис 59 Кристаллы нисбита (рельефные) в массе самородной сурьмы
(Восточное рудное тело).*

Аншлиф. Ширина поля зрения 0,5 мм

Таблица 47.

Химический состав нисбита и сейнйюкита зонального срastания в гнезде самородной сурьмы Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	270	271	272	273	274	275	276	277	278
	нисбит						сейнйюкит		
	центр	→	→	→	→	→	край	центр	край
Ni	18,55	14,44	16,08	11,51	12,85	15,96	12,20	8,95	5,68
Co	0,66	0,92	2,31	2,33	1,78	0,71	2,71	2,72	2,65
Fe	0,96	2,60	2,60	5,38	4,90	5,13	6,24	9,38	12,24
Cu	0,10	2,00	0,26	2,15	0,12	0,25	0,00	0,26	0,00
Sb	79,83	74,23	71,41	65,64	67,54	62,04	58,34	55,77	66,75
As	1,02	5,19	7,21	11,34	11,77	16,14	18,63	20,59	12,18
S	0,06	0,07	0,06	0,06	0,43	0,55	0,61	0,67	0,32
сумма	101,18	99,45	99,93	98,41	99,93	100,78	98,73	98,34	99,81
Формульные единицы в расчете на 3 атома									
Ni	0,932	0,722	0,785	0,556	0,618	0,727	0,560	0,407	0,268
Co	0,033	0,046	0,112	0,112	0,085	0,032	0,124	0,123	0,125
Fe	0,051	0,137	0,133	0,273	0,247	0,246	0,301	0,449	0,608
Cu	0,005	0,093	0,012	0,096	0,005	0,010	—	0,011	—
сумма	1,021	0,998	1,042	1,037	0,955	1,015	0,985	0,990	1,001
Sb	1,933	1,792	1,678	1,529	1,564	1,363	1,293	1,222	1,521
As	0,040	0,204	0,275	0,429	0,443	0,576	0,671	0,733	0,451
S	0,006	0,006	0,005	0,005	0,038	0,046	0,051	0,055	0,027
сумма	1,979	2,002	1,958	1,963	2,045	1,985	2,015	2,010	1,999

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Н.Н.Коротаева; Pb, Bi, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

Таблица 48.

Химический состав нисбита, сейнйюкита и ульманнита из зонального срastания в гнезде самородной сурьмы Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	279	280	281	282	283	284	285	286
	нисбит						сейнйюкит	ульманнит
	центр	→	→	→	→	край		
Ni	17,52	19,14	18,36	17,09	15,39	10,60	8,79	15,41
Co	1,03	0,47	1,05	0,93	2,40	1,05	3,63	3,98
Fe	0,96	0,99	0,95	2,43	0,97	7,14	9,14	8,84
Cu	0,05	0,25	0,22	0,76	1,82	1,02	0,42	0,69
Sb	79,11	76,25	73,95	72,41	69,62	60,45	66,04	39,61
As	0,80	1,99	6,66	6,84	10,91	16,79	12,67	15,84
Bi	0,53	0,43	0,37	0,22	следы	0,17	следы	следы
S	0,04	0,02	0,13	0,07	0,15	0,44	0,54	17,11
сумма	100,04	99,54	101,69	100,75	101,26	97,66	101,23	101,48
Формульные единицы в расчете на 3 атома								
Ni	0,897	0,967	0,891	0,831	0,734	0,503	0,405	0,502
Co	0,053	0,024	0,051	0,045	0,114	0,050	0,166	0,129
Fe	0,052	0,053	0,048	0,124	0,049	0,356	0,443	0,302
Cu	0,002	0,011	0,010	0,034	0,080	0,045	0,018	0,021
сумма	1,004	1,055	1,000	1,034	0,977	0,954	1,032	0,954
Sb	1,952	1,858	1,730	1,697	1,602	1,382	1,466	0,622
As	0,032	0,079	0,253	0,260	0,408	0,624	0,457	0,404
Bi	0,008	0,006	0,005	0,003	—	0,002	—	—
S	0,004	0,002	0,012	0,006	0,013	0,038	0,045	1,020
сумма	1,996	1,945	2,000	1,966	2,023	2,046	1,968	2,046

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Н.Н.Коротаева; Pb, Bi, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

*Минералогия прожилково-вкрапленных и жильных
золоторудных образований в ореолах лиственитизации Золотой горы*

Таблица 49.

**Химический состав нисбита из зонального сростания антимонидов в гнезде самородной сурьмы
Восточного рудного тела Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	287 центр	288 →	289 →	290 →	291 →	292 →	293 пром.
Ni	17,98	18,71	18,08	17,72	17,18	14,25	12,56
Co	0,75	0,60	0,77	0,97	0,94	2,04	2,22
Fe	1,35	0,99	1,19	0,83	1,75	3,34	5,78
Cu	0,15	0,07	0,13	0,08	0,06	0,84	0,85
Sb	79,60	76,95	79,50	77,90	76,38	71,95	77,35
As	1,23	1,90	2,16	2,18	3,73	7,81	3,82
Bi	следы	следы	следы	следы	0,19	следы	следы
S	0,16	следы	0,16	0,15	0,13	0,29	следы
сумма	101,22	99,22	101,99	99,83	100,36	100,52	102,58
Формульные единицы в расчете на 3 атома							
Ni	0,901	0,952	0,896	0,898	0,875	0,691	0,608
Co	0,037	0,030	0,038	0,049	0,047	0,098	0,107
Fe	0,071	0,053	0,062	0,044	0,092	0,170	0,294
Cu	0,007	0,003	0,006	0,004	0,003	0,038	0,038
сумма	1,016	1,038	1,002	0,995	0,999	0,997	1,047
Sb	1,921	1,886	1,900	1,904	1,840	1,681	1,808
As	0,048	0,076	0,084	0,087	0,146	0,296	0,145
Bi	—	—	—	—	0,003	—	—
S	0,015	—	0,014	0,014	0,012	0,026	—
сумма	1,984	1,962	1,998	2,005	2,001	2,003	1,953

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Н.Н.Корогаева; Pb, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

Таблица 50.

**Химический состав нисбита, сейняйокита, купростибита зонального сростания в гнезде самородной
сурьмы Восточного рудного тела Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	294	295	296	297	298	299
	пром.	нисбит			сейняйокит	купростибит
		→	→	край		
Ni	10,77	10,59	10,43	9,69	5,55	0,54
Co	2,21	2,43	1,84	2,99	1,37	0,12
Fe	6,18	6,96	7,12	6,93	11,35	0,04
Cu	1,58	0,77	1,37	0,77	0,04	51,13
Sb	70,98	68,38	61,30	59,39	79,85	46,27
As	9,90	11,16	16,39	17,38	2,21	1,04
Bi	следы	следы	следы	0,10	следы	0,93
S	0,23	0,28	следы	0,31	0,14	0,07
сумма	101,85	100,56	99,45	97,56	100,51	100,14
Формульные единицы в расчете на 3 атома						
Ni	0,510	0,502	0,493	0,458	0,280	0,023
Co	0,104	0,114	0,087	0,141	0,069	0,005
Fe	0,308	0,347	0,354	0,34	0,602	0,002
Cu	0,069	0,034	0,060	0,034	0,002	1,983
сумма	0,991	0,997	0,994	0,997	0,953	2,013
Sb	1,622	1,564	1,398	1,352	1,946	0,937
As	0,367	0,415	0,608	0,643	0,088	0,034
Bi	—	—	—	0,001	—	0,011
S	0,020	0,024	—	0,027	0,013	0,005
сумма	2,009	2,003	2,006	2,023	2,047	0,987

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Н.Н.Корогаева; Pb, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

1–4 Со (табл. 47, ан. 277–278; табл. 48, ан. 285; табл. 50, ан. 298). Внутренние, прилегающие к нисбиту зоны сейньяокита обогащены Ni и As, внешние зоны по составу ближе к FeSb_2 . Величины отношений $\text{Sb} : \text{As}$ колеблются от 20 до 2, $\text{Ni} : \text{Co}$ от 4 до 2, $\text{Me} : \text{X} = 0,95\text{--}1,03 : 2,05\text{--}1,97$. Для сейньяокита характерен изоморфизм $\text{Sb} - \text{As}$. VHN_{50} мышьяковистого сейньяокита Золотой Горы 290–435 ($n=4$), т.е. выше, чем у сейньяокита Сейньяоки, в составе которого меньше As и Ni [Mozgova et al., 1977]. Рентгенограмма сейньяокита Золотой Горы (ан. 298) близка к эталонной, параметры элементарной ячейки $a_0 = 5,158 (12) \text{ \AA}$, $b_0 = 6,497 (9) \text{ \AA}$, $c_0 = 3,198 (13) \text{ \AA}$. Поскольку структура сейньяокита марказитового типа, индексация осей его решетки, приведенная в работе [Mozgova et al., 1977], уточнена нами в соответствии с общепринятой для таких структур: $b > a \gg c$.

Итак, данные по составу антимонидов никеля и железа свидетельствуют, что ряд нисбит NiSb_2 – сейньяокит FeSb_2 со структурами типа марказита непрерывен по составу (рис. 60). Все члены этого ряда содержат до трети арсенидного минала и менее 5% сульфоантимонидового или сульфоарсенидного миналов.

В ряде случаев кристаллы нисбита с оторочками сейньяокита или без них окружены полными или прерывистыми каймами ульманнита и/или златогорита. Изредка ульманнит окружает тонкая кайма (пленка) гудмундита. С внешней стороны таких сростаний нередко расположены призматические кристаллы купростибита. Купростибит, златогорит, ульманнит образуют и многочисленные обособленные выделения в самородной сурьме.

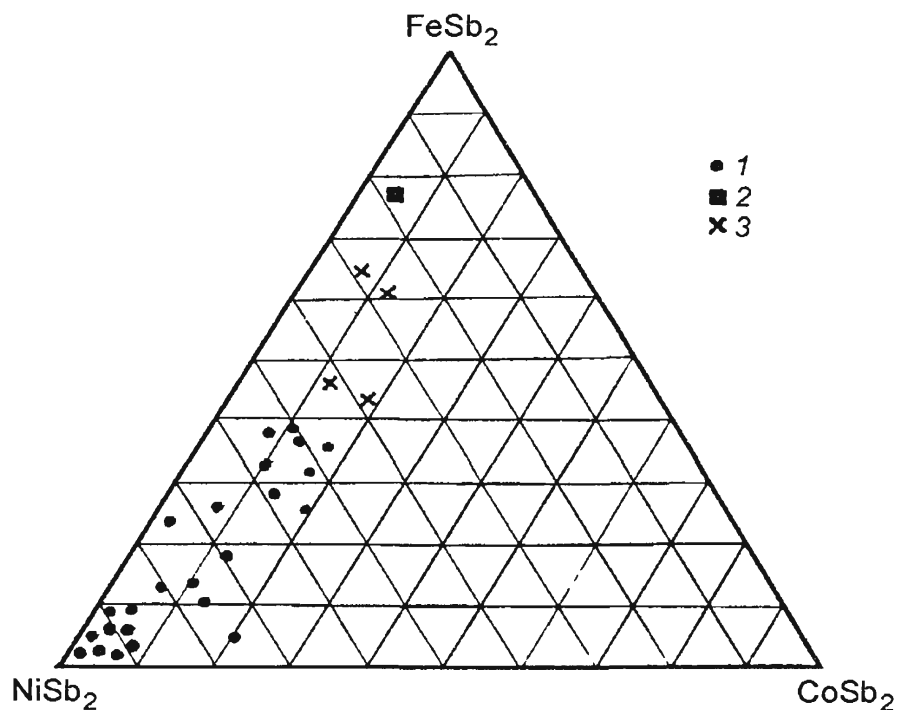


Рис. 60. Состав минералов серии нисбит-сейньяокит.

1 – нисбит Золотой Горы; 2 – сейньяокит месторождения Сейньяоки (Финляндия), по [Mozgova et al., 1977]; 3 – сейньяокит Золотой Горы

Ульманнит NiSbS из кайм на сейняюките обогащен As до 17% (Sb : As=1,5), Fe до 9%, Co до 4% (Ni : Co = 4) (табл. 48, ан. 286). Ульманнит обособленных выделений не столь богат примесями (табл. 51, ан. 300). В отраженном свете на фоне сурьмы ульманнит серый, рельефный, с отчетливой спайностью по кубу. $VHN_{50}=490-585$ (n=5).

Купростибит Cu_2Sb слагает мелкие призматические и длиннопризматические кристаллы, с удлинением 2–20, обычно 3–5, их длина до 0,1 мм; преобладают грани ромбических призмы и пирамид (рис. 61). Кроме того, купростибит образует в сурьме скелетные кристаллы (рис. 62). Цвет минерала насыщенный сиренево-розовый, фиолетово-розовый, сходен с цветом брейтгауптита. Двухотражение сильное с плеохроизмом от розово-фиолетового до кремово-розового. Анизотропия исключительно сильная с цветными эффектами в буровато-красных, красновато-желтых, сине-фиолетовых тонах. Изредка встречаются пластинчатые двойники. Купростибит содержит немного As, Bi, Ni (табл. 50, ан. 299). $VHN_{50}=210-275$, обычно 230–275, в среднем 245 кг/мм² (n=36). Спектры отражения купростибита Золотой Горы (табл. 52а) близки к эталонным [Чвилева и др., 1988], спектральные кривые $R_1=R_e$ и $R_2=R_o$ пересекаются около 630 нм (рис. 63). Рентгенограмма купростибита Золотой Горы близка к эталонной (ASTM 22–601); параметры элементарной ячейки, определенные при монокристалльной съемке И.В.Петровой (МГУ), – $a_0=4.005$ (8) Å и $c_0=6.111$ (6) Å, что близко с данными, приведенными в работе [Дриц и др., 1979].

Состав другой группы кристаллов купростибита в гнезде сурьмы иной – они обогащены As до 5%, S до 2% (табл. 51, ан. 301–303). Спектры отражения сернисто-

Таблица 51.

Химический состав самородной сурьмы, ульманнита, обособленных выделений купростибита зонального строения Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	300	301	302	303	304
	ульманнит	купростибит центр → промеж.зона → край			сурьма
Ni	23,95	0,51	0,31	0,53	0,00
Co	1,03	0,09	0,17	0,22	–
Fe	3,18	0,03	0,19	0,13	–
Cu	0,19	50,86	51,65	52,48	0,13
Sb	53,37	46,83	43,61	39,12	97,90
As	2,59	0,87	2,99	4,96	1,74
Bi	0,44	1,05	0,61	0,18	0,02
S	15,01	0,10	0,97	1,78	0,09
сумма	99,76	100,34	99,90	99,40	99,88
Формульные единицы в расчете на 3 атома					
Ni	0,857	0,021	0,013	0,021	
Co	0,037	0,004	0,007	0,009	
Fe	0,119	0,001	0,008	0,005	
Cu	0,006	1,976	1,942	1,928	
сумма	1,019	2,002	1,970	1,963	
Sb	0,921	0,949	0,856	0,750	
As	0,073	0,029	0,095	0,155	
Bi	0,004	0,012	0,007	0,002	
S	0,983	0,008	0,072	0,130	
сумма	1,981	0,998	1,030	1,037	

Примечание. Электронный микрозонд Camscan, анал. Н.Н.Коротаяева; Pb, Zn, Mn, Au, Ag, Pd, Pt, Te и Se не обнаружены.

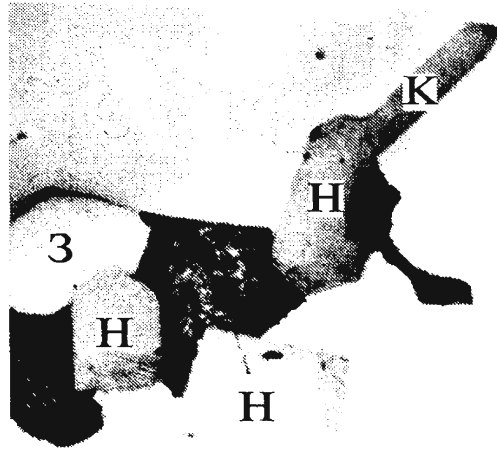


Рис. 61 Срастание короткопризматических кристаллов нисбита (н) и златогорита (з), длинно-призматического кристалла купростибита (правый верхний) в массе самородной сурьмы (белое). С антимонидами Ni, Fe, Cu ассоциируют ксеноморфные мелкозернистые выделения галенита и самородного свинца; свинец черного цвета, галенит – светло-серый (Восточное рудное тело).

Аншлиф. Ширина поля зрения 0,5 мм

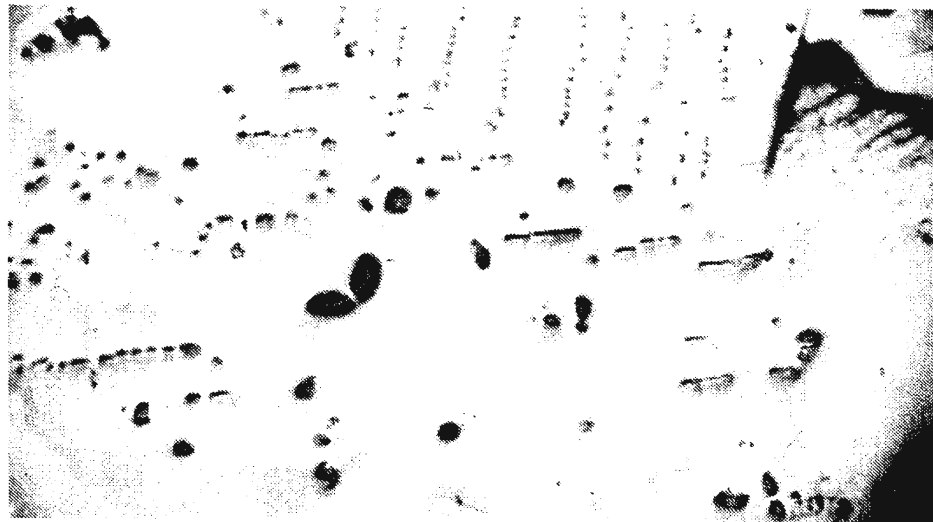


Рис 62 Скелетные кристаллы купростибита в массе самородной сурьмы (Восточное рудное тело).

Аншлиф. Ширина поля зрения 0,5 мм

мышьяковистого купростибита по форме подобны спектрам купростибита бедного примесями, но по абсолютным значениям отражения значительно ниже – разница в синей области достигает 10 абс. %, в красной – 5% (табл. 52б, рис. 63). Судя по этим данным, между купростибитом Cu_2Sb и коутекитом Cu_2As существует ограниченная смешимость.

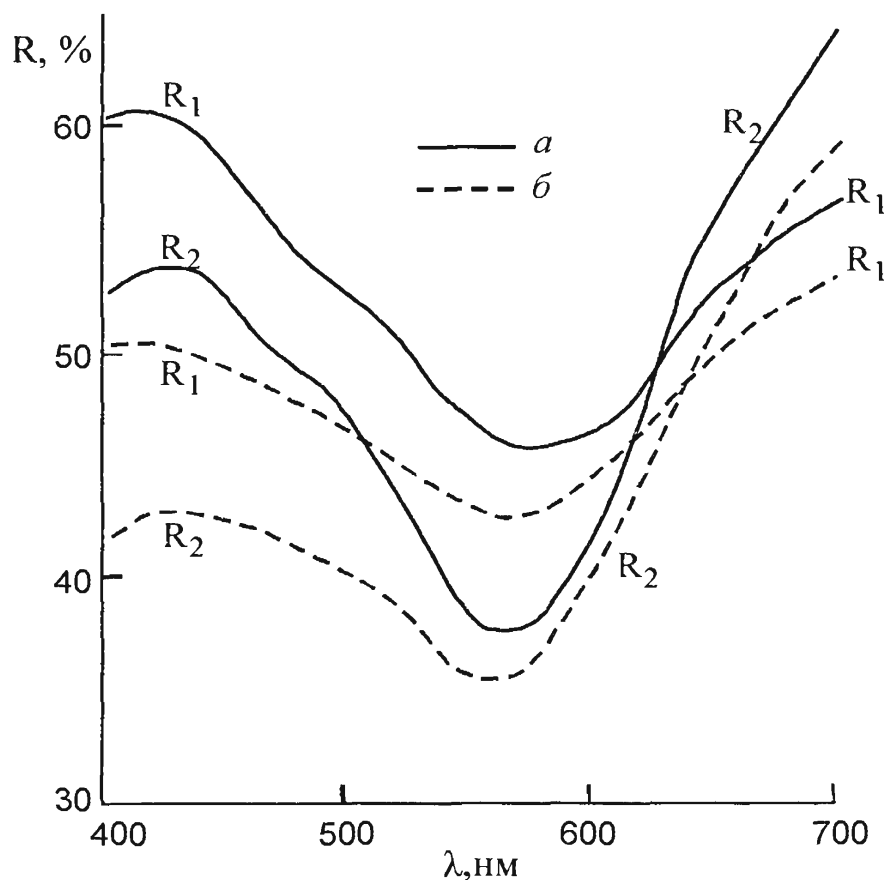


Рис. 63. Спектры отражения купростибита Восточного рудного тела Золотой Горы.
а – купростибит, б – мышьяковистый купростибит

Таблица 52.

Спектры отражения купростибита месторождения Золотая Гора (R, %)

λ, нм	а (ан. 301)			б (ан. 303)		
	R ₁ =R _o	R ₂ =R _e	ΔR, %	R ₁ =R _o	R ₂ =R _e	ΔR, %
400	60,5	52,6	13,1	50,0	41,6	16,8
420	60,6	53,7	11,4	50,3	42,8	14,6
440	59,2	53,2	10,1	49,9	42,8	14,2
460	56,7	51,2	9,7	48,8	42,0	13,9
480	54,4	49,1	9,7	47,7	41,2	13,6
500	52,5	47,0	10,5	46,5	40,1	13,8
520	50,4	43,8	13,1	45,2	38,5	14,8
540	47,8	39,7	16,9	43,6	36,3	16,7
560	46,1	37,6	18,4	42,8	35,5	17,1
580	45,6	38,3	16,0	43,0	36,9	14,2
600	46,7	42,0	10,0	44,3	40,3	9,0
620	48,7	47,2	3,1	46,3	44,5	3,9
640	51,4	53,7	4,3	48,4	49,5	2,2
660	53,9	58,0	7,1	50,8	53,4	4,9
680	55,6	61,4	9,4	52,4	56,7	7,6
700	56,6	64,5	12,2	53,3	59,6	10,6

Примечание. Микроскоп-фотометр 03 фирмы Leitz-Opton, диаметр зонда 10-20 мкм, эталон WTiC, аттестованный в НФЛ (Англия), аналитик В.К. Петров (ГОИ).

Златогорит CuNiSb_2 слагает в самородной сурьме призматические кристаллы размером от 0,1 до 300 мкм, обычно 10–80 мкм; кристаллы удлинены по оси *c*. Изредка отмечены мономинеральные сростания с поперечником 2 мм. Златогорит часто образует сростания с купростибитом и нисбитом (рис. 61, 64), с которыми обычно ассоциируют мелкие выделения галенита и самородного свинца. Между златогоритом и купростибитом в их сростаниях развиты индукционные поверхности совместного роста. Реже наблюдаются сложнзональные агрегатные кристаллы с чередованием нисбита и златогорита.

Цвет златогорита серебристо-белый, блеск металлический, цвет черты светлый серебристо-белый, твердость 4–4,5 по шкале Мооса, $VHN_{50}=195-340$, в среднем 283 кг/мм^2 ($n=56$). В более крупных зернах развита отдельность по (001). Плотность златогорита, определенная методом гидростатического взвешивания, $8,21$ (6) г/см^3 (аналитик В.Ф.Недобой). В отраженном свете минерал белый с желтоватым оттенком. На фоне самородной сурьмы выглядит отчетливо желтым и сходным с пиритом, на фоне нисбита – розово-желтым. В агрегатах разноориентированных зерен заметно слабое двуотражение; отчетливо анизотропен; оптически одноосный, отрицательный. Спектры отражения златогорита (табл. 53) индивидуальны, отличны от других антимонидов Cu и Ni (рис. 65). Для кривой отражения R_c златогорита характерен прогиб в зеленой области. Химический состав златогорита приведен в таблицах 54 и 56. Средний химический состав златогорита в мас. % ($n = 24$) (в скобках – вариации состава): $\text{Cu} - 17,31$ (14,50–18,94); $\text{Ni} - 16,02$ (13,79–17,96); $\text{Co} - 0,18$ (следы–0,62); $\text{Fe} - 0,23$ (следы–2,57); $\text{Sb} - 65,22$ (62,11–65,75); $\text{As} - 0,84$ (0,24–3,82); Bi и S – следы; сумма 99,80%; Au , Ag , Te , Se , Mn не обнаружены. Эмпирическая формула в расчете на 4 атома: $\text{Cu}_{0,991}(\text{Ni}_{0,993}\text{Co}_{0,011}\text{Fe}_{0,015})_{1,019}(\text{Sb}_{1,949}\text{As}_{0,041})_{1,990}$. Эмпирическая формула минерала, рассчитанная с учетом его плотности и объема элементарной ячейки: $\text{Cu}_{0,984}(\text{Ni}_{0,986}\text{Co}_{0,011}\text{Fe}_{0,015})_{1,012}(\text{Sb}_{1,935}\text{As}_{0,041})_{1,976}$. Величина $(\text{Cu}+\text{Ni}+\text{Co}+\text{Fe})$:

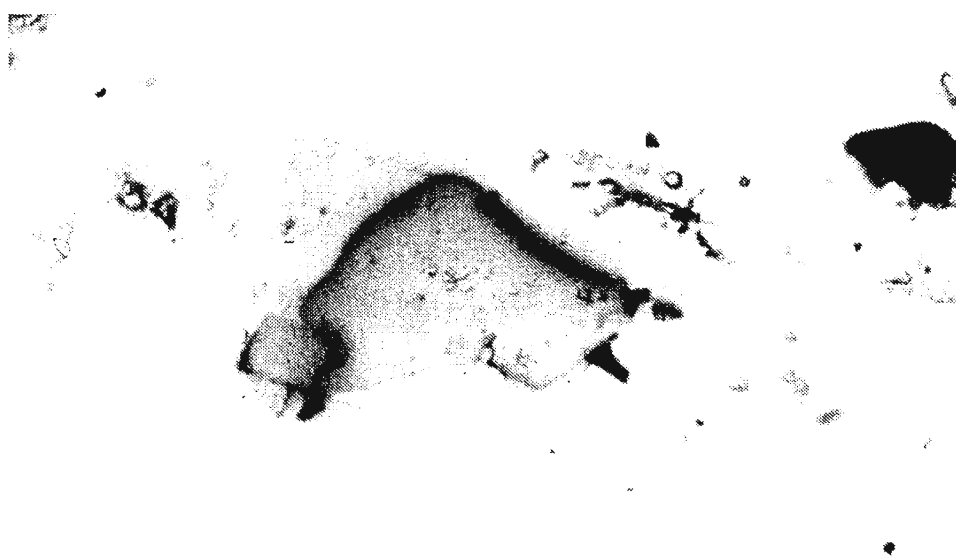


Рис 64. Кристаллы златогорита и нисбита (рельефные) и ксеноморфные выделения галенита (темносерые) в массе самородной сурьмы (Восточное рудное тело).

Аншлиф. Ширина поля зрения 1 мм

Спектры отражения златогорита месторождения Золотая Гора (R, %)

λ , нм	$R_1=R_o$	$R_2=R_e$	ΔR , %	λ , нм	$R_1=R_o$	$R_2=R_e$	ΔR , %
400	56,4	53,2	5,7	560	63,8	58,2	8,8
420	57,4	53,4	7,0	580	64,9	60,1	7,4
440	58,2	53,0	8,9	589	65,5	60,9	7,0
460	58,8	52,7	10,4	600	66,1	61,9	6,4
470	59,3	52,4	11,6	620	67,0	63,3	5,5
480	59,6	52,5	11,9	640	68,1	64,5	5,3
500	60,5	53,0	12,4	650	68,6	64,9	5,4
520	61,6	54,3	11,9	660	69,1	65,4	5,4
540	62,5	56,0	10,4	680	70,0	66,1	5,6
546	63,0	56,8	9,8	700	70,8	66,8	5,6

Примечание. См. табл. 52.

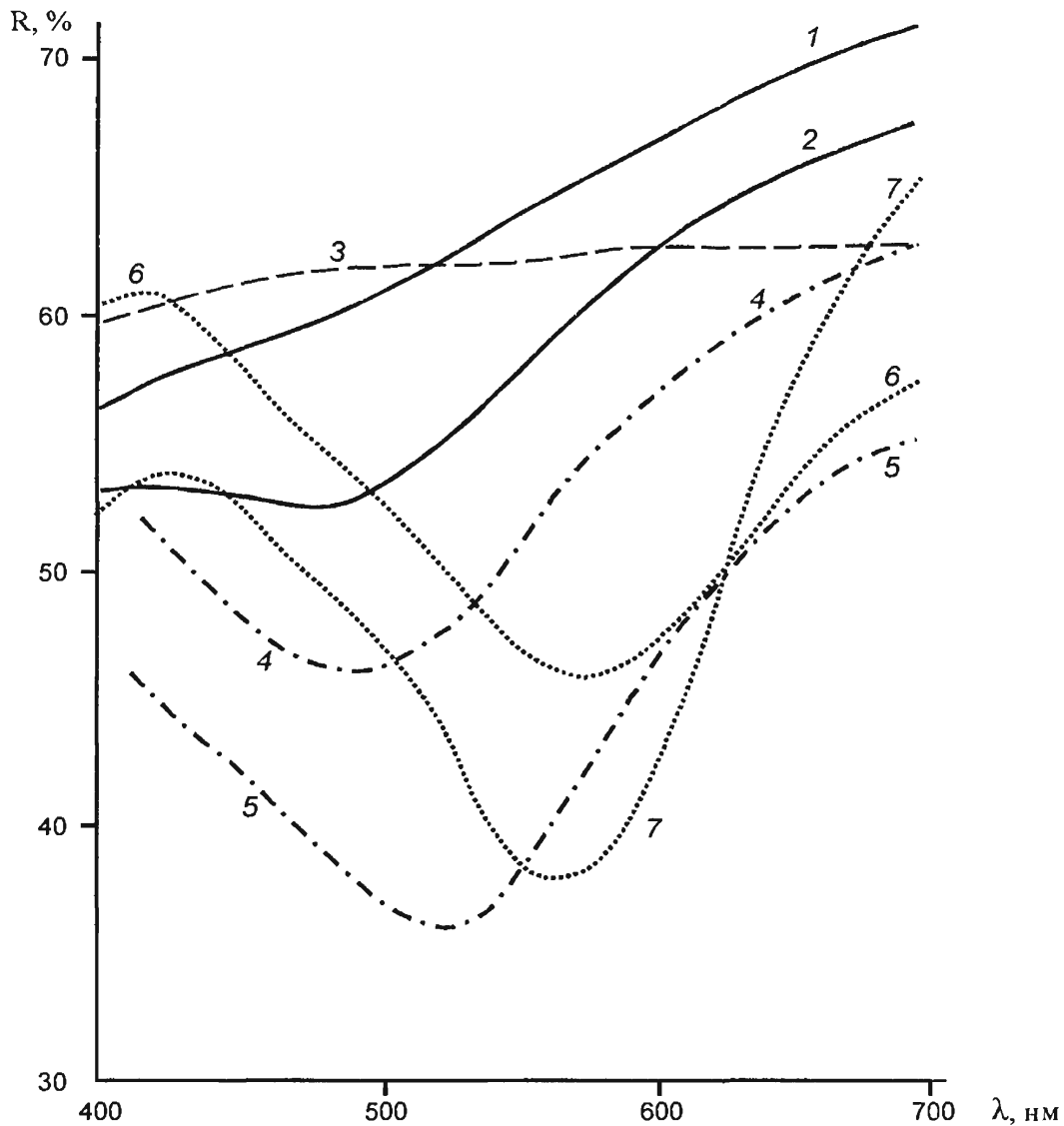


Рис. 65. Спектры отражения златогорита в сравнении со спектрами отражения иных антимонидов никеля и меди.

Златогорит Золотой Горы: 1 – R_o , 2 – R_e . Нисбит – 3. Брейтгауптит: 4 – R_1 , 5 – R_2 . Купростибит: 6 – R_1 , 7 – R_2 . Спектры отражения 3–7 по [Чвилева и др., 1988]

Химический состав незональных кристаллов златогорита из гнезда сурьмы
Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	305	306	307	308	309	310	311	312
	1	2	2*	3	3*	4	4*	5
Cu	16,99	17,31	17,45	17,20	17,12	17,48	17,38	17,83
Ni	16,68	16,02	15,79	16,15	16,05	15,79	15,71	15,41
Co	0,15	0,18	0,19	0,20	0,23	0,18	0,19	0,05
Fe	0,27	0,23	0,21	0,23	0,20	0,22	0,21	0,08
Sb	64,87	65,22	65,28	66,02	65,30	65,79	65,58	64,87
As	1,25	0,84	0,68	0,70	0,74	0,70	0,68	1,00
Bi	0,10	следы	следы	0,02	следы	0,02	следы	0,17
S	0,08	следы	следы	следы	следы	следы	следы	0,02
сумма	100,33	99,80	99,60	100,52	99,64	100,18	99,75	99,43
Формульные единицы в расчете на 4 атома								
Cu	0,963	0,991	1,002	0,980	0,982	1,000	0,998	1,027
Ni	1,023	0,993	0,982	0,996	0,998	0,977	0,977	0,961
Co	0,009	0,011	0,012	0,012	0,014	0,011	0,012	0,003
Fe	0,017	0,015	0,014	0,015	0,013	0,014	0,014	0,005
сумма	2,012	2,010	2,010	2,003	2,007	2,002	2,001	1,996
Sb	1,917	1,949	1,957	1,963	1,957	1,964	1,966	1,950
As	0,060	0,041	0,033	0,034	0,036	0,034	0,033	0,049
Bi	0,002	—	—	—	—	—	—	0,003
S	0,009	—	—	—	—	—	—	0,002
сумма	1,998	1,990	1,990	1,997	1,993	1,998	1,999	2,004

Примечание. 1–5 – микрозонд Сатсбах, анал. Э.М. Спиридонов; 2*, 3*, 4* – микрозонд Сатсбах, анал. Н.Н. Коротаева.

Рентгенограмма златогорита

l	d _{изм.} , Å	d _{расч.} , Å	hkl
2	5,13 ₅	5,136	001
100	2,901	2,896	101
10	2,572	2,568	002
65	2,074	2,072	102
51	2,026	2,024	110
1	1,713	1,712	003
11	1,660	1,659	201
2	1,587	1,589	112
8	1,539	1,538	103
8	1,449	1,448	202
10	1,284	1,284, 1,283	004, 211
2	1,225	1,225	203
1	1,206	1,2055	104
5	1,1782	1,1777	212
3	1,1688	1,1688	300
3	1,0846	1,0843	114
1	1,0641	1,0638	302
2	1,0477	1,0480	213
1	1,0277	1,0272	005
1	0,8315	0,8315 ₅	106
1	0,8294	0,8296	402
2	0,8118	0,8118 ₅	215
2	0,7948	0,7949, 0,7947	224, 321

Примечание. Параметры элементарной ячейки: $a_0 = 4.0489$ (2) Å; $c_0 = 5.1358$ (3) Å; условия съемки рентгенограммы: дифрактометр АДП-2, Си-анткатод, Ni-фильтр, внутренний эталон – кварц; анал. Ю.К. Кабалов, Э.М. Спиридонов.

Химический состав зональных кристаллов златогорита из гнезда самородной сурьмы
Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	313	314	315	316	317	318	319	320
	центр	→	край	промежут.	→	край	центр	край
Cu	17,97	17,87	14,91	16,71	14,50	15,55	15,80	16,02
Ni	16,33	16,60	17,96	17,01	17,35	16,15	16,60	16,85
Co	0,05	0,02	0,09	0,40	0,32	0,47	0,15	0,47
Fe	0,07	0,11	0,33	0,32	0,37	2,57	0,42	0,38
Sb	64,99	65,14	64,45	65,11	64,80	62,11	65,21	62,28
As	0,95	0,87	1,04	1,17	1,40	3,82	1,34	3,30
Bi	0,12	следы	следы	следы	следы	следы	следы	следы
S	0,09	0,08	следы	следы	следы	0,13	0,15	0,05
сумма	100,57	100,69	98,78	100,72	99,74	100,80	99,67	99,35
Формульные единицы в расчете на 4 атома								
Cu	1,016	1,009	0,860	0,943	0,840	0,860	0,906	0,908
Ni	1,000	1,014	1,121	1,039	1,088	0,966	1,028	1,033
Co	0,003	0,001	0,005	0,024	0,020	0,028	0,009	0,029
Fe	0,005	0,007	0,022	0,020	0,024	0,162	0,027	0,024
сумма	2,024	2,031	2,008	2,026	1,972	2,016	1,970	1,994
Sb	1,918	1,918	1,941	1,918	1,959	1,791	1,948	1,842
As	0,046	0,042	0,051	0,056	0,069	0,179	0,065	0,158
Bi	0,002	—	—	—	—	—	—	—
S	0,010	0,009	—	—	—	0,014	0,017	0,006
сумма	1,976	1,969	1,992	1,974	2,028	1,984	2,030	2,006

Примечание. Микрозонд Camebax, анал. Э.М.Спиридонов.

(Sb+As) = 0,97–1,03, чаще 0,98–1,02. Величина Cu : Ni = 0,77–1,22, обычно 0,87–1,08, чаще 0,92–1,04. В зональных кристаллах златогорита их ядерные части обогащены Cu, а внешние части Ni и нередко также As и Fe. Рентгенограмма порошка приведена в таблице 55. Параметры решетки златогорита: $a_0 = 4,0489 (2) \text{ \AA}$; $c_0 = 5,1358 (3) \text{ \AA}$; $V = 72,91 \text{ \AA}^3$; $Z=1$. Рентгеновская плотность $8,269 \text{ г/см}^3$. По рентгенограмме златогорит надежно отличается от других антимонидов Cu и Ni. Кристаллическую структуру златогорита расшифровал методом Ритвельда по рентгенограмме порошка Ю.К.Кабалов [Спиридонов и др., 1995 б]. В структуре минерала атомы сурьмы расположены по закону искаженной двухслойной гексагональной плотнейшей упаковки: расстояния Sb - Sb в слое – $4,051 \text{ \AA}$, между слоями – $3,323 \text{ \AA}$; в октаэдрических пустотах упаковки послойно расположены атомы Cu и Ni : $d(\text{Cu} - \text{Sb}) = 2,720 \text{ \AA}$, $d(\text{Ni} - \text{Sb}) = 2,620 \text{ \AA}$; октаэдры CuSb_6 и NiSb_6 соединены через общие грани в колонке вдоль оси “с”, образуя связи металл – металл : $d(\text{Cu} - \text{Ni}) = 2,569 \text{ \AA}$ (рис. 66). Полученные данные позволяют отнести минерал к структурному типу NiAs. Упорядоченное послойное расположение атомов Cu и Ni в пустотах плотнейшей упаковки обусловило понижение симметрии от гексагональной (NiAs, пр. гр. P 63/mmc) до тригональной (CuNiSb_2 , пр. гр. P 3m1).

Гудмундит FeSbS – редкий минерал Золотой Горы. Образует пленочные выделения вокруг кристаллов ульманнита.

Галенит слагает в сурьме ксеноморфные выделения размером до 50 микрон, как правило, в сростаниях с нисбитом, златогоритом, купростибитом и свинцом (см. рис. 61, 64).

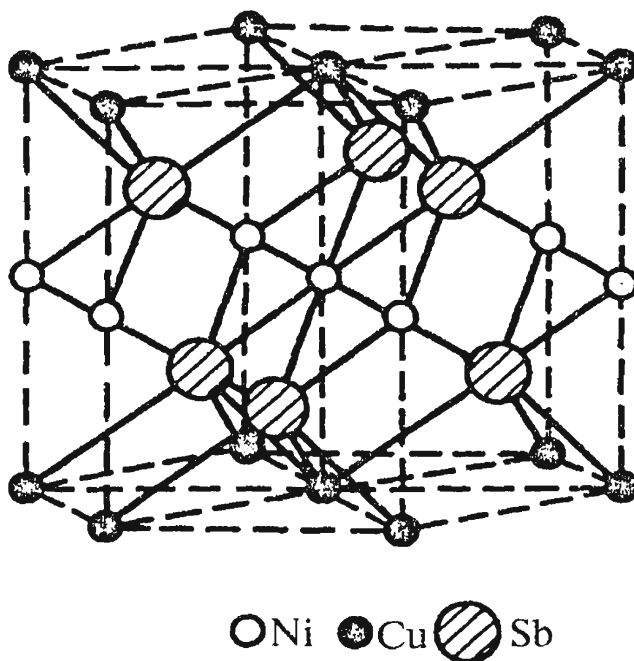


Рис. 66. Кристаллическая структура златогорита CuNiSb_2

Свинец образует мельчайшие неправильной формы выделения в матрице галенита (см. рис. 61). Диагностирован с помощью электронного микронзонда.

Наиболее поздняя рудная ассоциация – продуктивная

Продуктивная минерализация развита в лиственитизированных серпентинитах и хлоритолитах, а также в карбонатных прожилках в них, но главным образом в более жестких породах (локализаторах трещин) – в лиственитизированных родингитах.

Минералы Au - Ag в лиственитизированных серпентинитах

Золото в виде мелких примазок яркого желтого цвета относительно широко распространено в интенсивно лиственитизированных – сильно оталькованных и хлоритизированных серпентинитах, прилегающих к лиственитизированным родингитам. Такого золота довольно много в зальбандах Южного рудного тела. Размер чешуек золота до 0,5–1,3 мм, обычно менее 0,2 мм; их толщина не превышает 0,1 мм. Состав золота варьирует не очень широко (табл. 57, ан. 321–329), пробность составляет от 877 до 826. Характерны повышенные содержания ртути – до 1% (ан. 329), что типично для золота гипабиссальных гидротермальных месторождений. Средний состав золота лиственитизированных серпентинитов Золотой Горы, мас.% (n=9): Au – 85,66; Ag – 14,24; Cu – следы; Hg – 0,52; сумма – 100,42; пробность – 853. Интересны крайне низкие содержания меди в золоте и отсутствие в данной ассоциации минералов группы медистого золота.

Таблица 57.

Химический состав (мас. %) самородного золота оруденелых лиственитизированных серпентинитов из перегородки между Западным и Восточным рудными телами Золотой Горы

№ анал.	Au	Ag	Hg	Cu	Сумма	Пробность
321	88,43	12,11	0,31	следы	100,85	877
322	86,09	13,76	0,42	следы	100,27	859
323	84,88	13,25	0,67	следы	98,80	859
324	86,87	14,24	0,21	следы	101,32	857
325	86,06	14,37	0,10	0,03	100,56	856
326	85,99	14,26	0,55	следы	100,80	853
327	85,14	14,18	0,53	0,09	99,94	852
328	84,29	15,51	0,91	следы	100,71	837
329	83,17	16,48	1,02	0,07	100,74	826

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd, Bi не обнаружены

Минералы Au-Ag в лиственитизированных родингитах

В лиственитизированных родингитах Золотой Горы развиты купроаурид $CuAu$ (куб.) [Ложечкин, 1935, 1939; Чвилева и др., 1988; Спиридонов, Плетнев, 1999]; тетрааурикуприд $CuAu$ (тетр.) [Новгородова и др., 1977; Мурзин, Малюгин, 1983; Мурзин и др., 1987; Мурзин, Сустанов, 1989; Минералогия Урала, т. I, 1990], рожковит $CuAu$ (ромб.) – наша интерпретация данных в работах [Мурзин и др., 1989; Минералогия Урала, 1990], аурикуприд Cu_3Au (куб.) [Покровский и др., 1979; Новгородова и др., 1977; Чвилева и др., 1988 и др.]; минерал $CuAu_3$ и амальгамы Au-Ag, а также тонкие решетчатые сростания минералов Cu-Au и Au-Ag-Hg (продукты распада метастабильных твердых растворов – протофаз Au-Cu-Ag-Hg).

Купроаурид $CuAu$ слагает ксеноморфные выделения, зернистые агрегаты. Полируется хуже золота. Отражение высокое, цвет насыщенный кремово-розовый, похож на медь, изотропный. Серебристое золото и электрум на контакте с купроауридом выглядят очень светлыми, желтовато-белыми. Отражение купроаурида, обогащенного Au, несколько выше, чем купроаурида, обогащенного Cu. Спектр отражения типичного образца купроаурида (ан. 331, табл. 58) приведен в таблице 59. Характерной

Таблица 58.

**Химический состав минералов Au-Ag образцов Золотой Горы,
для которых измерены спектры отражения**

Компо- ненты, мас. %	330	331	332	333	334	335*
	аурикуприд	купроаурид	минерал $CuAu_3$	ртутистые		
				электрум	кюстелит	серебро
Au	52,14	76,15	90,06	36,21	24,13	–
Ag	следы	0,22	0,54	52,16	59,26	75,69
Hg	следы	0,26	следы	9,75	14,26	26,27
Cu	48,79	24,94	9,83	0,77	0,47	0,02
сумма	101,19	101,57	100,43	98,89	98,12	101,98

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Э.М.Спиридонов; * – микрозонд Cameca SX-50, аналитик Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены (либо в следах); № 330 – $Cu_{2,97}Au_{1,03}$, № 331 – $Cu_1(Au_{0,99}Ag_{0,005}Hg_{0,005})_1$, № 332 – $Cu_{1,01}(Au_{2,96}Ag_{0,03})_{2,99}$.

Спектры отражения (R, %) минералов Au-Ag Золотой Горы

λ , нм	330	331	332	333	334	335*
	аурикуприд	купроаурид	минерал CuAu ₃	ртутистые		
				электрум	кюстелит	серебро
400	48,1	46,3	35,4	44,5	—	—
420	50,7	49,3	36,5	54,4	40,1	63,3
440	53,6	51,7	37,5	62,0	53,1	70,0
460	55,4	53,5	38,7	67,2	64,2	75,0
480	56,7	55,0	39,7	70,7	74,6	78,4
500	58,0	56,6	41,4	73,7	77,9	81,1
520	59,5	58,7	44,3	75,9	80,4	83,2
540	62,6	63,5	49,0	78,6	83,2	85,3
560	70,3	71,7	56,0	80,7	84,0	85,8
580	79,2	79,0	63,0	82,4	85,5	86,9
600	84,8	83,8	68,0	83,7	86,1	88,2
620	88,2	86,7	71,4	85,0	86,7	89,4
640	89,8	88,8	74,2	86,0	87,3	90,3
660	90,4	89,7	75,4	86,6	87,5	90,8
680	90,5	90,0	76,3	87,1	87,8	91,0
700	90,6	90,2	76,9	87,5	88,2	91,0

Примечание. Микроспектрофотометр Блеск, анал. Т.Н. Чвилева; * – микроспектрофотометр МСФУ-312-Л, аналитик Д.К. Щербачев; эталон – аттестованный металлический кремний.

особенностью является прямолинейный профиль спектра отражения в синей области. Купроаурид – наиболее твердый минерал системы Cu-Au : VHN 140–220, чаще 145–170 кг/мм². Рентгенограмма того же образца, для которого получен спектр отражения: 2,218 Å (10) (111) – 1,919 (5) (200) – 1,355 (4) (220) – 1,157 (3) (311) – 1,108 Å (2) (222), $a_0 = 3,837$ Å.

Кубическая (купроаурид), тетрагональная (тетрааурикуприд) и ромбическая (рошковит) модификации соединения CuAu оптически не различимы, имеют один и тот же состав, диагностируются только по рентгенограммам; получить качественную рентгенограмму ковкого медистого золота очень сложно, тем более, что почти постоянно данные минералы находятся в виде сложных сростаний с другими минералами.

Аурикуприд Cu₃Au похож на медь, слагает ксеноморфные выделения, зернистые агрегаты, каймы обрастания и замещения на самородной меди. Отражение высокое, цвет насыщенный красновато-розовый или красновато-кремово-розовый. Изотропен. От купроаурида отличается более насыщенным медно-красным цветом (отличия заметны только в совместных сростаниях в свежее-полированных шлифах). Спектры отражения занимают промежуточное положение между спектрами меди и золота. Спектр типичного образца аурикуприда Золотой Горы приведен в табл. 59. Твердость ниже, чем у купроаурида, – VHN 50–90 кг/мм². Полируется хуже золота и купроаурида. Рентгенограмма того же образца, для которого снят спектр отражения: 2,172 Å (10) (111) – 1,882 (8) (200) – 1,329 (8) (220) – 1,134 Å (7) (311), $a_0 = 3,760$ Å.

Минерал CuAu₃ слагает ксеноморфные выделения, агрегаты зерен, каймы обрастания и замещения на купроауриде и аурикуприде. Отражение высокое, цвет насыщенный розовато-желтый с красноватым оттенком, изотропен. Состав типичного образца дан в таблице 58 (ан. 332). Спектр отражения близок меди, отличается более пологим снижением отражения в синей области (табл. 59); абсолютные значения R,

видимо, занижены, т.к. минерал плохо полируется с сохранением шагреновой поверхности. Твердость низкая, ниже золота и аурикуприда, VHN 30–65, чаще ниже 40 кг/мм².

Составы типичных образцов амальгам Золотой Горы даны в таблице 58 (ан. 333–335), их спектры отражения – в таблице 59. Спектры отражения Hg-электрума, Hg-кюстелита и Hg-серебра подобны спектрам минералов без ртути, но существенно ниже по абсолютным значениям R, особенно в красной и желтой областях – 560–700 нм. Твердость Hg-электрума и Hg-кюстелита ниже твердости минералов соответствующего состава без Hg. Твердость Hg-серебра Золотой Горы крайне низка, VHN 6–7 кг/мм², тогда как у обычного серебра – 45–60 кг/мм². Эти данные свидетельствуют о том, что ртуть образует твердые растворы с золотом и серебром.

Подсчеты в многочисленных аншлифах и полировках дают следующую оценку распространения минералов золота в рудах Золотой Горы – примерно 45% составляет купроаурид CuAu (и продукты его твердофазных превращений – тетрааурикуприд, рожковит), 25% – аурикуприд Cu₃Au, 15% – тонкорешетчатые сростания купроаурида и Hg-Cu золота – продукты распада фазы Cu₂(Au,Ag,Hg)₃, 10% – амальгамы Au-Ag, 5% – минерал CuAu₃, около 1% – самородное золото.

Лиственитизированные родингиты содержат в кальцитовых прожилках и по их зальбандам многочисленные, главным образом, мелкие и мельчайшие метасоматические вроски минералов группы медистого золота, Hg-электрума и Hg-кюстелита (рис. 53, 67, 68), часто в сростаниях с халькозином или в виде метасоматических вросток в нем, в сростаниях с маухеритом и медью. Часто минералы золота образуют метасоматические вроски пластинчатой или уплощенной формы в скоплениях хлорита, по спайности диопсида, но чаще замещают кальцит в агрегатах поздних родингитов. При этом, более устойчивый к замещению диопсид сохраняется и слагает многочисленные “рыбки” в агрегатах минералов Au. Крупные скопления минералов группы медистого золота до 1 см в поперечнике образовались в редких карбонат-кварцевых и существенно кварцевых жилках среди лиственитизированных родингитов; в них встречались самородки медистого золота до 100 г [Минералы, 1960].

Более ранние образования продуктивной ассоциации развиты во всех рудных телах примерно в одинаковой степени – это золотосодержащая медь и аурикуприд, которые ассоциируют с маухеритом, халькозином и магнетитом, пересекая и замещая их.

Медь слагает небольшие ксеноморфные выделения (рис. 69), обособленные или заключенные в аурикуприд. Травление выявляет мелкозернистую структуру выделений меди. Медь в изученных нами образцах содержит до 0,5% Au и небольшие примеси Ag, Hg, As (табл. 60–63). По данным весового химического анализа, состав меди, мас. %: Cu – 98,19; Au – 1,23; Ag – 0,28 [Иванов, Переляев, 1941]; не исключено, что анализовавшаяся медь содержала микровроски аурикуприда.

Аурикуприд Cu₃Au. Минерал имеет насыщенный кремово-розовый и красновато-розовый цвет (рис. 70), на воздухе достаточно быстро тускнеет и краснеет (рис. 71). Морфология частиц аурикуприда представлена на серии фотографий (рис. 70–72). Частицы аурикуприда обычно представляют собой мелкокристаллические агрегаты (рис. 73б, 74б). Во всех рудных телах и в золотилах из россыпей на склонах г. Карабаш аурикуприд обростает и замещает медь, а также магнетит, халькозин, маухерит. Аурикуприд ранней ассоциации по составу практически стехиометричен (табл. 60–63, ан. 338–340, 343–346, 348–352, 354–355, 357), содержит небольшие примеси Ag, Hg, As, Sb, изредка следы Pt. Вариации состава этого аурикуприда Au_{0,98–1,04}Cu_{3,02–2,96},

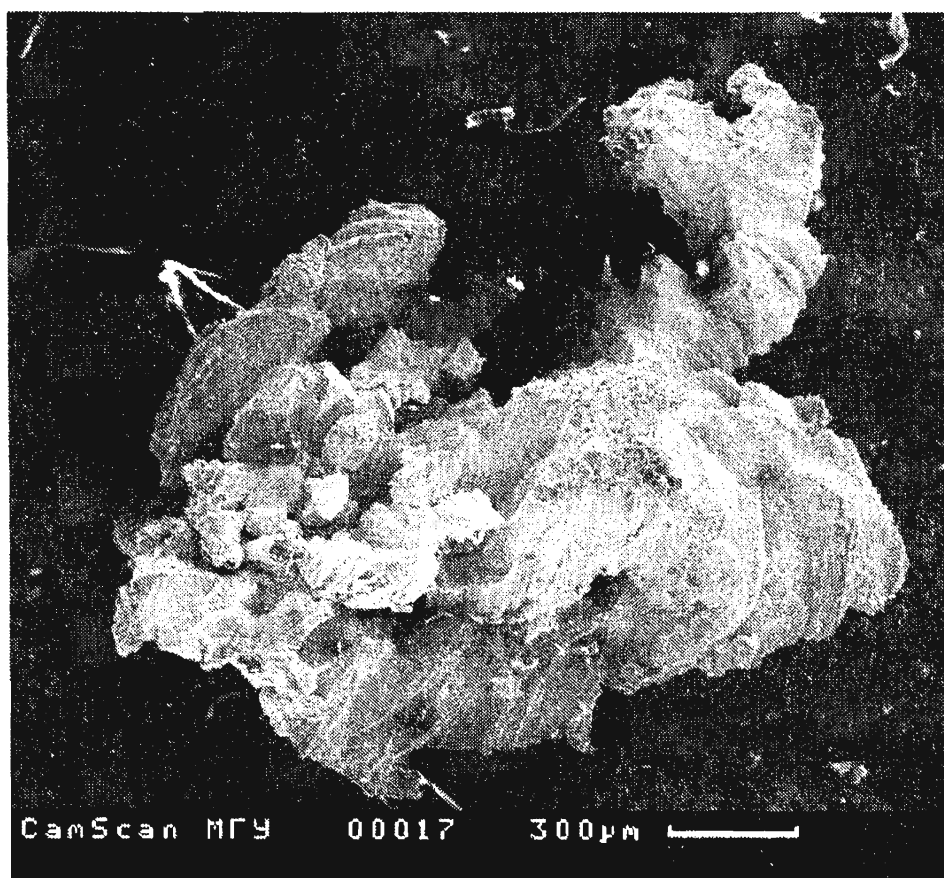


Рис 69 Ксеноморфные выделения золотосодержащей самородной меди (в прожилках кальцита в лиственитизированных родингитах) (Южное рудное тело). Кальцит растворен

Таблица 60

Химический состав меди и аурикуприда в ассоциации с маухеритом, магнетитом и халькозином Северного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас %	336	337	338	339	340
	медь		аурикуприд		
Au	0,48	0,27	51,16	52,87	51,27
Ag	0,03	0,08	следы	0,03	0,11
Hg	следы	следы	следы	следы	0,31
Cu	98,85	98,71	49,88	48,54	49,44
As	0,05	0,27	0,10	—	—
Sb	следы	следы	0,07	следы	0,05
S	0,23	0,22	—	—	—
сумма	99,64	99,55	101,21	101,44	101,18
Формульные единицы в расчете на 4 атома					
Au			0,99	1,04	1,01
Cu			3,01	2,96	2,99

Примечание Электронный микрозонд Сатеса SX-50, анализ Н Н Коротаява

*Минералогия прожилково-вкрапленных и жильных
золоторудных образований в ореолах ливственитизации Золотой горы*

Таблица 61.

**Химический состав меди и аурикуприда в ассоциации с маухеритом, халькозином и магнетитом
Западного рудного тела Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	341	342	343	344	345	346
	медь		аурикуприд			
Au	0,41	0,34	50,06	51,09	50,06	51,14
Ag	0,18	0,23	0,21	0,08	0,14	следы
Hg	следы	0,11	следы	следы	0,11	следы
Cu	99,33	98,88	48,50	49,49	48,43	48,22
сумма	99,92	99,56	98,77	100,66	98,74	99,36
Формульные единицы в расчете на 4 атома						
Au			0,99	1,00	1,00	1,02
Ag			0,01	–	0,01	–
Cu			3,00	3,00	2,99	2,98

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

Таблица 62.

**Химический состав меди и аурикуприда в ассоциации с маухеритом, халькозином и магнетитом
Восточного рудного тела Золотой Горы**

Компоненты, мас. %	347	348	349	350	351	352
	медь	аурикуприд				
Au	0,56	50,81	50,06	50,09	51,85	50,62
Ag	0,07	0,03	0,14	0,08	0,05	следы
Hg	следы	следы	0,11	0,05	следы	следы
Cu	98,94	49,49	48,43	48,25	48,77	47,86
сумма	99,57	100,33	98,74	98,47	100,67	98,48
Формульные единицы в расчете на 4 атома						
Au		1,00	1,00	1,01	1,02	1,02
Ag		–	0,01	–	–	–
Cu		3,00	2,99	2,99	2,98	2,98

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

Таблица 63.

**Химический состав меди, аурикуприда, слагающего зернистые агрегаты, и купроаурида,
цементирующего эти агрегаты (Восточное рудное тело Золотой Горы)**

Компоненты, мас. %	353	354	355	356	357	358	359	360
	медь	аурикуприд						купроаурид
		центр	→	край	центр	→	край	
Au	0,18	50,08	48,92	53,42	51,39	49,71	51,22	72,41
Ag	0,09	следы	0,15	следы	0,04	0,03	0,08	0,49
Hg	0,37	0,19	0,50	следы	следы	следы	следы	следы
Cu	100,33	49,78	49,27	45,28	48,87	46,42	46,37	26,49
сумма	100,97	100,05	98,84	98,70	100,34	96,16	97,67	99,38
Формульные единицы								
Au		0,98	0,97	1,10	1,01	1,03	1,05	0,93
Ag		–	–	–	–	–	–	0,01
Hg		–	0,01	–	–	–	–	–
сумма		0,98	0,98	1,10	1,01	1,03	1,05	0,94
Cu		3,02	3,02	2,90	2,99	2,97	2,95	1,06

Примечание: микрозонд Cameca SX-50, анализ Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены (либо в следах).

Таблица 64.

Химический состав минералов золота из сложного сростания: более ранний аурикуприд (361–366) с включением Hg-электрума (375), более поздний купроаурид (367–370) с включениями Hg-электрума (376), с каймой замещения минерала CuAu₂ (371–374) (Северное рудное тело Золотой Горы)

№ анал.	Au	Ag	Hg	Cu	сумма	Пробность
361	49,99	0,08	0,31	48,18	98,56	
362	49,98	0,04	0,59	48,11	98,72	
363	51,54	0,14	следы	47,60	99,28	
364	53,05	следы	0,34	47,30	100,69	
365	52,25	следы	0,22	46,37	98,84	
366	52,94	0,13	0,35	46,53	99,95	
367	78,79	0,60	0,09	19,55	99,03	
368	78,50	0,56	следы	20,96	100,02	
369	72,40	0,81	0,09	24,65	97,95	
370	72,14	0,68	следы	26,98	99,80	
371	88,38	0,82	0,49	13,08	102,77	
372	88,12	0,45	0,19	12,14	100,90	
373	87,80	0,50	0,32	11,51	100,13	
374	88,52	1,13	0,10	9,67	99,42	
375	48,51	48,40	2,48	0,58	99,97	485
376	40,80	52,12	6,01	0,74	99,67	409
Формульные единицы						
361	1,00	–	0,01	1,01	2,99	
362	1,00	–	0,01	1,01	2,99	
363	1,03	–	–	1,03	2,97	
364	1,06	–	0,01	1,07	2,93	
365	1,07	–	–	1,07	2,93	
366	1,07	–	0,01	1,08	2,92	
367	1,12	0,02	–	1,14	0,86	
368	1,09	0,01	–	1,10	0,90	
369	0,96	0,02	–	0,98	1,02	
370	0,92	0,02	–	0,94	1,06	
371	2,70	0,05	0,01	2,76	1,24	
372	2,78	0,03	–	2,82	1,19	
373	2,85	0,03	0,01	2,89	1,11	
374	2,94	0,07	–	3,01	0,99	

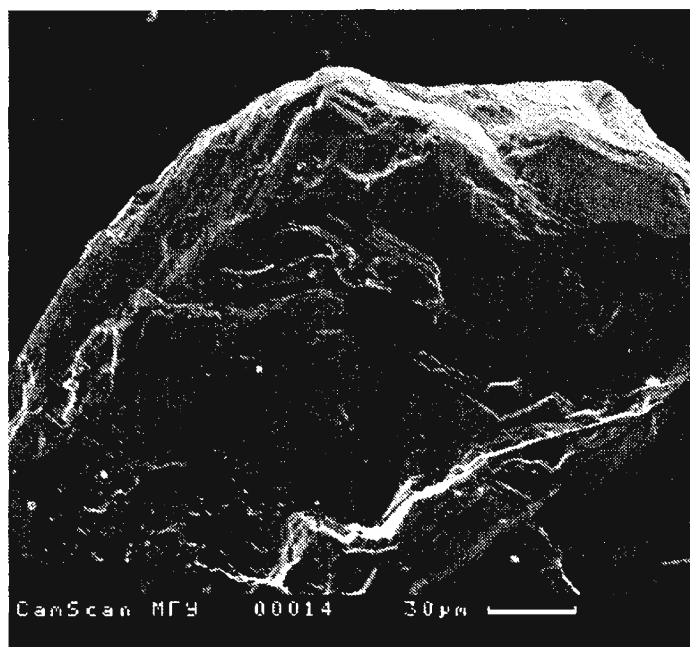
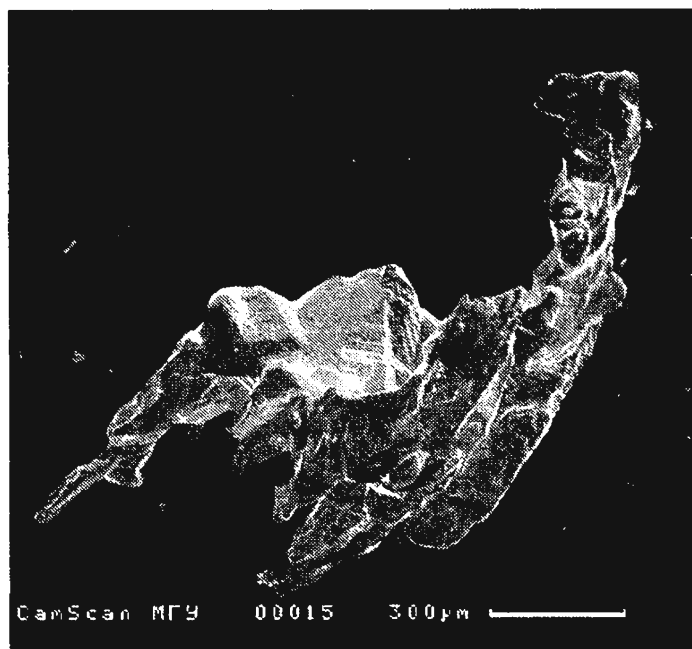
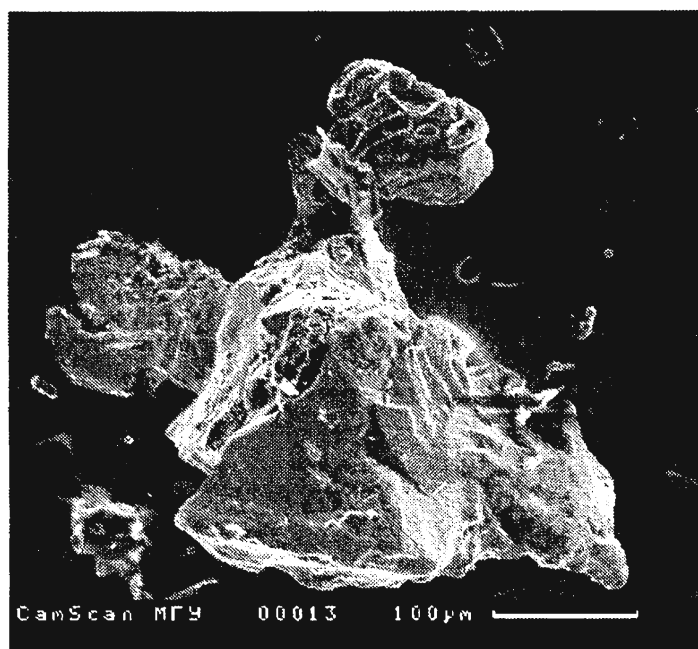
Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены.

Таблица 65.

Химический состав минералов золота из сложного сростания – более ранний аурикуприд с включением Hg-электрума (381), более поздний купроаурид с включением Hg-электрума (382) (Южное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	377	378	379	380	381	382
	аурикуприд	купроаурид			ртутистый электрум	
Au	54,77	72,82	73,09	73,95	47,87	36,94
Ag	0,11	0,50	0,43	0,33	41,66	51,84
Hg	0,44	0,29	0,50	0,03	10,11	9,55
Cu	44,36	26,12	25,71	25,20	0,24	0,97
сумма	99,68	100,02	99,85	99,59	99,88	99,30
пробность					479	372
Формульные единицы						
Au	1,14	0,94	0,95	0,97		
Ag	–	0,01	0,01	0,01		
Hg	0,01	–	0,01	–		
сумма	1,15	0,95	0,97	0,98		
Cu	2,85	1,05	1,03	1,02		

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены.



**Рис 72 Ксеноморфные выделения аурикуприда (из кальцитовых прожилков)
(Западное рудное тело).
Кальцит растворен.**

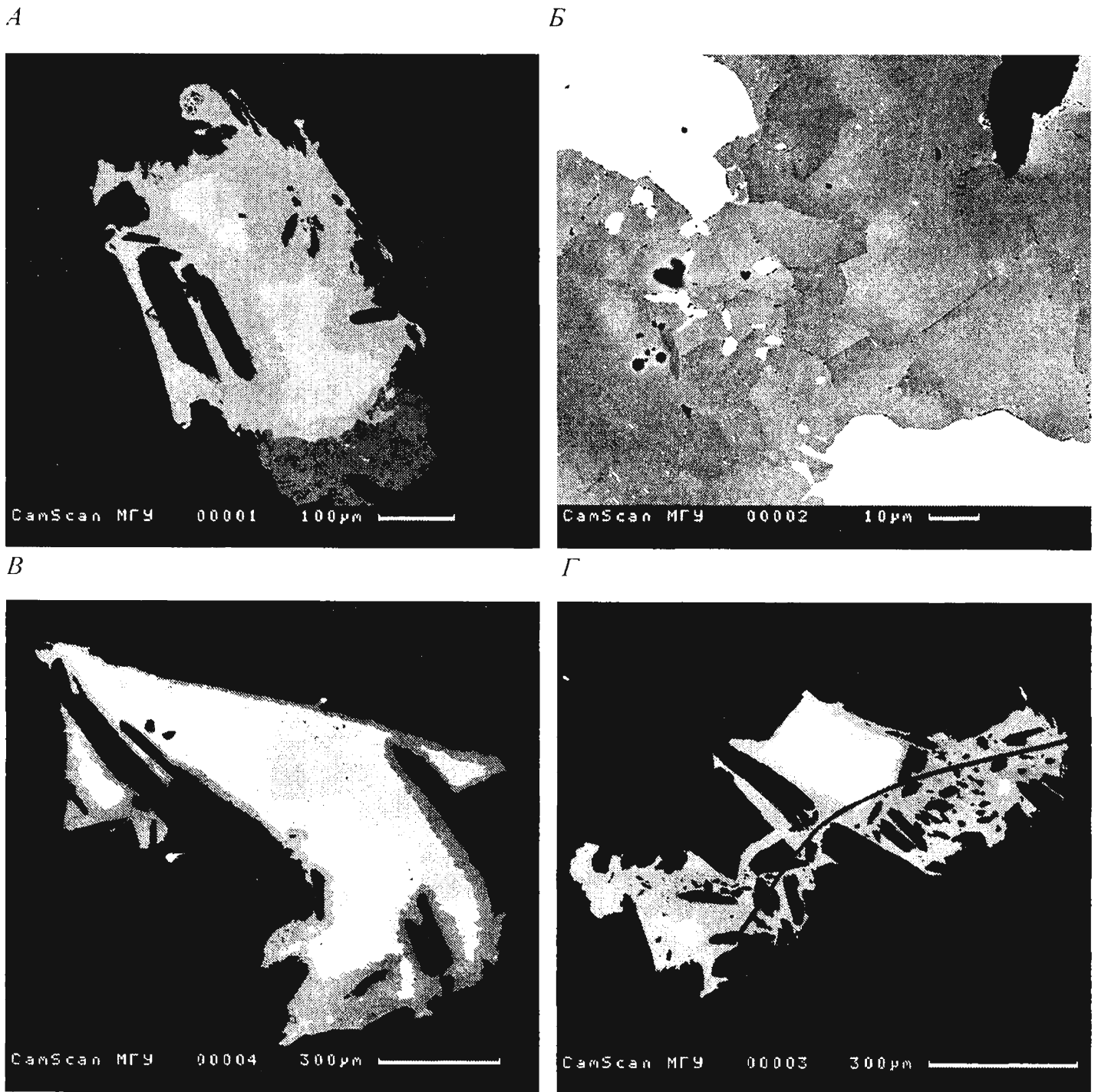


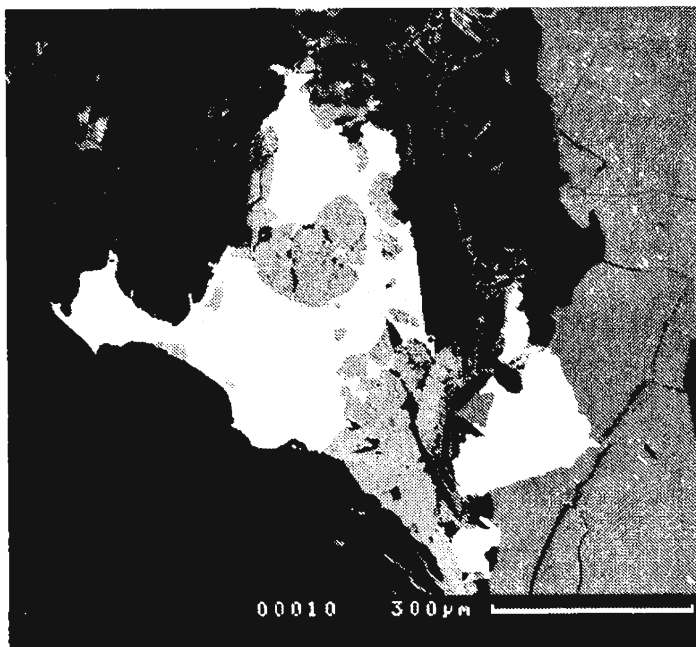
Рис 73 Ксеноморфные выделения медистого золота в лиственитизированных родингитах.

А, Б – Западное рудное тело, *В, Г* – Южное рудное тело (*Б* – деталь снимка *А*).
 Светло-серое – аурикуприд (более ранний), белое – купроаурид (более поздний),
 темно-серое – маухерит (*А*); черное – кальцит-силикатная матрица.

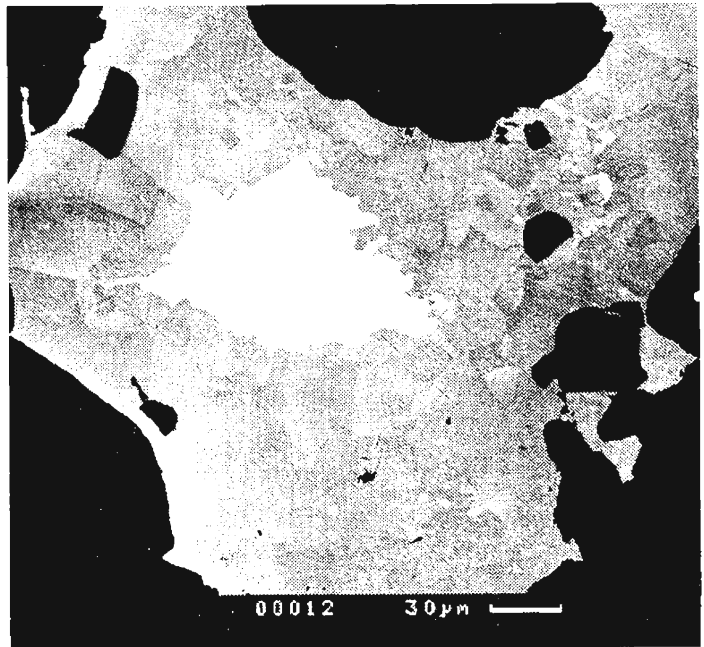
Хорошо видна зернистая структура выделений аурикуприда.

Снимки в отраженных электронах

А



Б



В

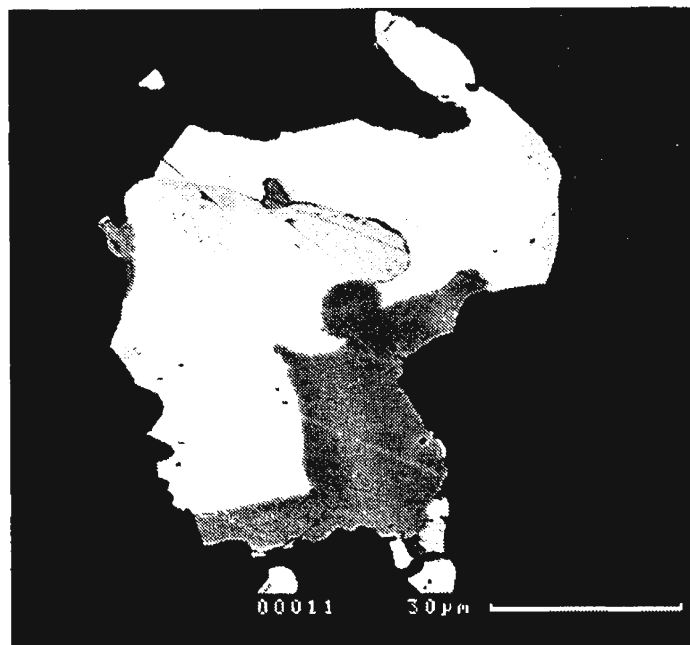


Рис 74. Агрегат рудных минералов в лиственитизированных родингитах
Восточного рудного тела.

А – халькозин (темно-серый в правой части), маучерит (серый в центре), метасоматические образования аурикуприда (сероватый) и купроаурида (белый) по контактам халькогенидов с кальцит-силикатной массой (черная). Б – деталь центра снимка А – мелкозернистый агрегат аурикуприда (светло-серый) с более поздними выделениями купроаурида (белый). В – (деталь нижней части снимка А): метасоматический росток ртутистого электрума (серовато-белый слева) на контакте аурикуприда (серый) и окружающего его купроаурида (белый).

Снимки в отраженных электронах

средний состав $\text{Au}_{1,01}\text{Cu}_{2,99}$ ($n = 23$). Аурикуприд из участков развития поздней продуктивной минерализации обогащен Au (см. табл. 63–66). Нередки зональные по составу зерна, внешние зоны которых обеднены Cu и обогащены Au; вариации состава этого аурикуприда $\text{Au}_{1,05-1,15}\text{Cu}_{2,95-2,85}$, средний состав $\text{Au}_{1,09}\text{Cu}_{2,91}$ ($n = 8$).

Агрегаты зерен аурикуприда часто сцементированы более поздними ксеноморфными выделениями купроаурида. Такие соотношения наблюдались во всех рудных телах, они великолепно видны на рисунках 73, 74 (анализы минералов, слагающих этот агрегат, даны в табл. 63) и 79а. Очевидно, что купроаурид моложе аурикуприда. Об этом же свидетельствует тот факт, что в совместных сростаниях аурикуприда и купроаурида первый содержит включения Hg-электрума более высокопробные, чем второй (табл. 64 и 65).

Купроаурид CuAu и продукты его твердофазных превращений – наиболее распространенные минералы золота Золотой Горы. Минералы имеют насыщенный кремово-розовый цвет (до кремово-красного). Цвет в аншифах близок к цвету меди в свежеприготовленных аншлифах (рис. 75). Слагают ксеноморфные выделения (рис. 73–75, 77), мелкие кристаллы, гнезда, прожилки размером от долей микрона до многих мм, изредка до п см. Морфология зерен купроаурида, вытравленных из агрегатов кальцита, представлена на серии фотографий (рис. 76). Состав купроаурида варьирует от $\text{Cu}_{1,06}\text{Au}_{0,94}$ до $\text{Cu}_{0,86}\text{Au}_{1,14}$, чаще отвечает $\text{Cu}_{1,04-0,99}\text{Au}_{0,96-1,01}$ (табл. 63–71). Купроаурид беден примесями, содержания Ag до 0,5%, редко до 1,4%; Hg до 0,3%, редко до 0,6%. В ассоциации с аурикупридом купроаурид обычно несколько более медистый, чем в обособленных выделениях. Купроаурид иногда содержит включения маухерита, халькозина, борнита, галенита, магнетита, брейтгауптита; часто включает зерна Hg-электрума и реже Hg-кюстелита, размер и форма которых широко варьируют (рис. 74В, 75, 77, 78); обычно это неправильной формы или овальные среднего размера, мелкие и мельчайшие зерна, тяготеющие к внутренним частям выделений купроаурида, часто к границам купроаурид – аурикуприд; нередко купроаурид и Hg-электрум образуют агрегаты зерен округлой формы.

Значительная часть купроаурида при отжиге превращена в тетрааурикуприд. В частности, рентгенограмма кубоктаэдрического кристалла CuAu (рис. 76А) из Восточного рудного тела отвечает тетрааурикуприду.

Минерал CuAu_3 обычно слагает каемки обрастания и замещения на выделениях аурикуприта и купроаурита (рис. 80), а также короткометражные секущие прожилки среди них (рис. 79Б, В) и мелкозернистые агрегаты. Состав минерала CuAu_3 широко варьирует – $\text{Cu}_{0,99-1,24}\text{Au}_{2,70-2,96}\text{Ag}_{0,03-0,07}\text{Hg}_{0-0,02}$; средний состав – $\text{Cu}_{1,09}\text{Au}_{2,86}\text{Ag}_{0,04}\text{Hg}_{0,01}$ ($n = 6$) (табл. 64, ан. 371-374; табл. 66, ан. 389).

По данным работ П.В.Покровского, Р.О.Берзона, В.В.Мурзина, Т.Н. Шадлун и других исследователей известно, что на Золотой Горе наиболее распространены сложные сростания минералов группы медистого золота, широко развиты структуры типа экссолюционных. Мы же обращаем внимание на то, что масса выделений минералов группы медистого золота Золотой Горы представлена мономинеральными зернами купроаурида или аурикуприда, а также их сростаниями.

На основании соотношений между минералами группы медистого золота нами установлено, что под воздействием золотоносных гидротерм на самородную медь рудинитов образовалась золотосодержащая медь, затем – аурикуприд и далее купроаурид; при дальнейшем воздействии золотоносных гидротерм аурикуприд и купроау-

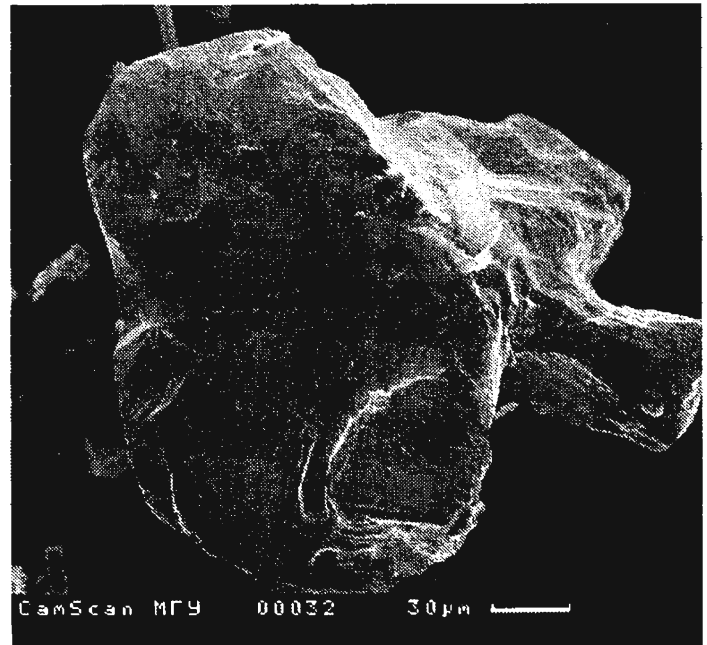
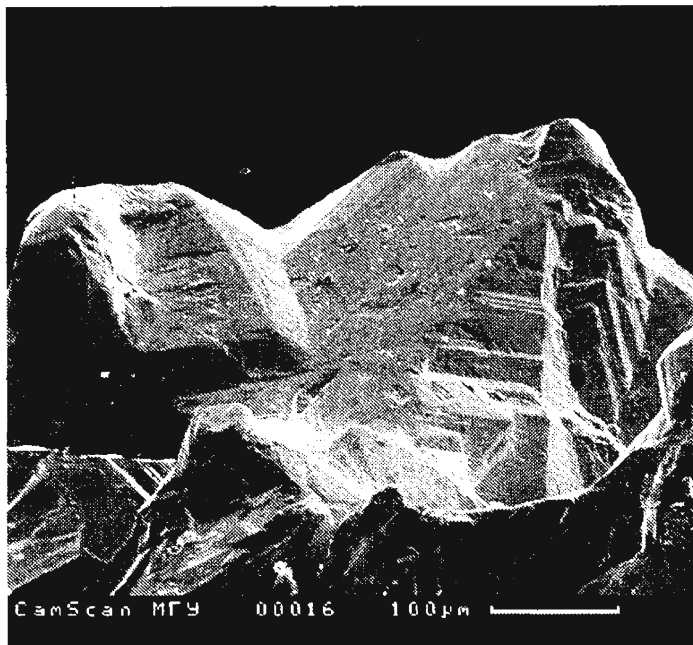
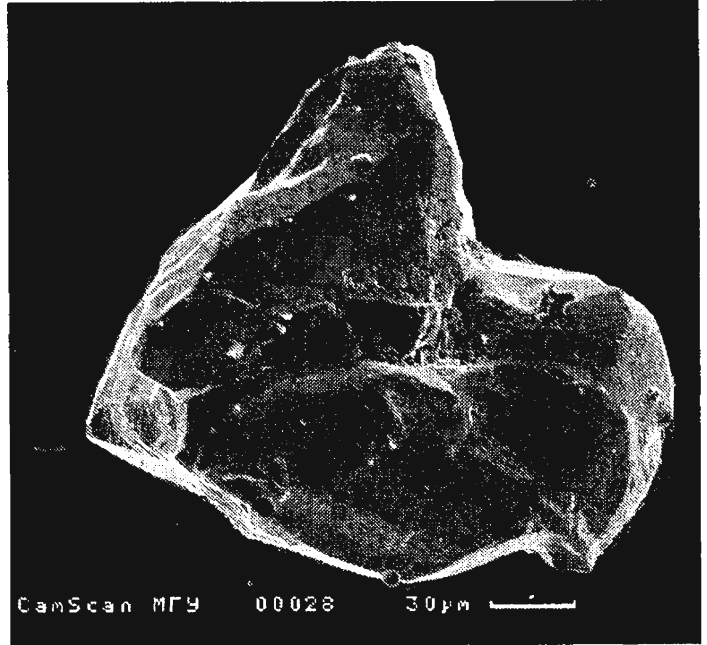
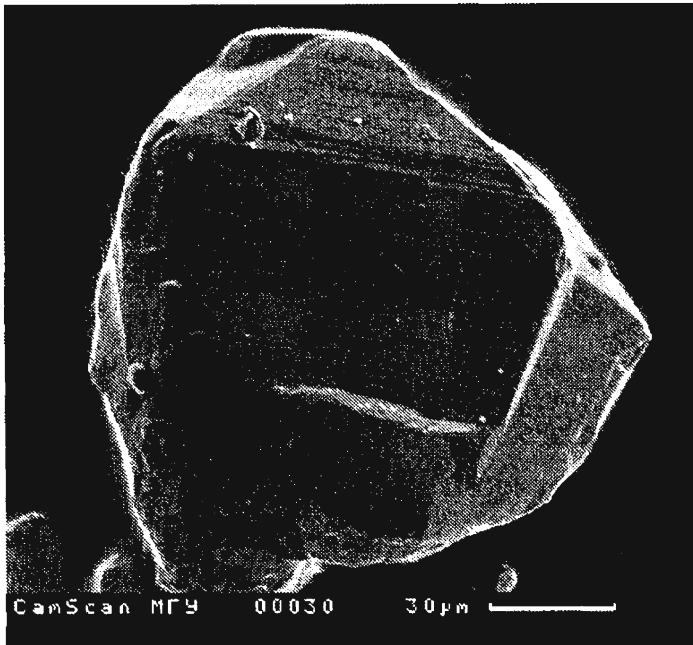


Рис 76 Морфология выделений купроаурида из кальцитовых прожилков в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела

А

Б

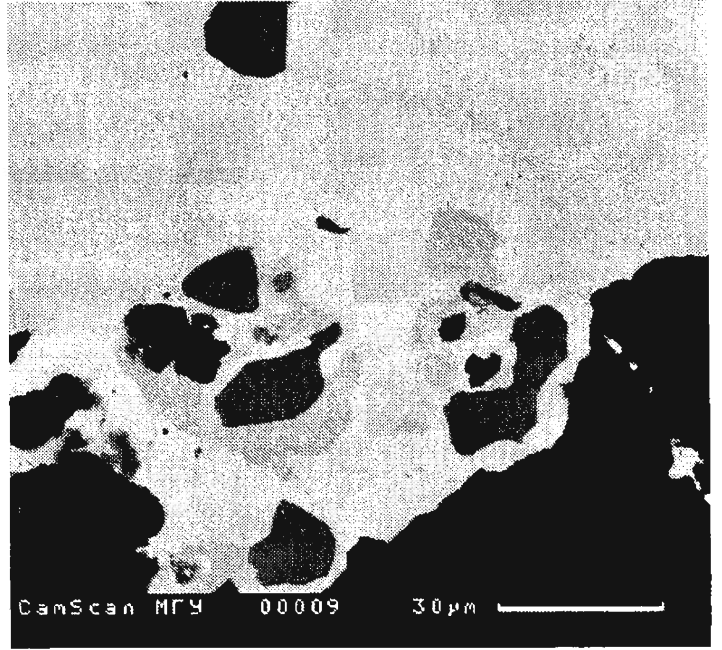
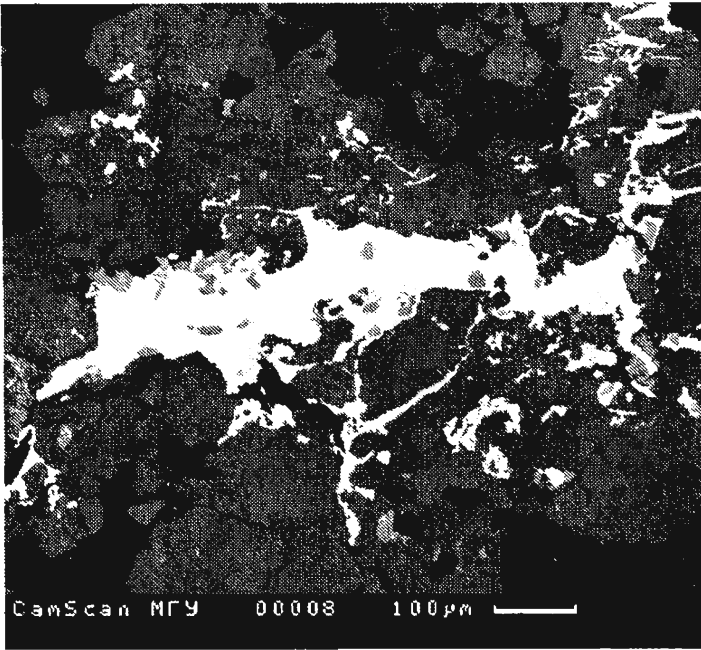


Рис 77 Агрегат рудных минералов в кальцитовом прожилке среди лиственитизированных родингитов Западного рудного тела.

А – магнетит (темно-серый) с редким халькозином (серый) пронизаны прожилками и гнездами ртутистого электрума с купроауридом (белые); кальцит (черный). *Б* – деталь центра снимка *А*: ртутистый электрум (белый) в срastании с купроауридом (светло-серый) с включениями халькозина (темно-серый) и магнетита (черный). Снимки в отраженных электронах

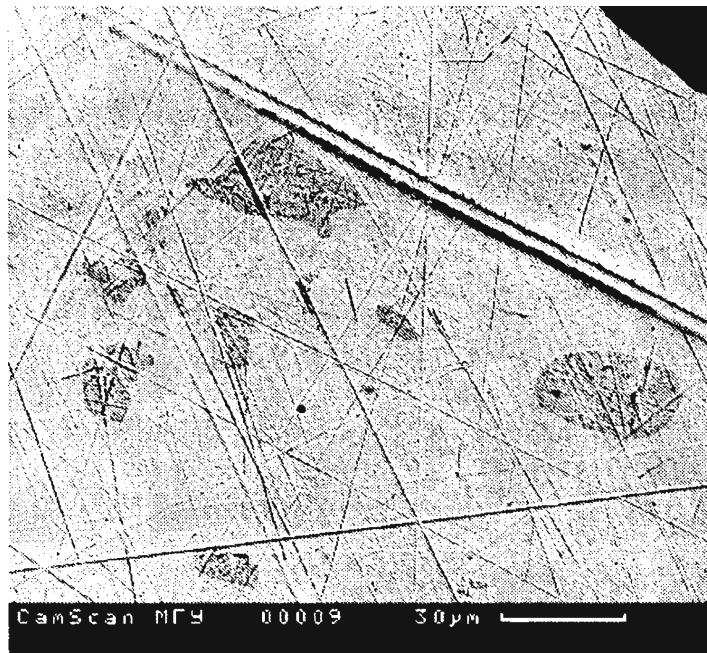
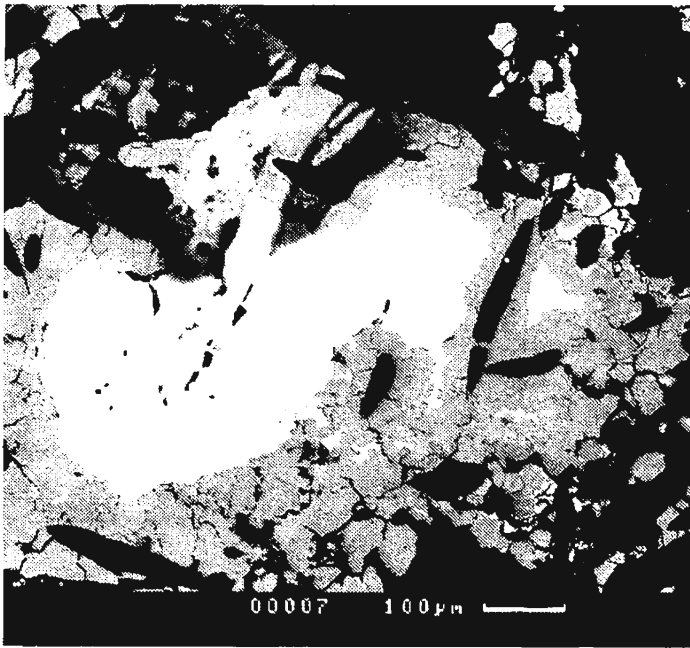


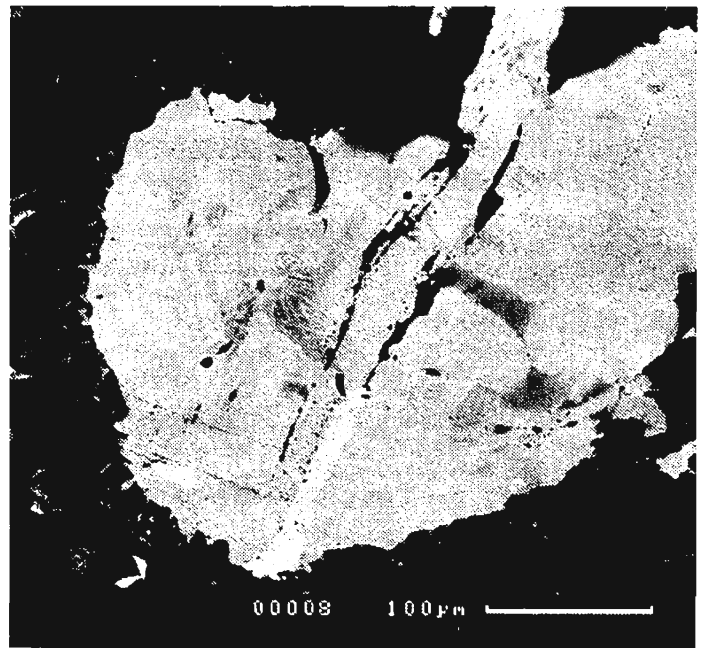
Рис 78 Срastания купроаурида (матрица) и округлых зерен ртутистого электрума (Восточное рудное тело).

Снимок в отраженных электронах

А



Б



В

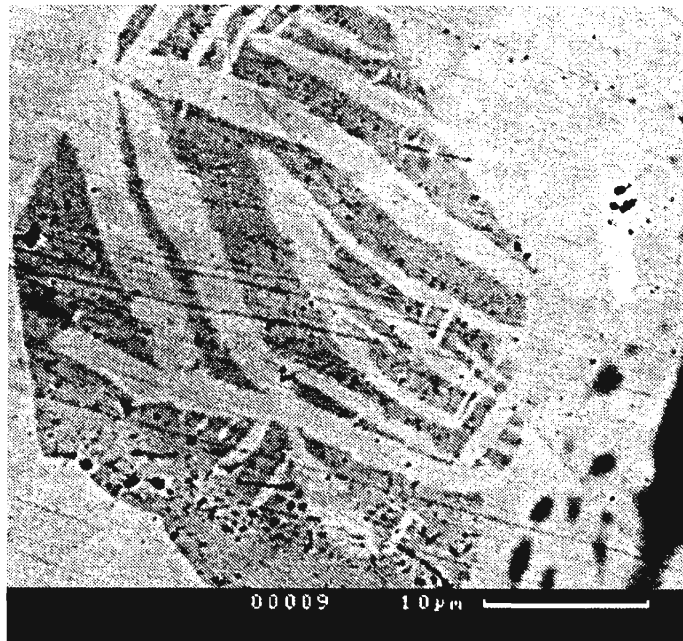


Рис 79 Срастание золотых минералов в Западном рудном теле.

А – крупное гнездо аурикуприда (светло-серый) и купроаурида (белый), заместивших кальцит и частично корродировавших силикатные минералы в лиственитизированных родингитах. Черные “рыбки” в минералах золота – реликтовый диопсид, бесформенные черные выделения – гранат и хлорит. Б – деталь центра снимка А: аурикуприд (черный) и купроаурид (светло-серый), в центре выделения купроаурида небольшое решетчатое срастание и прожилок минерала CuAu_3 (белый). В – деталь снимка Б: решетчатое срастание типа структуры распада твердого раствора (матрица – купроаурид и/или продукты его превращений – тетрааурикуприд и рожковит, ламелли- возможно, ртутистый электрум), прожилок минерала CuAu_3 (белый) среди купроаурида.

Снимки в отраженных электронах



Рис. 80. Аурикуприд и купроаурид с включениями ртутистого электрума, окруженные каймами минерала CuAu_3 (Западное рудное тело). Зарисовка аншлифа. Ширина поля зрения 0,5 мм

рид частично были замещены минералом CuAu_3 . Итак, в ходе рудоотложения происходила следующая эволюция: $\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}_3\text{Au} \rightarrow \text{CuAu} \rightarrow \text{CuAu}_3$, т.е. от существенно медистых фаз к существенно золотым, и постепенно возрастала величина отношения $\text{Au} : \text{Cu}$.

Минералы группы медистого золота практически не содержат в своей структуре Ag и Hg . По этой причине в ходе рудоотложения эти элементы накапливались, что привело к формированию амальгам Au-Ag . Амальгамы слагают включения в купроауриде, нередко у границы с аурикупридом и в нем, крайне редко в минерале CuAu_3 , а также метасоматические вростки и прожилки в кальците, магнетите (см. рис. 77а), аурикуприде.

Hg-электрум (до Hg-кюстелита) обычно образует округлые включения в аурикуприде и купроауриде (см. рис. 74В, 75, 78, 80) и гораздо реже в минерале CuAu_3 , зернистые срастания с купроауридом (см. рис. 77). Такие образования широко развиты во всех рудных телах (табл. 64, 65, 68–72). Наиболее распространен Hg-электрум с пробностью 480–390. Hg-кюстелит с пробностью около 270 слагает внешние части зональных выделений амальгам Au-Ag . В целом, пробность амальгам варьирует от

*Минералогия прожилково-вкрапленных и жильных
золоторудных образований в ореолах лиственитизации Золотой горы*

Таблица 66.

Химический состав минералов золота из сложного срастания – зернистый агрегат аурикуприда, сцементированный купроауридом, вокруг них кайма замещения минерала $CuAu_3$ (Южное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	383	384	385	386	387	388	389
	аурикуприд					купроаурид	минерал $CuAu_3$
Au	50,62	50,41	51,85	52,69	54,75	72,40	88,47
Ag	следы	следы	0,05	0,21	0,20	0,65	0,97
Hg	следы	следы	следы	0,62	0,17	0,48	0,64
Cu	48,86	47,95	47,77	45,00	45,07	25,38	9,95
сумма	99,46	98,36	99,67	98,52	100,19	98,91	100,03
Формульные единицы							
Au	1,00	1,01	1,04	1,09	1,12	0,94	2,91
Ag	–	–	–	0,01	0,01	0,02	0,06
Hg	–	–	–	0,01	–	0,01	0,02
сумма	1,00	1,01	1,04	1,11	1,13	0,97	2,99
Cu	3,00	2,99	2,96	2,89	2,87	1,03	1,01

Примечание. Электронный микронзонд Сатеса SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; Pt, Pd не обнаружены.

Таблица 67.

Химический состав аурикуприда (390–393) и купроаурида (394–400), слагающих небольшие зерна в прожилках кальцита в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела Золотой Горы

№ анал.	Компоненты, мас. %					Формульные единицы			
	Au	Ag	Hg	Cu	сумма	Au	Ag	Hg	Cu
390	50,63	0,04	0,60	48,74	100,01	1,00	–	0,01	2,99
391	49,65	0,01	0,02	46,82	96,50	1,02	–	–	2,98
392	52,84	0,09	0,33	46,70	99,96	1,07	–	0,01	2,92
393	54,75	0,20	0,17	44,07	99,19	1,14	0,01	–	2,85
394	69,35	0,71	следы	28,51	98,57	0,87	0,02	–	1,11
395	71,38	0,45	следы	27,16	98,99	0,91	0,01	–	1,08
396	70,93	0,56	следы	26,38	97,87	0,93	0,01	–	1,06
397	71,32	0,72	следы	25,61	97,65	0,94	0,02	–	1,04
398	71,52	0,73	следы	25,41	97,66	0,94	0,02	–	1,04
399	72,65	0,57	следы	25,58	98,80	0,95	0,01	–	1,04
400	72,21	0,75	следы	25,12	98,08	0,95	0,02	–	1,03

Примечание. Электронный микронзонд Сатеса SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd, Fe, Bi, Sb не обнаружены

Таблица 68.

Химический состав купроаурида, слагающего зернистый агрегат, и ртутистого электрума, слагающего округлое зерно в этом агрегате (Северное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	401	402	403	404	405	406	407	408
	купроаурид							Hg электрум
Au	71,52	72,03	72,54	73,05	73,91	74,30	75,09	34,38
Ag	0,63	0,49	0,57	0,50	0,28	0,31	0,42	53,98
Hg	0,49	0,59	0,41	0,24	следы	0,45	следы	10,71
Cu	26,99	25,67	26,01	25,34	24,22	23,89	23,95	0,35
сумма	99,63	98,78	99,53	99,13	98,41	98,95	99,46	99,42
пробность								346
Формульные единицы в расчете на 2 атома								
Au	0,90	0,94	0,94	0,95	0,99	0,99	1,00	
Ag	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	
Hg	0,01	0,01	–	–	–	0,01	–	
сумма	0,94	0,96	0,96	0,97	1,00	1,01	1,01	
Cu	1,06	1,04	1,04	1,03	1,00	0,99	0,99	

Примечание. Электронный микронзонд Сатеса SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; Pt, Pd не обнаружены.

Химический состав купроаурида зернистого агрегата (409–414) с включением мелкого зерна (415) и крупного зонального выделения (416–420) ртутистого электрума (Западное рудное тело Золотой Горы)

№ анал.	Au	Ag	Hg	Cu	сумма	пробность
409	72,51	0,76	следы	24,35	97,62	
410	73,31	0,63	0,04	24,75	98,73	
411	74,10	0,70	следы	24,46	99,26	
412	73,42	0,57	0,17	24,01	98,17	
413	74,10	0,66	следы	24,01	98,77	
414	74,31	0,49	0,33	23,11	98,24	
415	49,29	46,85	1,34	1,78	99,26	497
416 ц	55,65	41,90	1,39	0,81	99,75	558
417 ↓	49,89	46,70	2,51	0,71	99,81	500
418 ↓	44,09	49,78	5,03	0,23	99,13	445
419 ↓	40,26	51,95	6,71	0,41	99,33	405
420 к	38,43	52,54	7,04	0,37	98,38	391
Формульные единицы в расчете на 2 атома						
№ анал.	409	410	411	412	413	414
Au	0,97	0,97	0,98	0,99	0,99	1,01
Ag	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Cu	1,01	1,01	1,00	1,00	0,99	0,98

Примечание. Электронный микрозонд Самеса SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены.

Химический состав купроаурида, слагающего крупное выделение с массой мелких включений ртутистого электрума (Южное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	421	422	423	424	425	426	427	428
	купроаурид				ртутистый электрум			
Au	73,39	73,05	73,16	73,95	45,69	44,03	42,45	41,34
Ag	0,60	0,50	1,44	0,34	50,40	51,14	51,84	52,70
Hg	0,29	следы	0,16	0,35	2,73	3,32	4,07	4,21
Cu	25,81	25,12	26,05	24,42	0,28	0,27	0,46	0,43
сумма	100,09	98,67	100,81	99,09	99,22	98,86	98,82	98,68
пробность					460	445	430	419
Формульные единицы в расчете на 2 атома								
Au	0,95	0,96	0,94	0,98				
Ag	0,02	0,01	0,03	0,01				
Hg	–	–	–	–				
сумма	0,97	0,97	0,97	0,99				
Cu	1,03	1,03	1,03	1,01				

Примечание. Электронный микрозонд Самеса SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены.

Химический состав крупного выделения купроаурида с мелкими включениями ртутистого электрума (Восточное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	429	430	431	432	433	434	435
	купроаурид				ртутистый электрум		
	центр	→	→	→	край		
Au	75,66	74,47,	75,96	75,20	75,09	43,24	39,38
Ag	0,21	0,31	0,30	0,30	0,32	46,34	49,93
Hg	0,07	0,29	0,19	0,29	0,23	10,44	8,74
Cu	24,15	24,05	24,16	24,35	24,59	0,27	0,25
сумма	100,09	99,13	100,61	100,15	100,24	100,28	98,31
пробность						431	400
Формульные единицы в расчете на 2 атома							
Au	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99		
Ag	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
Cu	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00		

Примечание. Электронный микрозонд Самеса SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; Pt, Pd не обнаружены (или в следах).

*Минералогия прожилково-вкрапленных и жильных
золоторудных образований в ореолах лиственитизации Золотой горы*

Таблица 72.

Химический состав зональных выделений ртутистых электрума-кюстелита, образующих включения в крупном зерне купроаурида (Восточное рудное тело Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	436	437	438	439	440	441	442	443	444
	центр	→	→	→	→	край	центр	→	край
Au	44,14	42,44	41,87	37,99	33,63	27,15	38,36	34,44	26,53
Ag	50,26	51,03	54,80	55,31	58,35	63,68	54,82	59,77	63,09
Hg	3,31	4,31	4,83	4,22	5,88	8,08	4,46	6,11	8,25
Cu	0,28	0,32	0,30	0,44	0,29	0,10	0,45	0,17	0,14
сумма	97,99	98,10	101,80	97,96	98,15	99,01	98,09	100,49	98,01
пробность	450	433	411	388	343	274	391	343	271

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd, Bi, Fe, Ni не обнаружены.

558 до 271. В этих амальгамах с ростом содержаний серебра от внутренних зон к внешним почти линейно увеличивается и содержание ртути от 1–3% в высокопробных амальгамах до 8–11 мас. % Hg в низкопробных. Данные амальгамы содержат <0,5%, изредка до 1% Cu.

Hg-кюстелит развит только в Восточном рудном теле, где слагает мелкие обособленные выделения и сростания с халькозином, округлой и прихотливой формы метасоматические вроски в аурикуприте и купроауриде, в магнетите и халькозине. Пробность варьирует от 176 до 121, минерал содержит 13–19 мас. % Hg, небольшие примеси Cu (табл. 73).

Hg-серебро установлено П.А.Плетневым в Восточном рудном теле, где образует сростания с селенсодержащим халькозином (рис. 81), слагает округлой и прихотливой формы метасоматические вроски в купроауриде и в аурикуприде, замещая их обычно вдоль границ с кальцитом, диопсидом (рис. 82). Кроме того, Hg серебро образует каемки замещения на халькозине в сростании с магнетитом (рис. 83). Пробность варьирует от 25 до 0, содержания Hg – 19–26 мас. % (табл. 74).

Итак, в процессе рудообразования изменялся состав амальгам – от относительно богатых золотом, через золото-серебряные до чисто серебряных.

Помимо зернистых сростаний минералов Cu-Au и амальгам Au-Ag, в оруденелых лиственитизированных родингитах широко распространены их мелко-, тонко- и тончайшерешетчатые (ламеллярные) сростания. Соотношения медистого золота, по составу отвечающего купроауриду CuAu, и Hg-Cu-содержащего золота свидетельствуют о том, что это структуры распада твердого раствора (рис. 84–88). В этих сростаниях количества купроаурида (и/или продуктов его твердофазного превращения – тетрааурикуприда и рожковита) и Hg-Cu золота примерно равны. Валовый состав таких сростаний близок $Cu_2(Au, Ag, Hg)_3$ и, очевидно, отвечает составу протофазы. Иногда

Таблица 73.

Химический состав (мас. %) ртутистого кюстелита Восточного рудного тела Золотой Горы

№ анал.	Au	Ag	Hg	Cu	сумма	пробность
445	17,73	66,31	15,64	0,70	100,39	176
446	17,61	69,06	13,25	0,67	100,59	175
447	14,52	67,46	19,15	0,21	101,34	143
448	12,88	68,33	18,98	0,21	100,39	128
449	11,99	72,05	15,03	0,09	99,16	121

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононкова; Pt, Pd не обнаружены (или в следах).

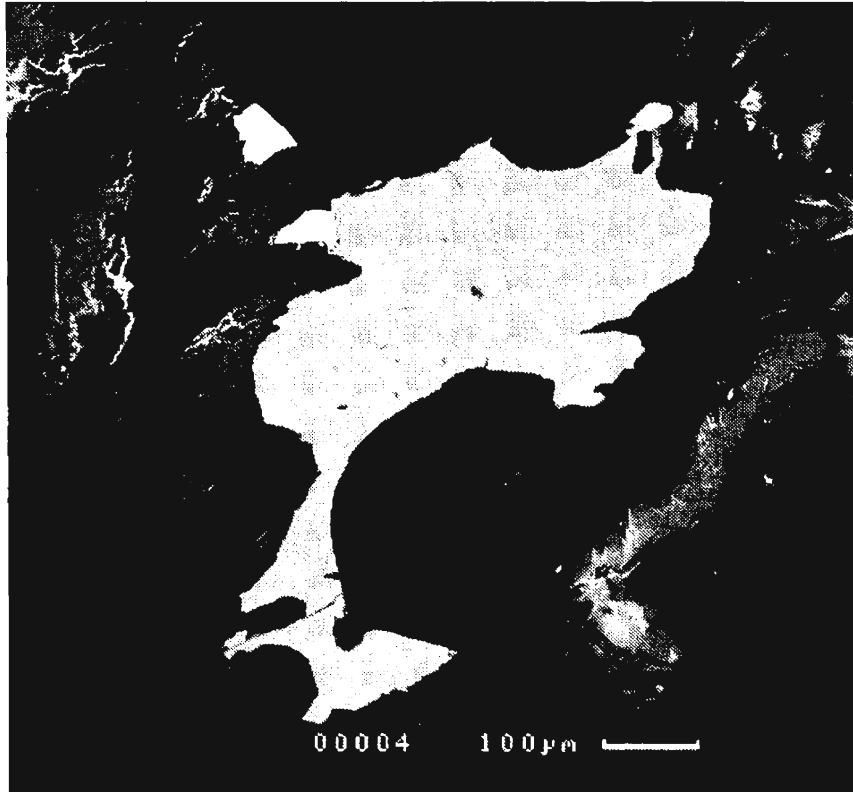


Рис 81 Ртутистое серебро (белое) и селен-содержащий халькозин (светло-серый) в листвениitized родингитах Восточного рудного тела.
Снимок в отраженных электронах

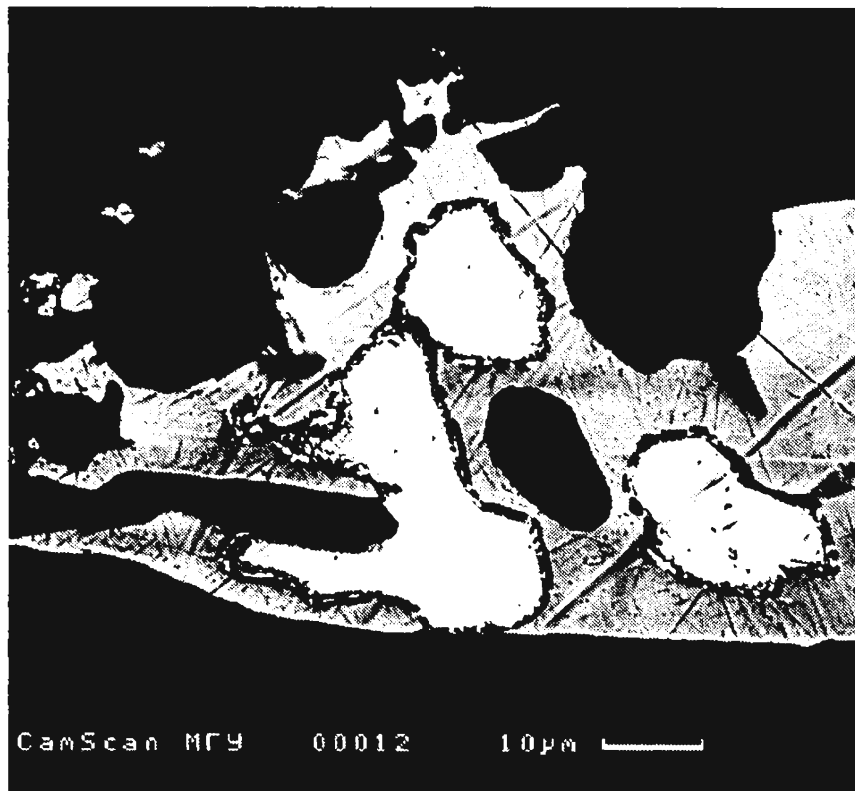


Рис 82 Метасоматические вроски ртутистого серебра (белое) вдоль контактов аурикуприда (светло-серый) и силикатной матрицы (Восточное рудное тело).
Снимок в отраженных электронах

Химический состав (мас. %) ртутистого серебра Восточного рудного тела Золотой Горы

№ анализа	Au	Ag	Hg	Cu	сумма	пробность
450 центр	2,49	76,30	19,25	0,05	98,08	25
451 ↓	0,84	78,73	19,87	0,08	99,52	8
452 край	следы	78,21	21,10	0,09	99,40	0
453	0,58	78,86	22,85	0,26	100,55	6
454	0,22	78,36	19,98	0,40	98,96	2
455	0,10	75,97	22,46	0,19	98,72	1
456	следы	79,38	20,92	0,20	100,51	0
457	следы	76,97	21,33	0,11	98,40	0
458	следы	76,47	22,59	0,34	99,40	0
459	следы	76,14	24,97	0,13	101,23	0
460	следы	75,69	26,27	0,02	101,98	0

Примечание. Электронный микрозонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононова; Pt, Pd не обнаружены (или в следах).

такие сростания включены в однородные выделения купроаурида (см. рис. 79). Гораздо чаще это обособленные зерна, в том числе метасоматические вросстки в магнетите (см. рис. 84) и прожилковидные выделения (рис. 85–88), изредка мелкие относительно правильные кубооктаэдрические кристаллы. Иногда наблюдаются агрегаты зерен минерала CuAu_3 и зерен, сложенных тончайшерешетчатыми сростаниями купроаурида и Hg-Cu золота, т.е. ранее зерен протофазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$; эти агрегаты подобны тем, что широко развиты в оруденелых хлоритолитах и описаны ниже.

Итак, вслед за аурикупридом и купроауридом возникла метастабильная фаза $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$. Вероятно, эта фаза, как и аурикуприд и купроаурид, возникла при воздействии золотосодержащих гидротерм на уже существовавшую самородную медь. Будучи неустойчивой, эта фаза испытала превращение – распад твердого раствора с образованием решетчатых – ламеллярных структур (см. рис. 84–88). В одних случаях сохранились “первозданные” тончайшие субмикронные двухфазные решетки распада, в других произошло их укрупнение, вплоть до 50–100 микрон.

В продуктах распада фазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$ почти вся медь сконцентрирована в купроауриде, а серебро и ртуть в самородном золоте.

Купроаурид решетчатых сростаний с золотом обогащен Au против стехиометрии (табл. 75, ан. 461–464; табл. 76, ан. 468–470; табл. 77, ан. 474–476). Состав купроаурида отвечает $\text{Cu}_{0,90-0,97}\text{Au}_{1,02-1,09}\text{Ag}_{0-0,01}\text{Hg}_{0-0,01}$, средний состав – $\text{Cu}_{0,93}\text{Au}_{1,06}\text{Ag}_{0,01}$ ($n = 10$).

В ряде образцов при большом увеличении заметно, что ламелли минерала CuAu содержат тончайшие пластинки, по составу близкие к золоту и ориентированные строго параллельно пластинам матрицы (“по кубу”) (см. рис. 84Б, В, 88Б); вероятно, это пластинки распада твердого раствора, который обычно сопровождает полиморфные переходы. В данном случае, вероятно, произошло превращение купроаурида → тетрааурикуприд (или рожковит) и темносерые пластины, по-видимому, сложены тетрааурикупридом (или рожковитом) стехиометричного состава. Возможно, нестехиометричные образцы купроаурида были неустойчивы и также испытали распад твердого раствора с обособлением фаз, состав которых близок к стехиометричным – CuAu и Au, и сопряженный полиморфный переход.

В этих же образцах наряду с тетрааурикупридом (темносерый на рис. 84В и 88Б) и Hg-Cu золотом (белое на тех же рисунках) присутствует некоторое количество фазы

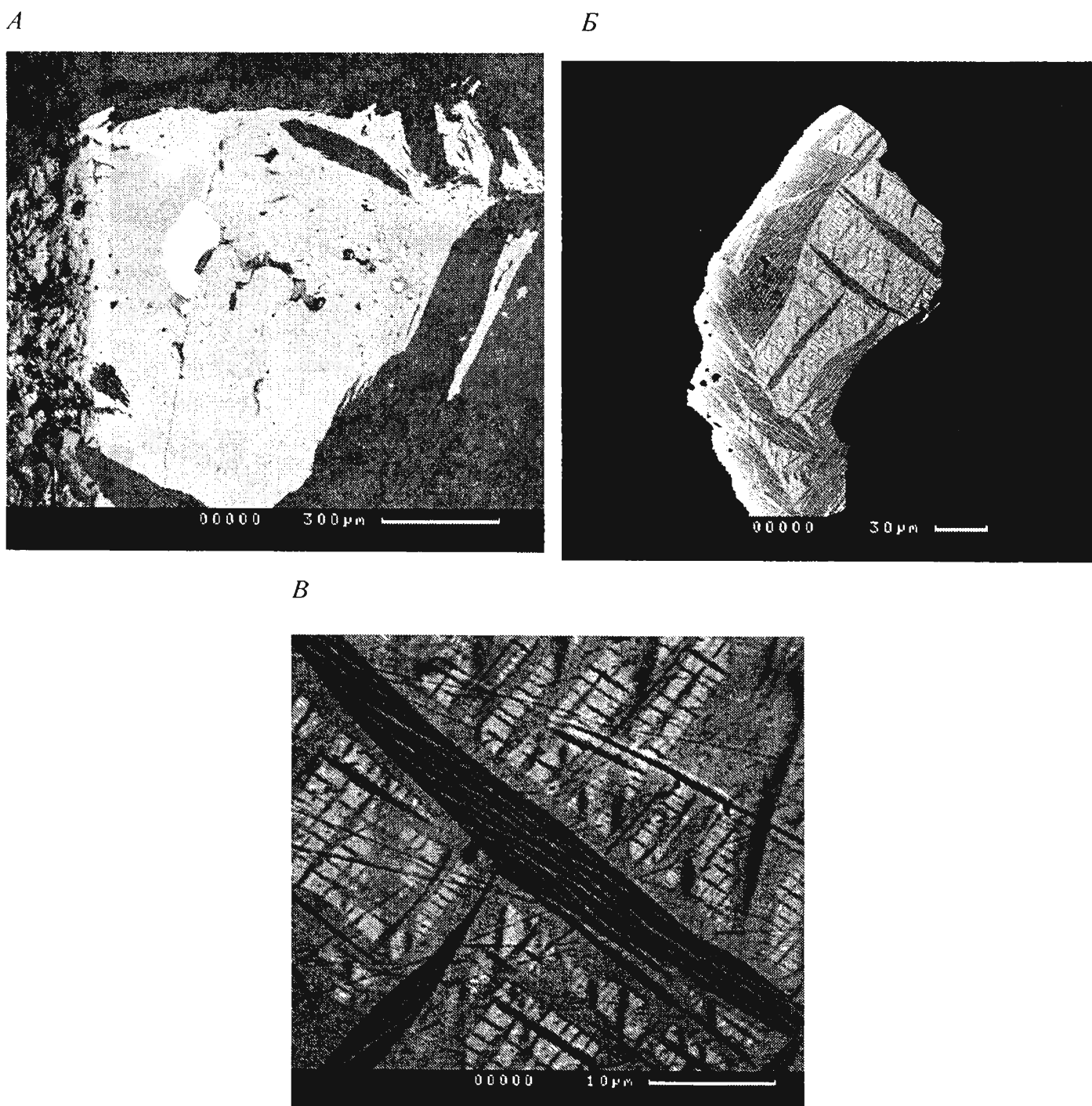
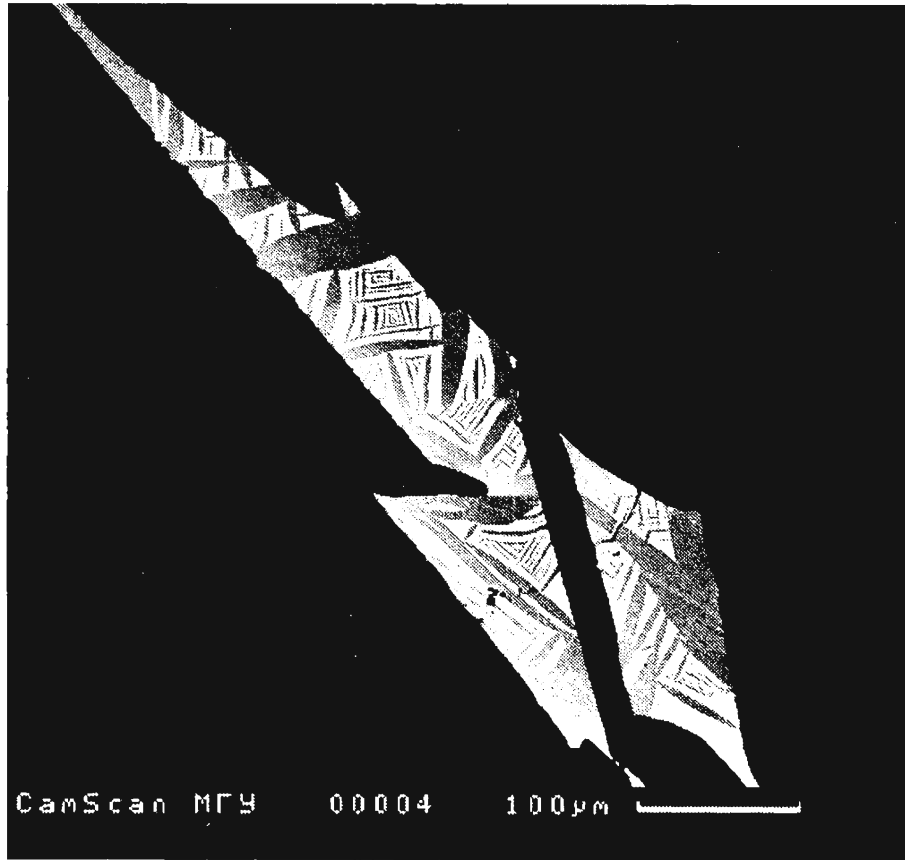


Рис 84 Золотая руда Западного рудного тела – лиственитизированные родингиты с прожилково-вкрапленным оруденением.

A – срастание минералов золота (белые) в магнетите (светло-серый); *Б* – деталь центра снимка *A*. *В* – деталь центра снимка *Б*: решетчатые срастания минералов золота – структуры многоступенчатого распада твердого раствора и полиморфных превращений. Серая фаза (на снимке *В*), возможно, отвечает минералу CuAu_3 . Крупные ламеллы (*Б*) – продукты 1-й стадии распада, темные – купроаурид, светлые – Hg-Cu золото. Каждая из крупных ламелл содержит более мелкие – продукты 2-й стадии распада, состав которых близок к CuAu и Au ; при этом, купроаурид в значительной степени превратился в рожковит или тетрааурикуприд (темно-серые – *Б. В*).

Снимки в отраженных электронах

А



Б



Рис 85 Прожилковидные ксеноморфные выделения минералов золота в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела.

Решетчатые срастания (иероглифы) купроаурида (серый) и Hg-Cu золота (белое) – структуры распада твердого раствора протофазы $\text{Cu}_2(\text{Au}_{1-\text{Ag}}\text{Hg})_3$. Б – деталь верхней части снимка А.

Снимки в отраженных электронах

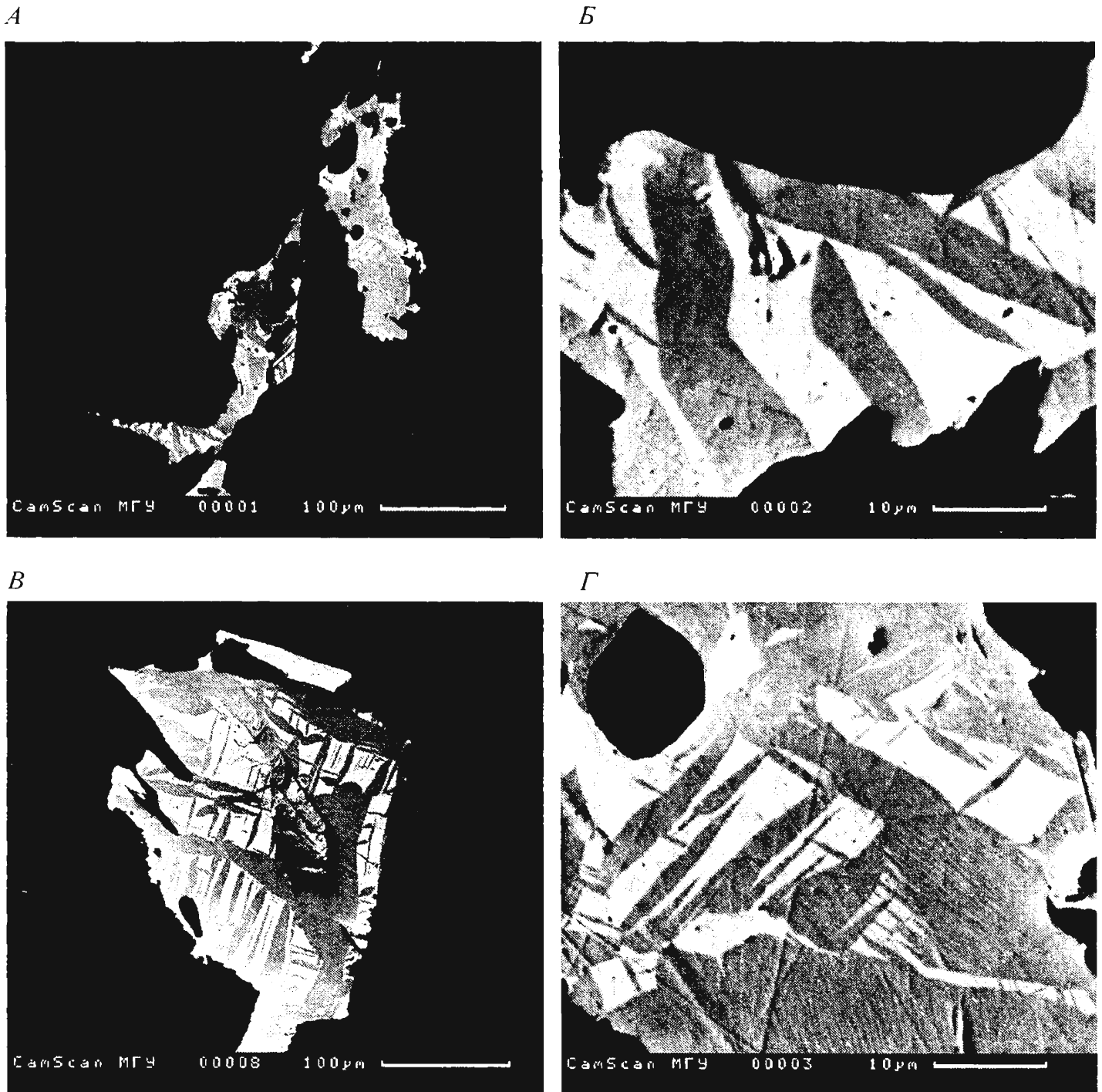


Рис 86 Ксеноморфные выделения минералов золота в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела.

Решетчатые и линзовидные срастания купроаурида (серый) и Hg-Cu золота (белое), структуры распада протофазы $Cu_2(Au, Ag, Cu)_3$. *Б* – деталь нижней части снимка *А*. В центре снимка *В* шероховатый участок отвечает ребристой поверхности медистого золота в кальците. Черное включение в медистом золоте на снимке *Г* – кварц.

Снимки в отраженных электронах

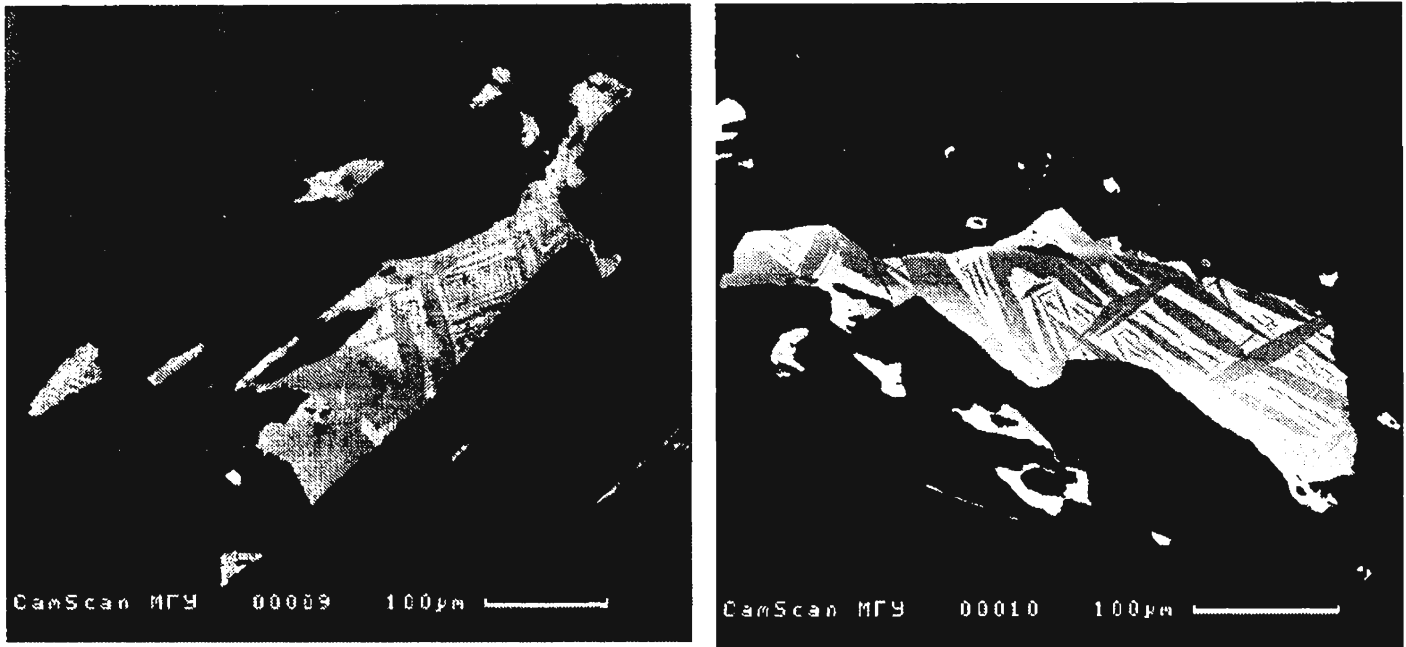


Рис 87 Богатая руда Восточного рудного тела.

Выделения минералов золота в ливственитизированных родингитах. Решетчатые и линзовидные сращения купроаурита (серый) и Hg-Cu золота (белое), структуры полиморфных превращений и распада протофазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$.

Черное – карбонатно-силикатная матрица. Снимки в отраженных электронах

4

Б

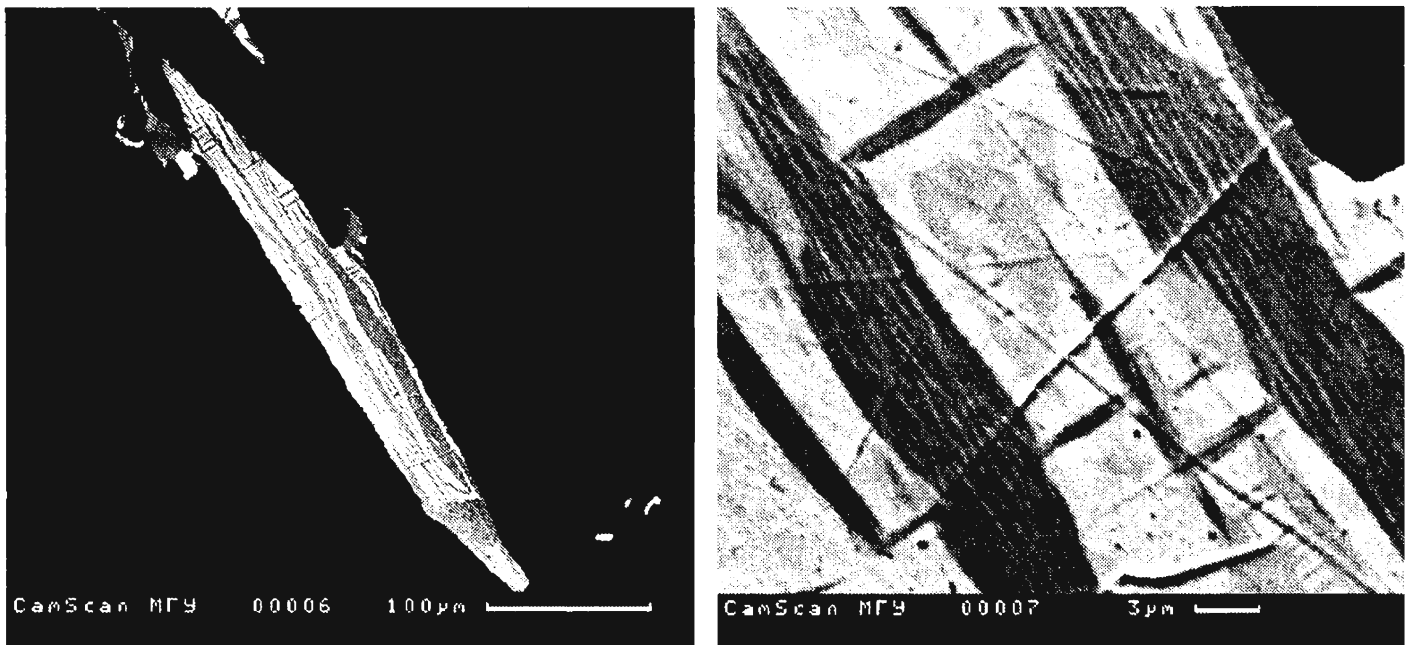


Рис 88 Ливственитизированные родингиты Восточного рудного тела. Прожилковидное выделение минералов золота в карбонатно-силикатной матрице (черное).

Б – деталь снимка А. Решетчатые сращения минералов золота – структуры многоступенчатого распада протофазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$ и полиморфных превращений. Крупные ламеллы – продукты 1-й стадии распада, темные – купроаурит, светлые – Hg-Cu золото. Каждая из крупных ламелл содержит более мелкие ламеллы – продукты 2-й стадии распада, состав которых близок к CuAu и Au ; при этом, купроаурит в значительной степени испытал превращение в тетрааурикуприд. Серая фаза на снимке Б, возможно, отвечает минералу CuAu_3 . Снимки в отраженных электронах

Таблица 75.

Химический состав купроаурида и Hg-Cu золота, образующих решетчатые сростания (структуры распада твердого раствора протофазы Cu_2Au_3) в крупном зерне купроаурида Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	461	462	463	464	465	466	467
	купроаурид				Hg -Cu золото		
Au	77,42	78,12	79,20	77,60	81,81	81,40	82,52
Ag	0,14	0,41	0,37	0,29	13,55	12,64	13,37
Hg	следы	следы	следы	следы	2,29	2,95	2,68
Cu	21,63	20,77	21,23	21,05	1,57	2,78	1,53
сумма	99,20	99,30	100,79	98,94	99,21	99,78	100,11
пробность					824	815	824
Формульные единицы в расчете на 2 атома							
Au	1,07	1,09	1,09	1,08			
Ag	–	0,01	0,01	0,01			
Cu	0,93	0,90	0,90	0,91			

Примечание. Электронный микронзонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; Pt, Pd не обнаружены (или в следах).

Таблица 76.

Химический состав купроаурида (468–470) и Hg-Cu золота (471–473), слагающих решетчатые сростания (структуры распада протофазы Cu_2Au_3), – микропрожилок в кальците среди лиственитизированных родингитов Южного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	468	469	470	471	472	473
Au	79,17	79,47	78,55	85,95	86,04	85,56
Ag	0,25	0,22	0,03	11,22	11,50	11,56
Hg	0,06	0,06	0,07	0,72	1,21	1,06
Cu	22,23	21,86	21,67	2,89	2,64	3,21
сумма	101,71	101,61	100,32	100,78	101,41	101,39
пробность				853	848	844
Формульные единицы в расчете на 2 атома						
Au	1,07	1,07	1,06			
Ag	0,01	0,01	–			
Cu	0,92	0,92	0,94			

Примечание. Электронный микронзонд Camebax, анал. И.М.Куликова.

Таблица 77.

Химический состав купроаурида (474–476) и Hg-Cu золота (477–480), слагающих решетчатые сростания (структуры распада протофазы Cu_2Au_3), – небольшое зерно в прожилке кальцита в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела Золотой Горы

Компоненты, мас. %	474	475	476	477	478	479	480
Au	77,95	78,92	77,20	83,04	80,43	83,59	80,39
Ag	0,27	0,37	0,54	13,66	12,38	13,23	11,99
Hg	0,43	следы	0,39	2,05	2,52	2,22	2,61
Cu	23,71	23,74	21,57	1,42	1,73	1,95	2,25
сумма	102,36	103,03	99,70	100,16	97,06	100,99	97,24
пробность				829	829	828	827
Формульные единицы в расчете на 2 атома							
Au	1,02	1,03	1,06				
Ag	0,01	0,01	0,01				
Hg	–	–	0,01				
Cu	0,97	0,96	0,92				

Примечания. Электронный микронзонд Cameca SX-50, анал. Н.Н.Кононова; Pt, Pd, Fe, Bi, Sb не обнаружены.

промежуточного состава (светло-серая на тех же рисунках). Возможно, это сохранившиеся от распада небольшие участки протофазы Cu_2Au_3 ; выполнить корректный микрондовый анализ в пределах этих участков не представилось возможным.

Золото решетчатых сростаний с купроауридом относительно высокопробное – 815–853, содержит 0,7–2,8 мас. % Hg и 1,4–3,2 % Cu (табл. 75, ан. 465–467; табл. 76, ан. 471–473; табл. 77, ан. 478–480). Довольно устойчивый состав этого золота в различных образцах свидетельствует о близких параметрах их формирования. Hg-Cu золото структур распада отличается гораздо более низкими концентрациями ртути и серебра и более высокими концентрациями меди по сравнению с обособленными выделениями амальгам Au, которые описаны выше.

Колымит (?) Cu_7Hg_6 . В Восточном рудном теле в парагенезе с селенсодержащим халькозином, гринокитом, Hg-кюстелитом и Hg-серебром наблюдаются пластинчатые выделения минерала, превращенного в зоне выветривания в пористый агрегат самородной меди, содержащей до 1% Hg. В зоне выветривания руд Золотой Горы широко развиты псевдоморфозы самородной меди по халькозину, эта медь химически чистая. Можно предположить, что описанные пластинчатые зерна были сложены колымитом.

Минералы золота в хлоритолитах

Оруденелые хлоритолиты содержат специфический набор минералов золота. Это зернистые агрегаты богатого Au купроаурида, который в значительной степени испытал полиморфные превращения и распад твердого раствора (рис. 89, 90); зернистые агрегаты фазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$, которая испытала распад на купроаурид и Hg-Cu золото; а также зернистые агрегаты минерала CuAu_3 и фазы $\text{Cu}_2(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Hg})_3$, которая превращена при отжиге в тонкорешетчатые – ламеллярные сростания купроаурида (тетрааурикуприда) и золота (рис. 91–93). Наиболее широко распространены продукты распада фазы Cu_2Au_3 . Изредка встречаются микронного размера кристаллы Hg-содержащего самородного золота.

Купроаурид CuAu (и продукты его твердофазных превращений) слагают небольшого размера зернистые агрегаты, в том числе прожилковидные, в карбонатно-силикатной матрице. В процессе отжига минерал (протофаза) испытал фазовое превращение в тетрааурикуприд с образованием мелких пластинчатых двойников полиморфного перехода (рис. 89–94) и распад твердого раствора с обособлением избыточного против стехиометрии CuAu количества золота (с малыми примесями Ag, Hg, Cu) в виде тонкопластинчатых ламелл; ширина ламелл распада золота от субмикронной до 3–5 микрон, редко более (см. рис. 89, 90). Микрондированием площадок установлен валовый состав протофазы $\text{Cu}_{0,90-0,95}\text{Au}_{1,10-1,05}$. Судя по вариациям размеров и морфологии ламеллярных структур, распад происходил не менее, чем в две стадии: каждая из более крупных ламелл купроаурида (или тетрааурикуприда) и золота состоит из агрегатов мелких и мельчайших ламелл двух фаз различного состава (см. рис. 89 Б, В, Г). Возможно, светло-серые участки на электронных фотографиях (рис. 89Г) отвечают нераспавшейся протофазе.

Агрегаты минералов золота в хлоритолитах нередко деформированы, что заметно по изгибу ламелл распада и изменению их толщины. Деформация структур распада местами привела к их частичной перекристаллизации – грануляции (см. рис. 90).

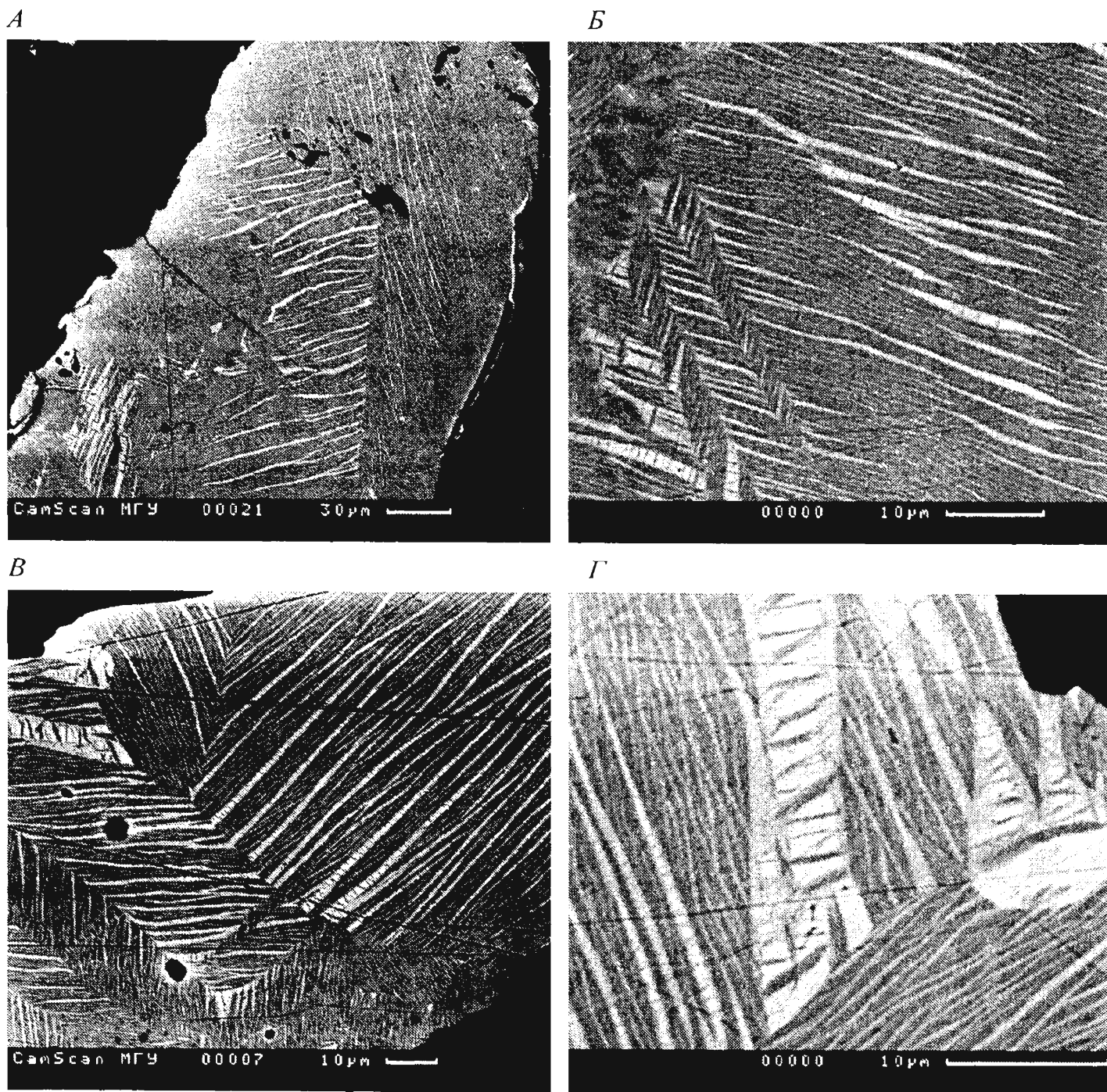


Рис 89 Богатая руда зальбанда Восточного рудного тела – лиственитизированные хлоритолиты.

Зернистые агрегаты купроаурида, обогащенного золотом. Купроаурид испытал фазовое превращение в тетрааурикуприд с образованием мелких пластинчатых двойников, далее – многократный распад твердого раствора с обособлением ламелл золотa, избыточного против стехиометрии

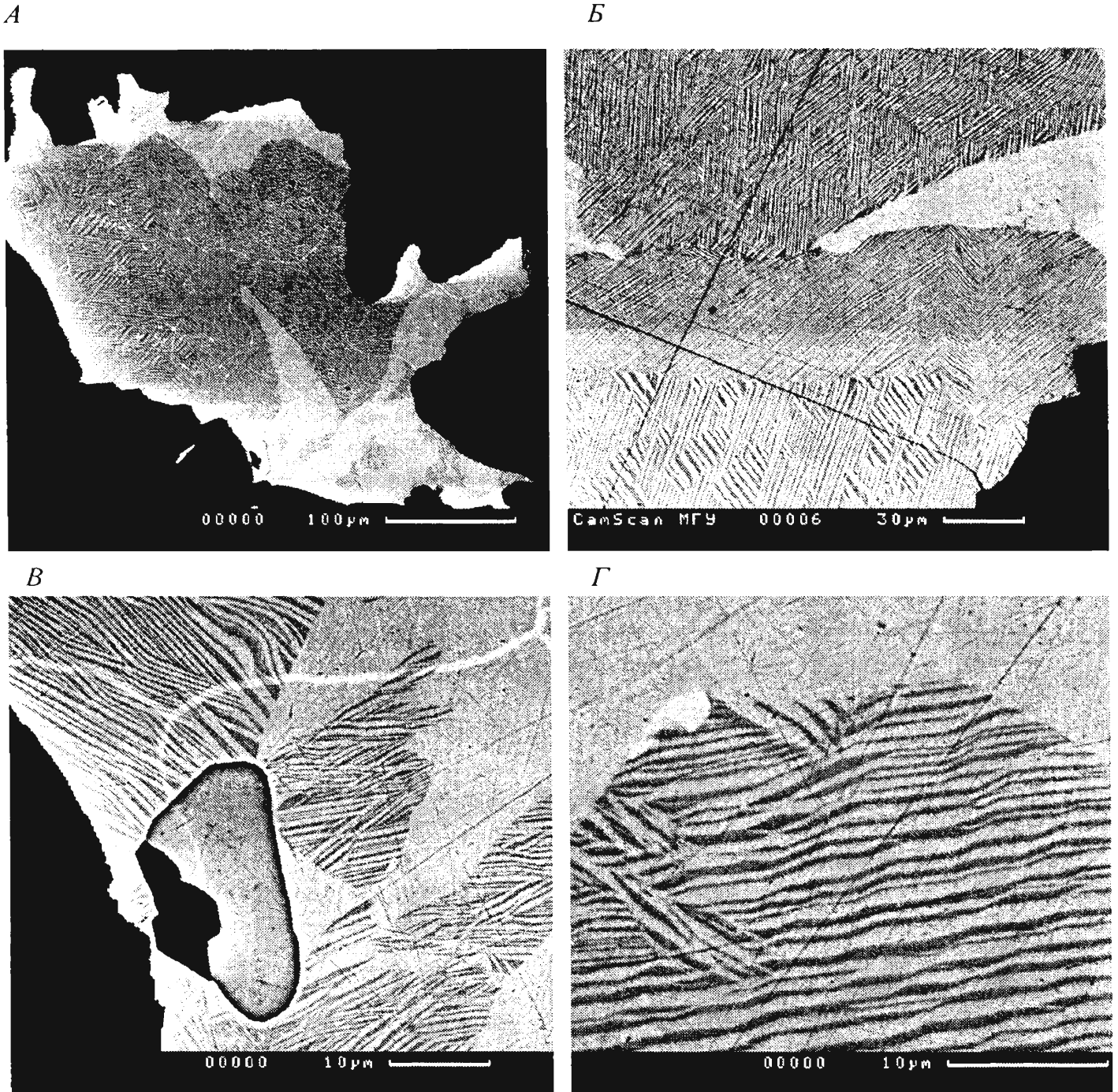
Б, В, Г – детали снимка *А*. Снимки в отраженных электронах



Рис 90 Оруденелые хлоритолиты Восточного рудного тела.

Зернистые агрегаты нестехиометричного купроаурида, обогащенного золотом. Купроаурид испытал фазовое превращение в тетрааурикуприд с образованием мелких пластинчатых двойников, далее – распад твердого раствора с обособлением ламелл золота. Агрегаты минералов золота деформированы, что заметно по изгибу ламелл распада. Возможно, это вызвало частичную перекристаллизацию структур распада с обособлением овальных частиц золота.

Снимок в отраженных электронах



**Рис 91 Оруденелые лиственитизированные хлоритолиты зальбанда
Восточного рудного тела.**

Агрегат зерен минерала CuAu_3 (светлый, без структур распада) и фазы Cu_2Au_3 (серая на снимке *А*), которая испытала фазовое превращение в тетрааурикуприд с образованием мелких пластинчатых двойников, далее – распад и представлена тонкорешетчатыми срастаниями тетрааурикуприда (?) и золота. *Б, В, Г* – фрагменты снимка *А*. Агрегат минералов золота несколько деформирован, что заметно по изгибу ламеллей распада. Возможно, при этом возникли обособленные частички золота (белые на снимке *Г*). В агрегат золотых минералов включены галенит (рельефный серый на снимке *В*) и халькозин (черный рядом с галенитом). Снимки в отраженных электронах

А



Б

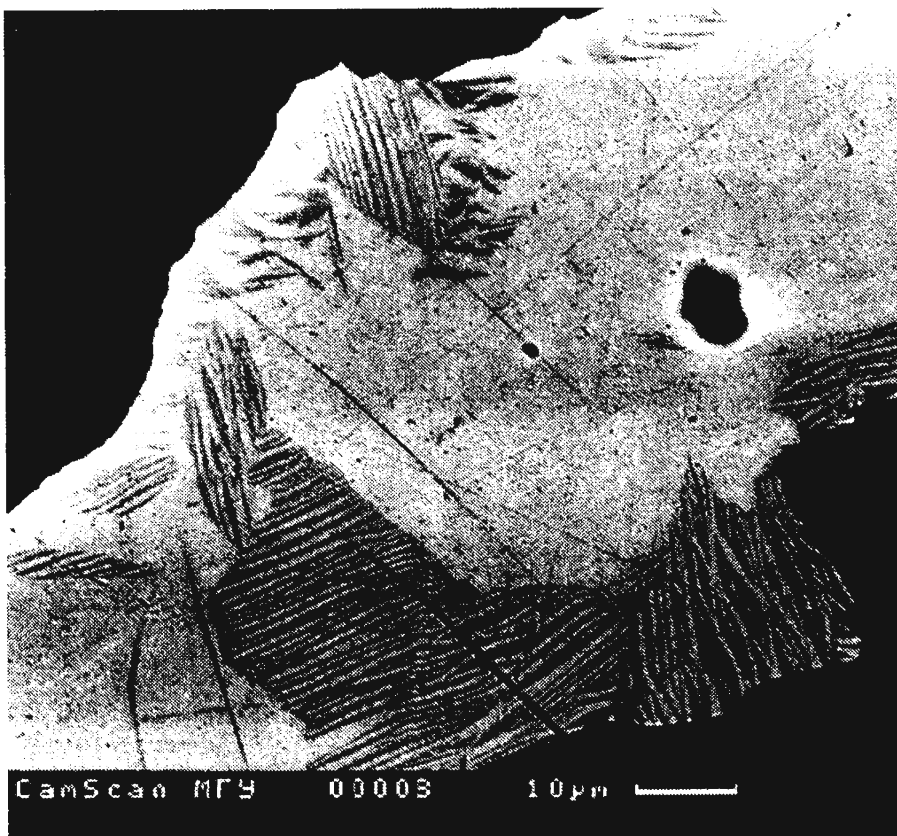


Рис 92 Богатые золотом оруденелые хлоритолиты Восточного рудного тела. Агрегат зерен минерала CuAu_3 (светлый, без структур распада) и фазы Cu_2Au_3 (серая на снимке Б), которая испытала распад твердого раствора и представлена тонкорешетчатыми срастаниями купроаурида (тетрааурикуприда ?) и золота. Отдельные кристаллы минерала CuAu_3 , фазы Cu_2Au_3 имеют форму кубокрадра, куба или октаэдра. Снимки в отраженных электронах

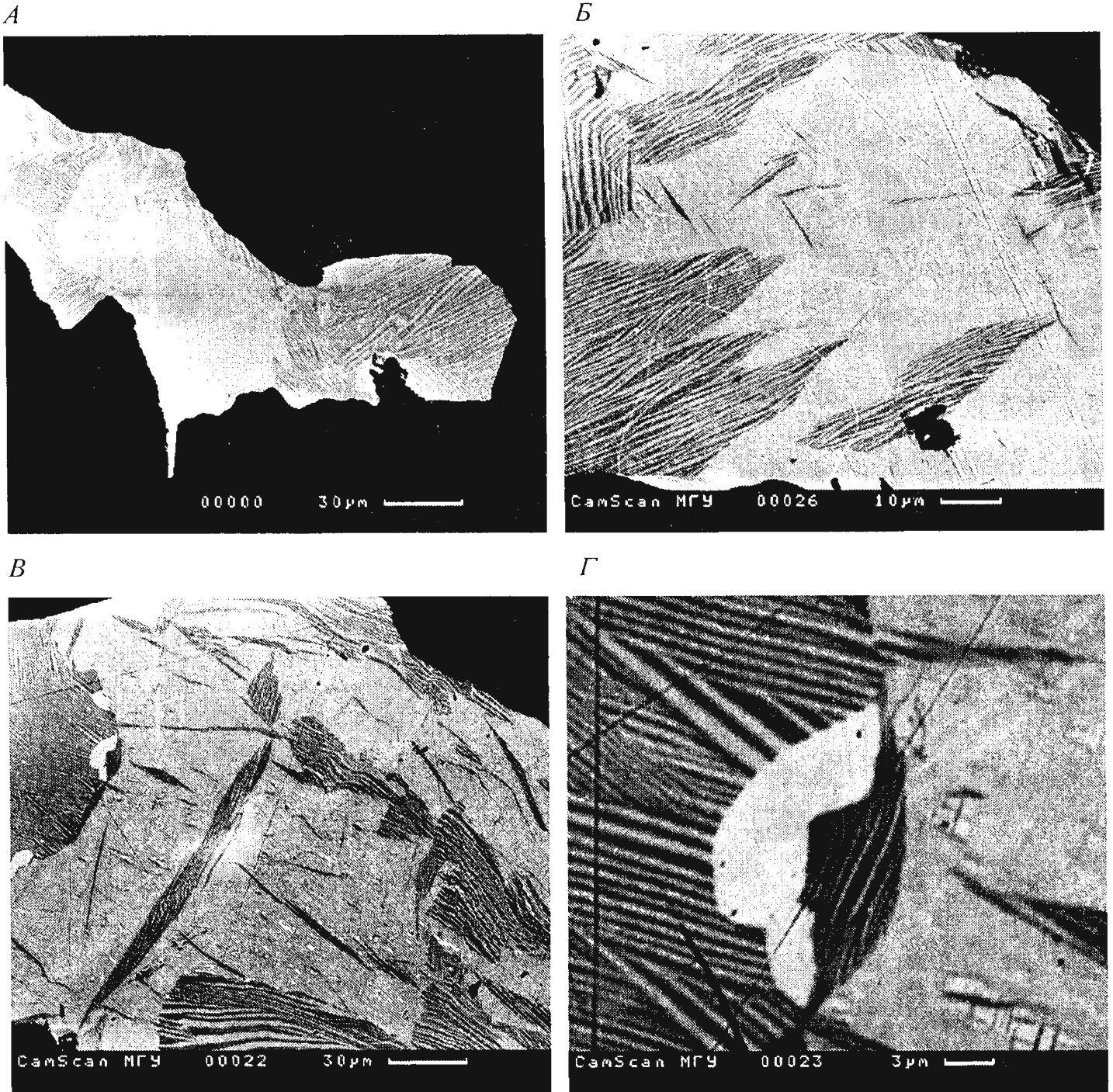


Рис 93 Богатые золотом хлоритолиты Восточного рудного тела.

Ксеноморфные выделения минералов золота в карбонатно-силикатной матрице (черное). Зернистые сростания минерала CuAu_3 (светлый, без структур распада) и фазы Cu_2Au_3 (серая на снимке .1) Границы этих минералов – индукционные поверхности совместного роста. Фаза Cu_2Au_3 испытала фазовое превращение в тетраурикуприд с образованием мелких пластинчатых двойников, далее – распад твердого раствора и превращена в тонкорешетчатые сростания тетраурикуприда (?) (темно-серый) и золота Г – деталь снимка В. Снимки в отраженных электронах

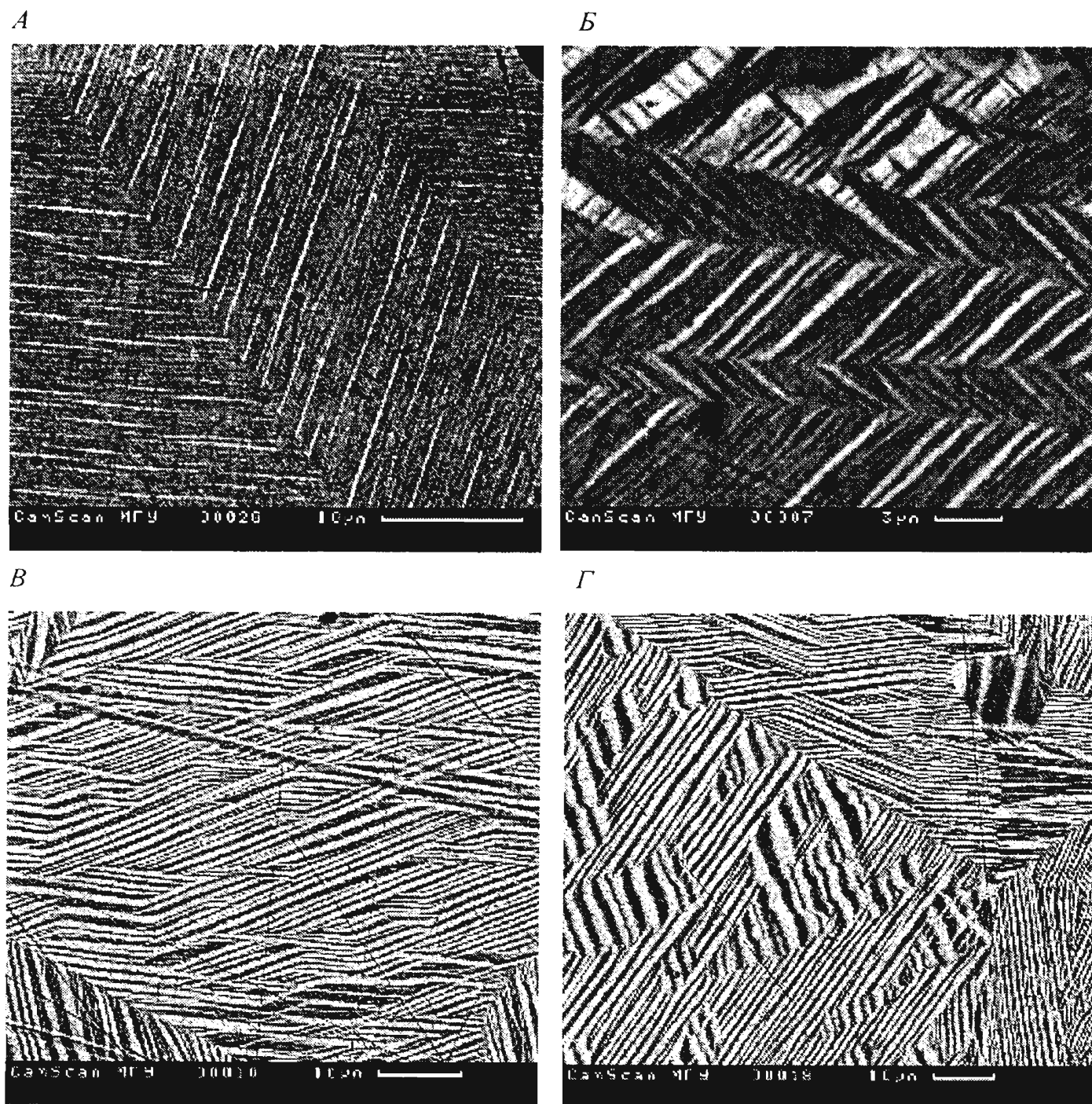


Рис. 94. Богатые золотом хлоритоиды Восточного рудного тела.

А и *Б* – обогащенный золотом купроаурит, который испытал полиморфный переход в тетрааурикуприд с образованием системы тонких пластинчатых двойников и распад твердого раствора с обособлением избыточного золота. *В* и *Г* – протофаза Au_3Cu_2 , которая испытала полиморфный переход с образованием системы мелких двойников и распад твердого раствора на тетрааурикуприд (темное) и золото.

Фаза Cu_2Au_3 – наиболее распространена среди минералов золота в оруденелых хлоритолитах. Выделения фазы Cu_2Au_3 представлены зернистыми агрегатами, где каждое зерно – это агрегат мелких пластинчатых двойников полиморфного превращения (рис. 94В, Г) решетчатые сростания, ансамбль тонких и тончайших пластин распада твердого раствора, состоящие из двух фаз (см. рис. 91–94). Как правило, размер пластин распада субмикронный; в таких случаях микрозондовые анализы в точке (с локальностью 2–4 микрона) и по площади (площадка 10×10 микрон) дают совпадающие результаты. В целом, вариации состава отвечают $\text{Cu}_{1,80-2,03}\text{Au}_{3,13-2,93}\text{Ag}_{0,04-0,09}\text{Hg}_{0,0-0,01}$, средний состав – $\text{Cu}_{1,93}\text{Au}_{3,02}\text{Ag}_{0,05}$ ($n = 14$) (табл. 78, ан. 481–488; табл. 80, ан. 495–500). Толщина ламелл распада в редких случаях достигает 5–8 микрон (см. рис. 93), что позволило определить состав некоторых из них (табл. 80). Темные на электронных фотографиях ламеллы распада слагает тетрааурикуприд состава $\text{Cu}_{0,93}\text{Au}_{1,05}\text{Ag}_{0,01}\text{Hg}_{0,01}$ (табл. 80, ан. 501), светлые – Hg-Cu золото с пробностью 936–934 (ан. 502–503).

В оруденелых хлоритолитах достаточно широко распространены агрегатные зернистые сростания фазы Cu_2Au_3 (продуктов ее распада) и минерала CuAu_3 (см. рис. 91–93). Судя по многочисленным электронным фотографиям, границы между этими

Таблица 78.

Химический состав протофазы Cu_2Au_3 (анализ по площади субмикронных – микронных сростаний купроаурита и золота) из агрегата – зернистого сростания с минералом CuAu_3 (см. рис. 91) (лиственшитизированные хлоритолиты Южного рудного тела Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	481	482	483	484	485	486	487	488
Au	82,97	83,64	83,32	82,91	82,81	82,26	82,13	80,75
Ag	1,35	0,77	0,75	0,71	0,71	0,69	0,72	0,64
Hg	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,02
Cu	15,50	17,06	17,20	17,43	17,53	17,72	17,91	18,02
сумма	100,02	101,46	101,27	101,43	101,06	100,69	100,83	99,43
Формульные единицы в расчете на 5 атомов								
Au	3,10	3,03	3,02	3,00	2,99	2,97	2,95	2,93
Ag	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
Hg	0,01	–	–	–	–	–	–	–
Cu	1,80	1,92	1,93	1,95	1,96	1,98	2,00	2,03

Примечания. Электронный микрозонд Camebax, анал. И.М.Куликова; Pt, Pd, Fe, Bi, Sb не обнаружены.

Таблица 79.

Химический состав минерала CuAu_3 из агрегата – зернистого сростания с протофазой Cu_2Au_3 (см. рис. 91) (лиственшитизированные хлоритолиты Южного рудного тела Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	489	490	491	492	493	494
Au	86,51	87,91	86,48	86,08	87,24	87,32
Ag	1,47	1,63	1,72	1,28	1,52	1,67
Hg	0,00	0,12	0,16	0,00	0,14	0,17
Cu	11,88	12,43	12,36	12,36	12,81	12,91
сумма	99,86	102,09	100,72	99,62	101,72	102,07
Формульные единицы в расчете на 4 атома						
Au	2,75	2,71	2,70	2,72	2,69	2,68
Ag	0,08	0,10	0,10	0,07	0,09	0,09
Hg	–	–	–	–	–	–
Cu	1,17	1,19	1,20	1,21	1,22	1,23

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. И.М.Куликова.

Химический состав протофазы Cu_2Au_3 (анализ по площади субмикронных-микронных сростаний купроаурида и золота) (495–500) и продуктов ее распада – решетчатых сростаний тетрааурикуприда (501) и Hg-Cu золота (502–503) (см. рис. 93) (лиственитизированные хлоритолиты зальбанда Восточного рудного тела Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	495	496	497	498	499	500	501	502	503
Au	84,00	84,35	83,14	83,87	82,48	83,12	79,94	93,59	92,38
Ag	1,08	0,89	0,75	0,91	0,80	0,82	0,49	3,16	3,17
Hg	0,00	0,07	0,00	0,09	0,00	0,00	0,42	0,57	0,60
Cu	15,57	16,32	17,29	17,62	17,45	18,21	21,80	2,62	2,63
сумма	100,63	101,63	101,18	102,49	100,73	102,15	99,69	99,94	98,87
пробность								936	934
Формульные единицы									
Au	3,13	3,09	3,01	2,99	2,99	2,95	1,05		
Ag	0,07	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,01		
Hg	–	–	–	–	–	–	0,01		
сумма	3,20	3,15	3,06	3,05	3,04	3,00	1,07		
Cu	1,80	1,85	1,94	1,95	1,96	2,00	0,93		

Примечание. Электронный микронзонд Camebax, анал. И.М.Куликова.

минералами – это индукционные поверхности совместного роста. Характеристики фазы Cu_2Au_3 (и продуктов ее распада) в этих сростаниях аналогичны вышеописанным. Решетчатые агрегаты структур распада нередко несколько деформированы; вероятно, при этом произошла их частичная перекристаллизация с обособлением небольших округлой формы золотинок у границ минерала CuAu_3 и решетчатых сростаний тетрааурикуприд + золото (см. рис. 91Г, 93В, Г).

Минерал CuAu_3 слагает в этих сростаниях зерна прихотливой формы (см. рис. 91–93), реже мелкие до 50 микрон кубоктаэдрические кристаллы (см. рис. 92Б). Состав минерала варьирует в довольно узких пределах – $\text{Cu}_{1,10-1,23}\text{Au}_{2,80-2,66}\text{Ag}_{0,07-0,11}\text{Hg}_{0,0-0,01}$, чаще – $\text{Cu}_{1,20-1,23}\text{Au}_{2,72-2,68}\text{Ag}_{0,09-0,10}$, (табл. 79, ан. 489–494; табл. 81, ан. 504–508), средний состав минерала – $\text{Cu}_{1,19}\text{Au}_{2,72}\text{Ag}_{0,09}$ ($n = 11$). Состав минерала CuAu_3 , который кристаллизовался совместно с фазой Cu_2Au_3 , позволяет оценить температуру их формирования по диаграмме на рисунке 1 около 180°C .

Очевидно, что ассоциация минералов золота в хлоритолитах имеет промежуточный характер между лиственитизированными серпентинитами, в которых отсутствуют медьсодержащие минералы, и лиственитизированными родингитами, в которых они обильны. Причина очевидна – в серпентинитах практически не было самородной меди, родингиты постоянно содержат самородную медь, хлоритолиты бедны медью. Наиболее вероятно, что по этой причине в хлоритолитах отсутствует аурикуприд Cu_3Au , но широко развиты богатые золотом минералы – фаза Cu_2Au_3 и минерал CuAu_3 . Также очевидно, что широкий спектр составов протофаз минералов системы Cu-Au – от не вполне стехиометричного аурикуприда Cu_3Au до нестехиометричных фазы Cu_2Au_3 и минерала CuAu_3 , – был обусловлен взаимодействием уже существовавшей самородной меди и золотосодержащих гидротерм. Вероятно, влияли и кинетические факторы, но главным в этом химическом процессе был закон действующих масс. Этим же по-существу объясняется и фаціальность золотой минерализации в зависимости от состава рудовмещающих толщ Золотой Горы.

Химический состав минерала $CuAu_3$ из агрегата – зернистого срастания с протофазой Cu_2Au_3 (см. рис. 93) (лиственитизированные хлоритолиты зальбанда Восточного рудного тела Золотой Горы)

Компоненты, мас. %	504	505	506	507	508
Au	88,24	86,32	87,21	87,26	86,29
Ag	1,73	1,56	1,81	1,85	1,93
Hg	0,02	0,24	0,12	0,00	0,00
Cu	11,17	11,80	12,56	12,69	12,89
сумма	101,16	99,93	101,70	101,81	101,12
Формульные единицы в расчете на 4 атома					
Au	2,80	2,74	2,70	2,69	2,66
Ag	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11
Hg	–	0,01	–	–	–
сумма	2,90	2,84	2,80	2,79	2,77
Cu	1,10	1,16	1,20	1,21	1,23

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. И.М.Куликова; Pt, Pd, Fe, Bi, Sb, Te не обнаружены.

Гипергенные рудные минералы

При выходе на поверхность рудные тела подвержены процессам выветривания. Здесь развиты пленки азурита, малахита, хризоколлы, бирюзы, агардита, относительно обильны куприт и гипергенная медь, нередко ковеллин, анилит, джарлеит, спинокопит, гипергенное высокопробное золото. Типичный состав гипергенного золота, заместившего эндогенные минералы группы медистого золота, мас. % (ан. 509): Au – 98,91; Ag – 0,11; Hg не обн.; Cu – 0,31; сумма – 99,33; пробность – 996.

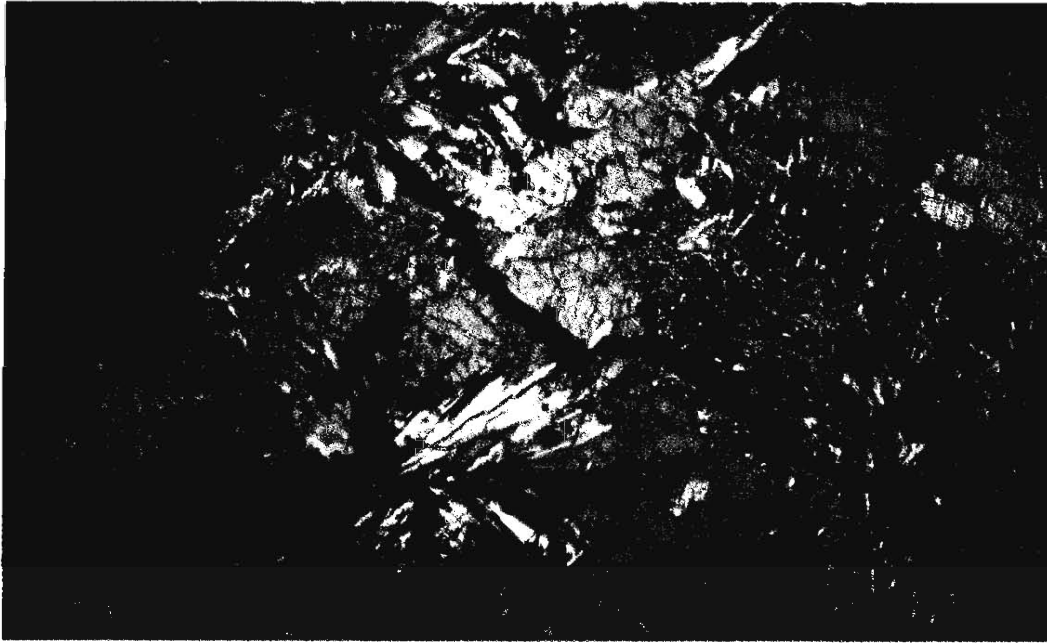
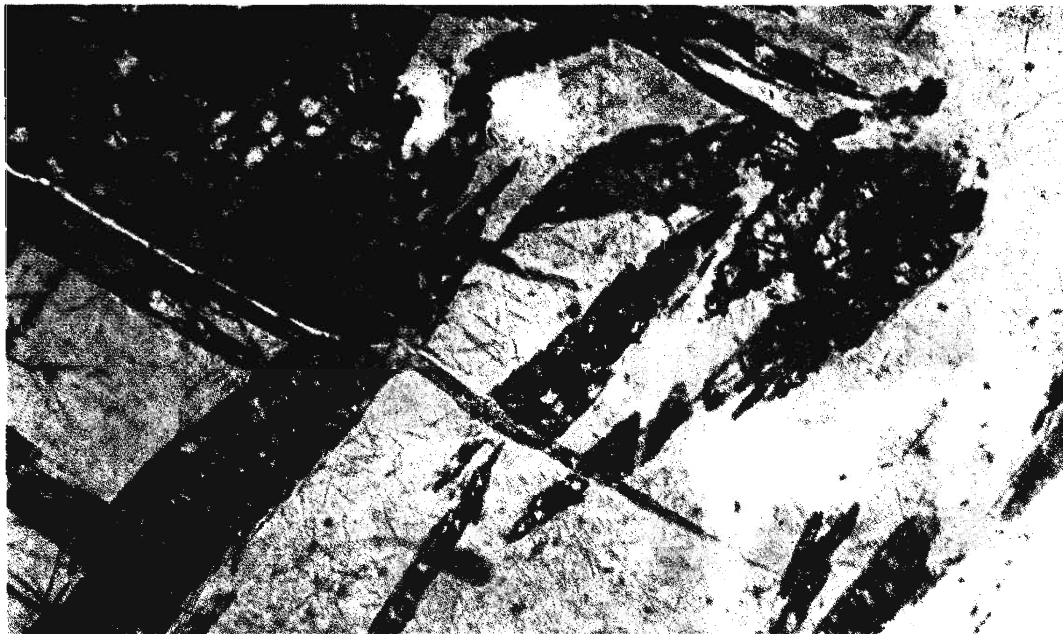


Рис 49 Апосерпентинитовые магнетит-антигорит-форстеритовые роговики (западный контакт Карабашского массива, скважина № 382, глубина 59 м). Шлиф, николи × Ширина поля зрения 6 мм



Рис 50 Тальк-клинохризотилловые метасоматиты процилиговой формации, заместившие антигоритовые серпентиниты (Карабашский массив, скважина № 396, глубина 70 м). Шлиф, николи × Ширина поля зрения 3 мм

a



б

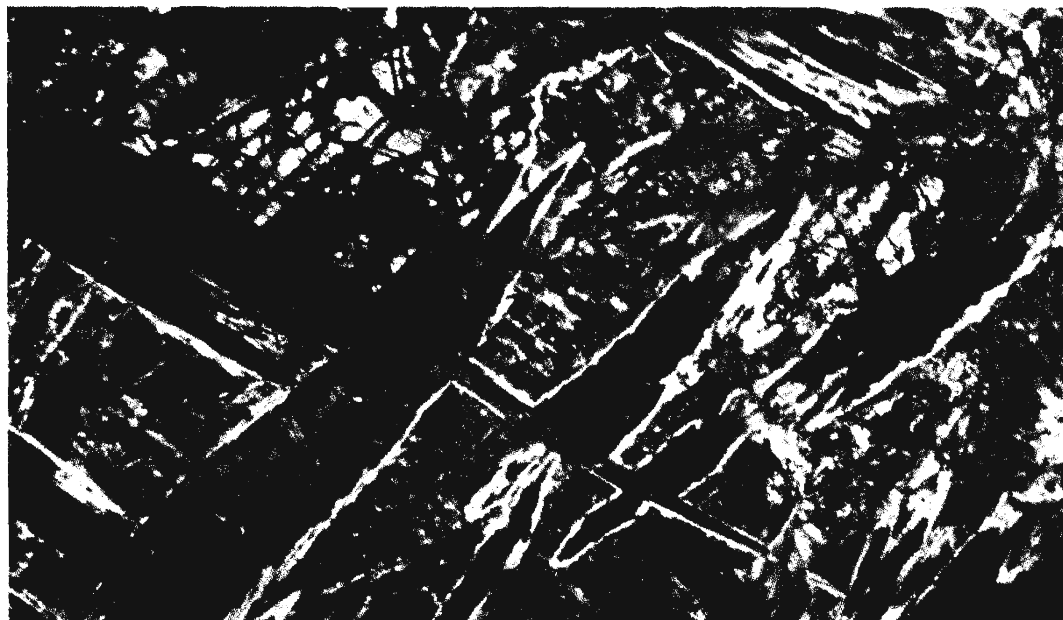
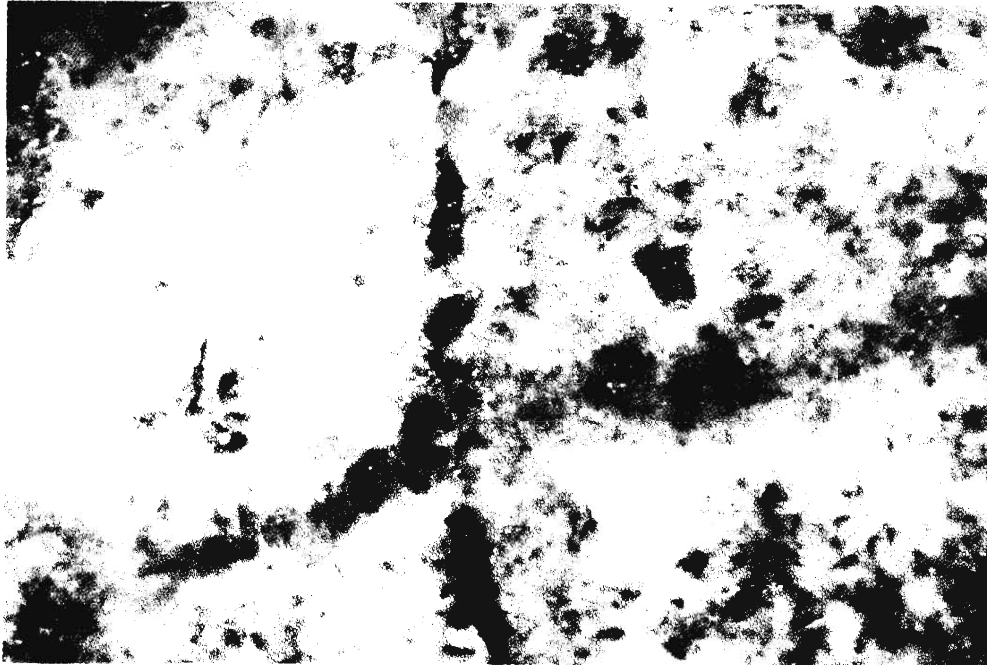


Рис 51 Антгоритовые серпентиниты с серией метакристаллов диопсида. Породы заметно пропититизированы: диопсид с краев замещен агрегатами кальцита и клинохризотила, антигорит замещен в меньшей степени.

a – шлиф при I николе, *б* – николи \times . Ширина поля зрения 6 мм

a



б

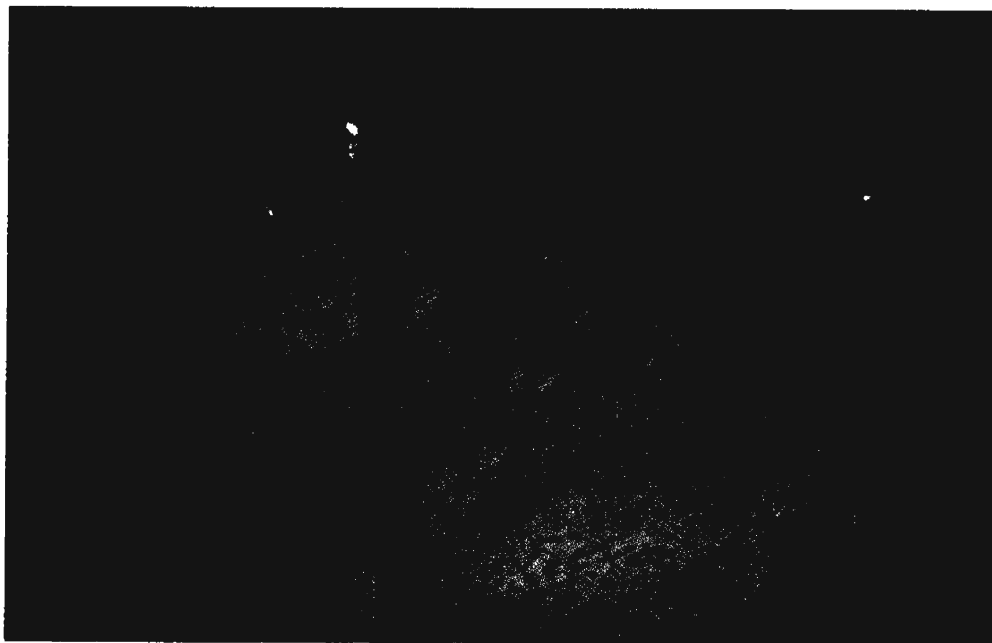


Рис 53 Родиниты с прожилком красного граната. Породы лиственитизированы и пересечены прожилком кальцита с редкими мелкими выделениями медистого золота. Аншлиф *a* – при I николе, *б* – николи \times . Ширина поля зрения 12 мм

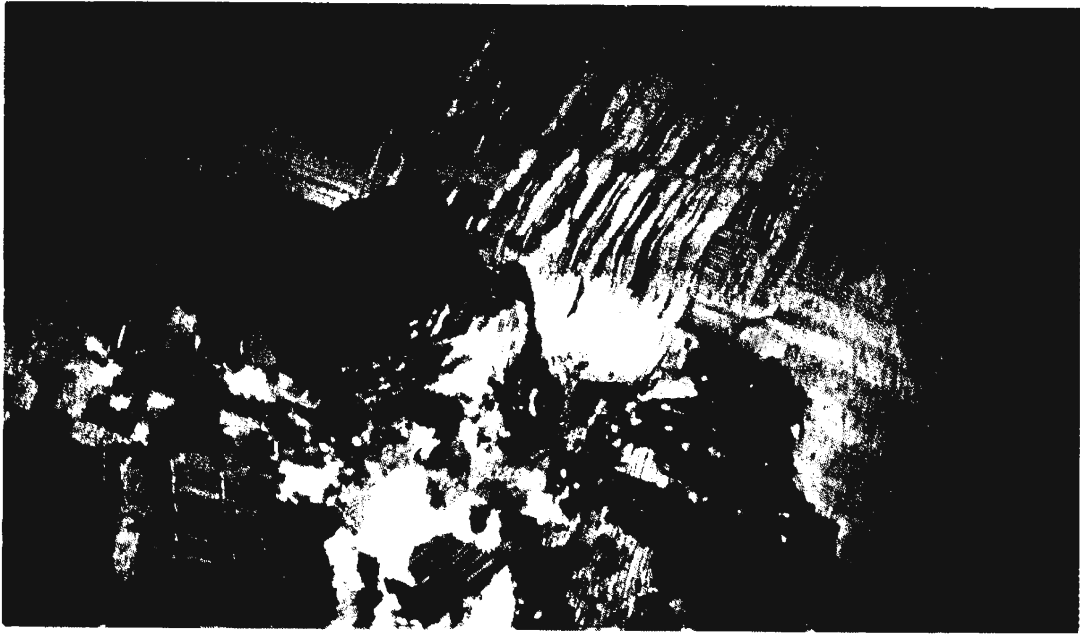


Рис 57 Рудоносные прожилки кальцита в лиственитизированных родингитах Восточного рудного тела. Ксеноморфные выделения халькозина (черное) в агрегате кальцита. В кальците развиты полисингетические двойники деформации.
Шлиф, николи × Ширина поля зрения 6 мм

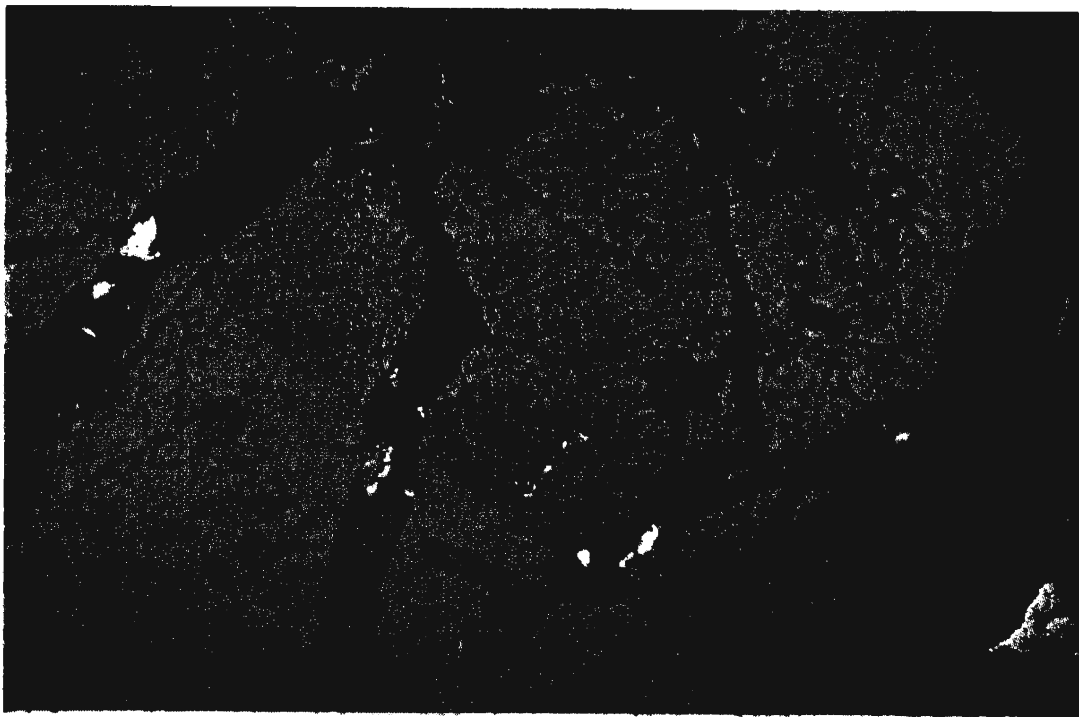


Рис 67 Прожилки кальцита с халькозином и медистым золотом в брекчированных и лиственитизированных родингитах (Западное рудное тело).
Аншлиф Ширина поля зрения 5 мм

a



б



Рис 68 Срастания медистого золота (медно-красное) и ртутистого электрума (золотисто-желтый) в прожилках кальцита среди лиственигизированных родингитов (Южное рудное тело).
Аншлиф Ширина поля зрения 0,5 мм

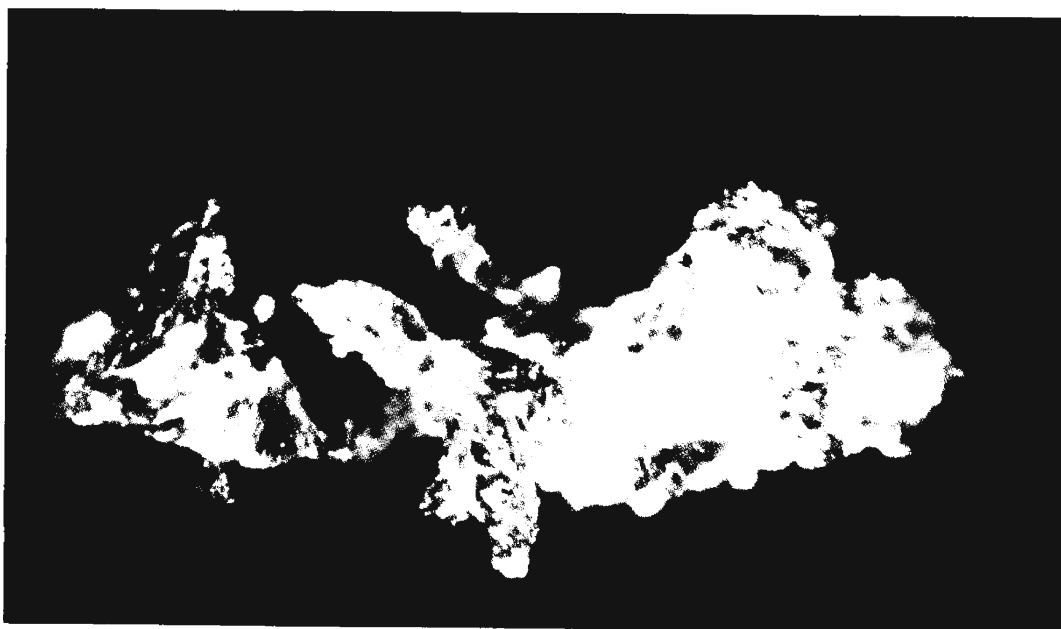
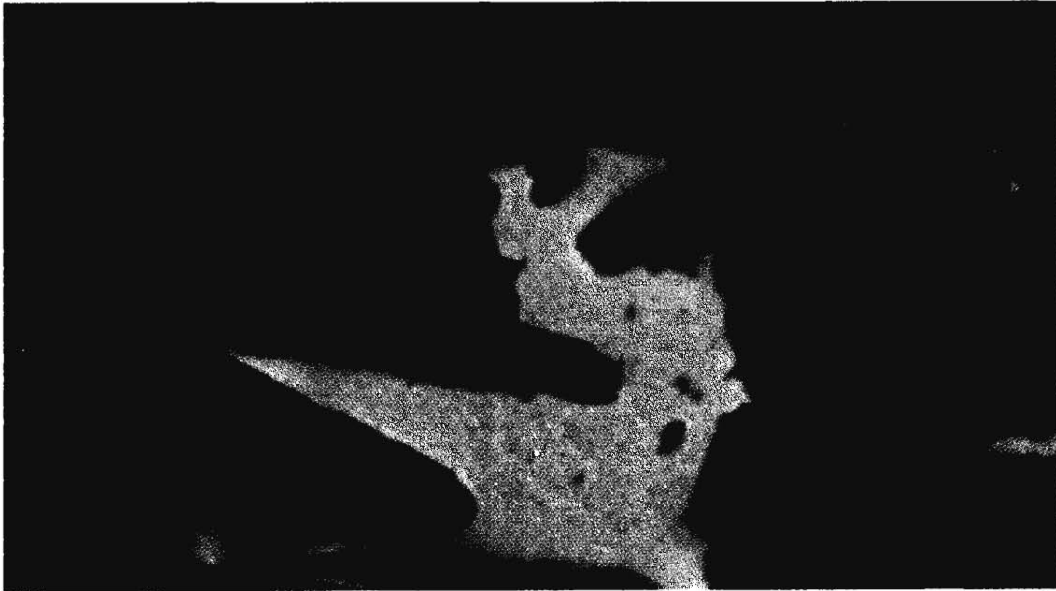


Рис 70 Аурикуприд Восточного рудного тела Золотой Горы.
Вытравлен из кальцитового прожилка. Ширина поля зрения 1,5 мм



Рис 71 Аурикуприд Южного рудного тела.
Аншиф. Ширина поля зрения 0,5 мм

a



b



Рис. 75 Срастания купроарсида (медно-розовый) и ртутистого электрума (золотисто-желтый) в лиственнитизированных руднитгах Восточного рудного тела.
Аншлиф. Ширина поля зрения 1 мм

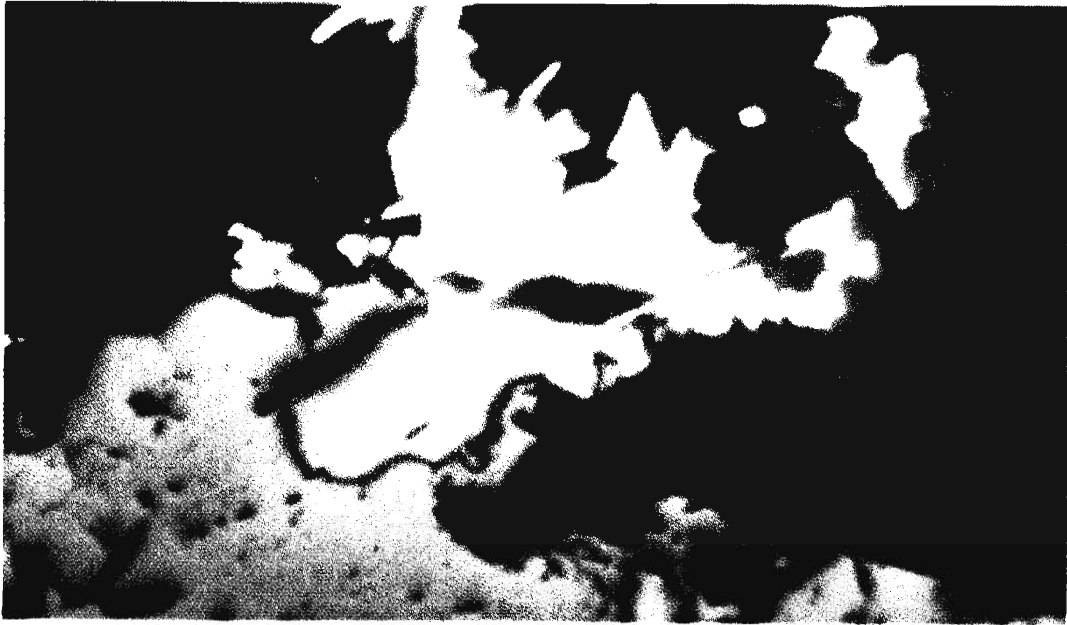


Рис 83 Агрегат рудных минералов в кальцитовых прожилках среди лиственитизированных родинитов Восточного рудного тела: магнетит (серый), халькозин (светло-серый), ртутистое серебро (золотистое).

Аншлиф Ширина поля зрения 1,5 мм

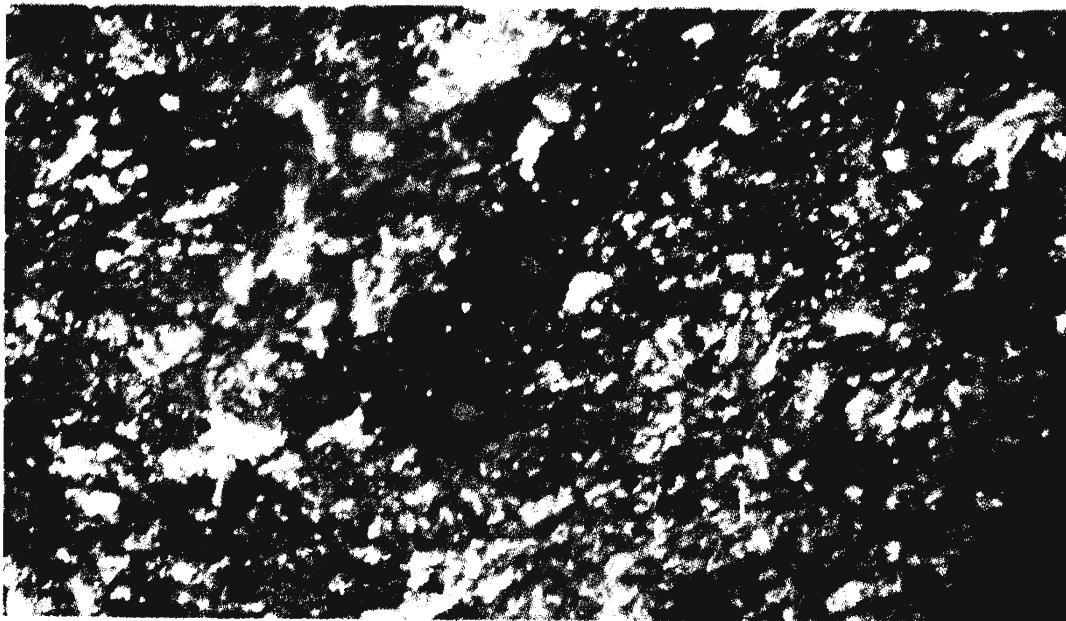


Рис 96 Послезолоторудные апосерпентинитовые щелочные метасоматиты. Агрегаты зерен хромшпинелидов (красные), кварца (прозрачный) и рибекита (голубой)
Шлиф при 1 никеле Ширина поля зрения 3 мм

Глава 9

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОСЛЕРУДНЫХ СИЕНИТОВ И СОПРЯЖЕННЫХ АПОПЕРИДОТИТОВЫХ ХРОМИТ-КВАРЦ- РИБЕКИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КАРАБАШСКОГО МАССИВА

Эгирин-ферросалитовые сиениты

Кайнотипного облика сиениты восточного склона горы Карабаш сложены слегка уплощенными толстотаблитчатыми кристаллами нерешетчатого К-На полевого шпата и менее короткопризматическими кристаллами зеленого клинопироксена – эгирин-ферросалита, акцессорными титанитом, апатитом, редкими цирконом, ильменитом. Текстуры сиенитов массивные до трахитоидных, структуры гипидиоморфнозернистые.

К-На полевой шпат – ортоклаз-микрпертит, его валовый состав по данным микронзондового анализа $K_{47}Na_{53}$. Обычно щелочной полевой шпат сиенитов Карабаша состоит из примерно равных количеств тонких линзовидных ламелл распада; одни из них сложены альбитом состава $Na_{98,6}Ca_{0,9}K_{0,5}$, другие существенно калиевым полевым шпатом состава $K_{82}Na_{18}$.

Эгирин-ферросалит в шлифе яркозеленый, с отчетливым плеохроизмом, $c:Ng = 26-29^\circ$. Клинопироксен сиенитов обогащен Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Na и беден Al (табл. 82, ан. 510–511). Судя по пересчетам химических анализов, зеленый клинопироксен содержит около 30% минала эгирина, около 25 % минала диопсида и около 40% минала геденбергита, т.е. это эгирин-ферросалит.

Аноперидотитовые хромит-кварц-рибекитовые метасоматиты

Эти своеобразные породы сложены разнозернистыми агрегатами голубого амфибола – Cr-рибекита, кварц-амфиболовыми агрегатами, скоплениями зерен хромшпинелидов (рис. 95), встречаются редкие выделения халькопирита, сульфида Ni (виоларит ?), апатита, торита (?). Поскольку изучались несколько выветрелые образцы, виоларит (?) практически полностью замещен гидроксидами Fe, которые содержат до 10% Ni.

Хромшпинелиды. Судя по морфологии агрегатов хромшпинелидов, это реликты протолита, т.е. аноперидотитовых серпентинитов, частично замещенные щелочным амфиболом (рис. 96). Однако хромшпинелиды аноперидотитовых серпентинитов в шлифах непрозрачные, черные. Хромшпинелиды описываемых пород в шлифе прозрачные, ало-красного цвета (см. рис. 95), т.е. хромшпинелиды протолита заметно преобразованы. Выделения хромшпинелидов метасоматитов по цвету и по составу

Химический состав клинопироксена – эгирин-ферросалита
послезолоторудных сиенитов Золотой Горы

Компоненты, мас. %	510	511	Формульные единицы	510	511
SiO ₂	50,32	50,39	Si	1,957	1,954
TiO ₂	0,29	не опр.	Al ^{IV}	0,043	0,046
Cr ₂ O ₃	0,10	следы	Ca	0,658	0,669
V ₂ O ₃	не опр.	0,07	Na	0,267	0,267
Al ₂ O ₃	1,41	1,44	K	–	0,001
Fe ₂ O ₃	9,15	10,27	Fe ²⁺	0,033	0,020
FeO	13,75	12,84	Mn	0,042	0,041
MnO	1,27	1,26	Zn	–	0,002
ZnO	следы	0,09	сумма	1	1
MgO	4,92	4,78	Mg	0,285	0,276
NiO	не опр.	0,16	Fe ²⁺	0,414	0,405
CaO	15,78	16,10	Fe ³⁺	0,268	0,292
Na ₂ O	3,54	3,55	Ni	–	0,005
K ₂ O	0,01	0,02	Al ^{VI}	0,021	0,020
сумма	100,53	100,96	Cr(V)	0,003	(0,002)
			Ti	0,009	–
			сумма	1	1

Примечания. Электронный микрозонд Самеса SX-50, анал. Н.Н.Коротаева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии.

зональны. Их центральные зоны в шлифах совершенно прозрачны, цвет их светло-красный, на фотографиях в отраженных электронах им отвечают зоны серого цвета (см. рис. 95); по составу это алюмомагнезиохромит и алюмохромит, бедные и крайне бедные Fe³⁺ и Ti (табл. 83, ан. 512–513 и 514–515). Таким образом, состав центральной зоны хромшпинелидов в метасоматитах близок к составу хромшпинелидов протолита. Щелочные амфиболы не контактируют с этими хромшпинелидами. Преобладающие по объему промежуточные зоны зерен хромшпинелидов в шлифах прозрачны, цвет их ало-красный, на рис. 96 им отвечают зоны белого цвета; по составу это Zn алюмохромит, бедный Fe³⁺ и Ti (табл. 83, ан. 516–519). Узкие внешние зоны зерен хромшпинелидов в шлифах полупрозрачные до почти непрозрачных, цвет их интенсивно красный, по составу это Zn-хромит, обогащенный Fe³⁺ и бедный Al и Ti (ан. 520).

Значительная часть хрома протолита содержится в преобразованных при процессах щелочного метасоматоза хромшпинелидах. Существенная часть хрома и большая часть никеля содержатся в щелочном амфиболе – рибеките.

Cr-рибекит. Голубовато-синяя окраска щелочного амфибола обусловила цвет метасоматитов. Рибекит слагает длиннопризматические до игольчатых кристаллы длиной от первых до 100–200 микрон, а чаще их агрегаты (см. рис. 95, 96). Минерал интенсивно плеохроитует: по Ng – желтовато-зеленый до сине-фиолетового, по Nm – сине-серый до желтого, по Np – индигово-синий. Характерны аномальные густо-синие интерференционные окраски и небольшие углы погасания – 9–10°. Состав щелочного амфибола в целом относительно устойчив: минерал богат Fe³⁺, Fe²⁺, Na, беден Al, Zn, K (табл. 84–85). Варьирует в основном содержание Cr, поскольку большая часть амфибола заместила серпентиновую массу с тонкораспыленным хромсодержащим магнетитом, а часть амфибола заместила феррихромшпинелиды. Содержания хрома в последних до 3,5 мас. % Cr₂O₃ (ан. 526). Содержания никеля в рибеките до 0,6% NiO. В зональных кристаллах рибекита от их центра к внешней зоне снижаются

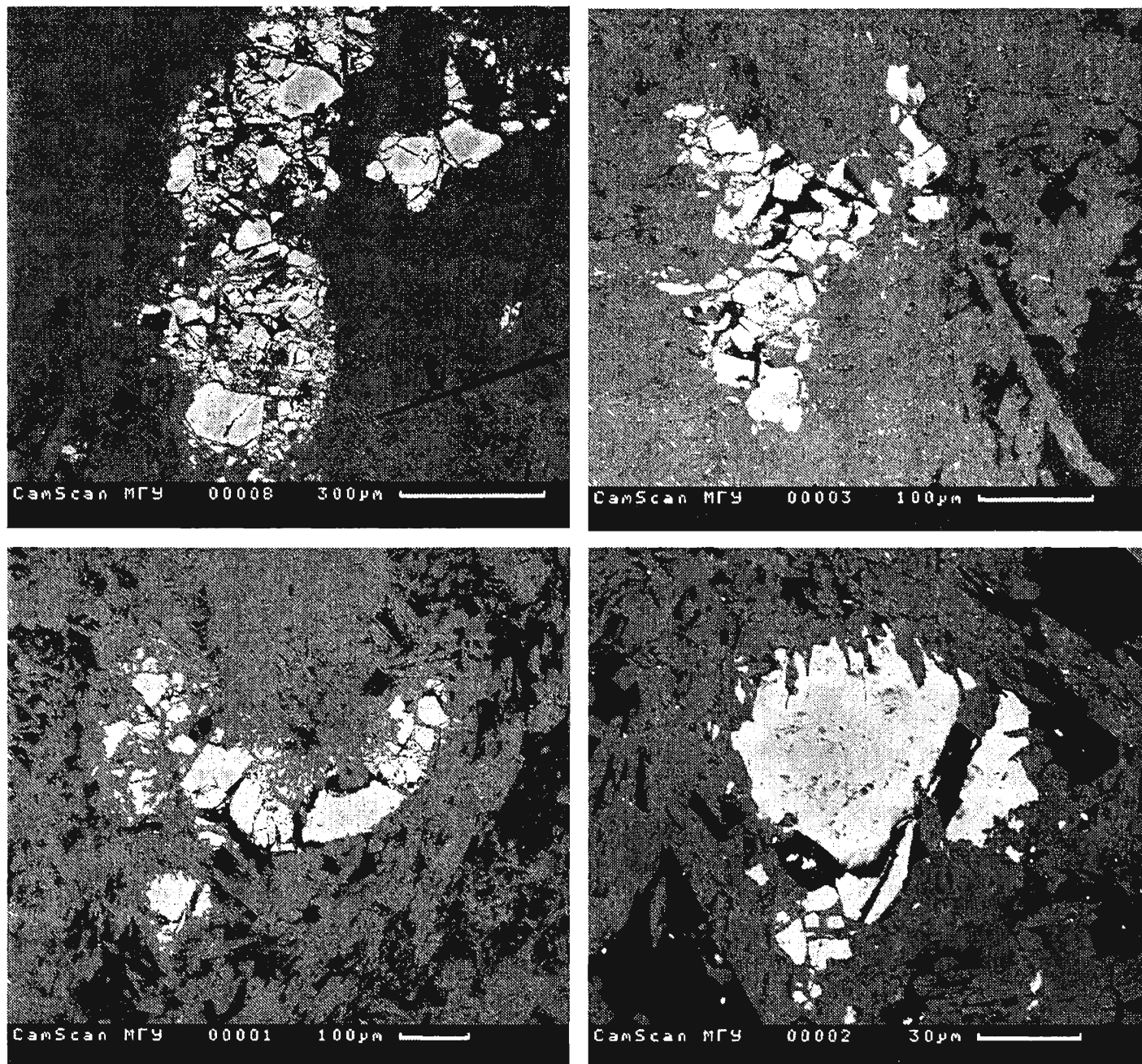


Рис 96 Щелочные метасоматиты хромит-кварц-рибекитового состава.

Морфология скоплений зерен хромшпинелидов близка к таковой в исходных перидотитах: центр зерен обогащен Mg (серый), края – Fe и Zn (светлые). Основную ткань метасоматитов образуют длиннопризматические кристаллы рибекита (серые), в промежутках между ними кварц (черный). Снимки в отраженных электронах

Химический состав зональных хромшпинелидов из апонеридотитовых кварц-рибекитовых метасоматитов (восточный склон горы Карабаш)

Компоненты, мас. %	512 центр	513 →	514 →	515 →	516 →	517 →	518 →	519 →	520 край
MgO	11,87	10,91	8,53	4,34	1,45	0,33	0,26	0,18	0,04
NiO	0,10	0,14	следы	0,09	0,03	0,28	0,22	следы	0,30
FeO	15,32	16,77	20,32	26,97	30,18	30,91	31,64	31,49	30,29
MnO	0,10	следы	0,04	0,13	0,06	0,24	0,21	следы	0,17
ZnO	0,17	0,27	0,54	0,10	1,47	1,90	1,51	1,79	1,60
Cr ₂ O ₃	58,53	58,90	57,65	52,94	53,24	52,33	52,48	52,13	54,21
Al ₂ O ₃	12,39	12,11	10,05	11,96	11,70	11,57	11,04	10,68	0,87
V ₂ O ₅	0,40	0,27	0,21	0,20	0,20	0,22	0,24	0,17	0,47
Fe ₂ O ₃	0,65	0,32	2,55	3,27	1,25	1,53	2,40	2,55	12,80
TiO ₂	следы	следы	0,07	следы	0,08	0,05	следы	следы	следы
сумма	99,53	99,69	99,95	100,00	99,66	99,36	100,00	99,00	100,75
Миналы, мол. %									
Fe ₂ TiO ₄	—	—	0,2	—	0,2	0,1	—	—	—
MgCr ₂ O ₄	57,4	53,1	42,3	22,1	7,6	1,8	1,3	1,0	0,2
FeCr ₂ O ₄	17,7	22,9	33,5	49,4	66,2	71,6	72,1	72,8	79,4
MgAl ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeAl ₂ O ₄	23,3	22,6	18,4	23,9	20,4	19,2	19,1	17,9	—
ZnAl ₂ O ₄	0,4	0,7	1,3	0,2	3,8	5,0	3,9	4,7	1,9
FeV ₂ O ₄	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,6
FeFe ₂ O ₄	0,2	—	4,0	3,6	1,2	0,5	2,1	3,0	14,0
MnFe ₂ O ₄	0,3	—	0,1	0,4	0,2	0,7	0,6	—	0,5
NiFe ₂ O ₄	0,3	0,4	—	0,2	0,1	0,8	0,6	0,4	0,9
ZnFe ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5

Примечание. Электронный микрозонд Camebax, анал. Е.В.Гусева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии шпинелей; 512–513 – алюмомагнезиохромит, 514–515 – алюмохромит, 516–519 – Zn-алюмохромит, 520 – Zn-хромит.

концентрации Са и К, возрастают Na. В зональных кристаллах рибекита, заместивших хромшпинелиды, содержание Cr от центра к краю снижается (ан. 521–522). В зональных кристаллах рибекита, заместивших серпентиновую массу, содержание Cr от центра к краю увеличивается (ан. 523–525).

Халькопирит слагает ксеноморфные выделения в промежутках кристаллов рибекита, размер их до 0,3 мм, обычно первые микроны – десятки микрон. Состав, мас. % (ан. № 531): Cu – 34,99; Ag – 0,06; Fe – 29,12; Co – 0,05; Zn – 0,12; S – 34,61; Ni, Se, As – следы; сумма – 98,95 %; формула халькопирита щелочных метасоматитов $(Cu_{1,022}Ag_{0,001})_{1,023}(Fe_{0,968}Co_{0,002}Zn_{0,003})_{0,973}S_{2,004}$.

Химический состав зональных кристаллов Cr-рибекита апонеридотитовых кварц-рибекитовых метасоматитов (восточный склон горы Карабаш)

Компоненты, мас. %	521 центр	522 край	523 центр	524 →	525 край
SiO ₂	51,97	53,04	52,92	52,16	52,47
TiO ₂	следы	следы	следы	следы	следы
Cr ₂ O ₃	1,44	0,53	0,24	0,49	0,85
V ₂ O ₃	следы	следы	следы	0,07	следы
Al ₂ O ₃	0,89	0,94	0,90	1,05	0,95
Fe ₂ O ₃	15,26	14,80	13,58	16,75	14,10
FeO	15,79	16,85	17,60	15,32	17,71
MnO	следы	следы	0,09	следы	следы
ZnO	0,16	следы	следы	0,20	следы
MgO	4,75	4,12	4,60	4,20	4,21
NiO	0,37	0,51	0,26	0,62	0,18
CaO	1,06	0,50	1,57	0,78	0,50
Na ₂ O	6,05	6,73	6,10	6,28	7,04
K ₂ O	0,23	следы	0,16	0,10	0,03
H ₂ O ⁺	2,00	1,98	1,98	1,98	1,96
Cl	0,03	следы	следы	следы	следы
сумма	100	100	100	100	100
Формульные единицы					
Si	7,795	7,985	7,976	7,868	7,983
Al ^{IV}	0,158	0,015	0,024	0,132	0,017
Fe ^{3+(IV)}	0,047	—	—	—	—
Mg	1,062	0,925	1,033	0,945	0,955
Ni	0,046	0,063	0,032	0,077	0,022
Fe ²⁺	1,874	2,121	2,219	1,933	2,253
Mn (Zn)	—(0,018)	—(—)	0,012 (—)	—(0,022)	—(—)
Al ^{VI}	—	0,151	0,135	0,055	0,154
Cr	0,171	0,063	0,029	0,059	0,102
V	—	—	—	0,008	—
Fe ³⁺	1,722	1,677	1,540	1,901	1,614
Na	1,760	1,964	1,783	1,838	2,077
K	0,043	—	0,031	0,019	0,006
Ca	0,312	0,080	0,253	0,126	0,082
сумма	2,115	2,044	2,067	1,983	2,165
OH	1,992	2	2	2	2
Cl	0,008	—	—	—	—
f	65,8	70,2	68,7	68,3	70,4
Fe ³⁺ /Al+Cr+Fe ³⁺	84	88	89	88	86

Примечание. Электронный микрозонд Cameca, анал. Е.В.Гусева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии, H₂O⁺ — по разности.

Таблица 85.

Химический состав Cr-рибекита основной массы апоперидотитовых кварц-рибекитовых метасоматитов (восточный склон горы Карабаш)

Компоненты, мас. %	526	527	528	529	530
SiO ₂	52,35	53,04	52,92	52,21	52,35
TiO ₂	0,06	0,09	следы	0,09	следы
Cr ₂ O ₃	3,39	1,85	1,11	0,99	0,69
V ₂ O ₃	следы	0,03	следы	следы	следы
Al ₂ O ₃	1,21	0,86	0,85	0,98	0,69
Fe ₂ O ₃	12,04	12,06	14,26	11,80	16,05
FeO	16,96	18,14	17,08	19,38	16,30
MnO	следы	следы	следы	следы	следы
ZnO	следы	следы	0,05	следы	следы
MgO	4,09	4,12	4,10	4,09	4,22
NiO	0,38	0,22	0,33	0,17	0,43
CaO	0,36	0,46	0,44	0,40	0,64
Na ₂ O	7,11	7,07	6,80	7,93	6,66
K ₂ O	0,03	0,07	0,07	следы	следы
H ₂ O ⁺	1,95	1,99	1,99	1,96	1,97
Cl	0,07	следы	следы	следы	следы
сумма	100	100	100	100	100
Формульные единицы					
Si	7,900	8	7,977	7,935	7,908
Al ^{IV}	0,100	–	0,023	0,065	0,092
Mg	0,920	0,927	0,922	0,926	0,951
Ni	0,047	0,027	0,041	0,021	0,054
Fe ²⁺	2,140	2,288	2,154	2,464	2,059
Zn	–	–	0,006	–	–
Al ^{VI}	0,115	0,153	0,128	0,110	0,030
Cr	0,404	0,221	0,132	0,119	0,082
Fe ³⁺	1,367	1,369	1,618	1,350	1,824
V	–	0,004	–	–	–
Ti	0,007	0,011	–	0,010	–
сумма	5	5	5	5	5
Na	2,079	2,069	1,989	2,337	1,950
K	0,005	0,014	0,014	–	–
Ca	0,058	0,074	0,071	0,065	0,103
сумма	2,142	2,157	2,074	2,402	2,053
OH	1,983	2	2	2	2
Cl	0,017	–	–	–	–
f	70,4	71,4	70,5	72,9	69,0
Fe ³⁺ /Al+Cr+Fe ³⁺	69	78	85	82	90

Примечания. Электронный микрозонд Camscan, анал. Е.В.Гусева; количества Fe₂O₃ и FeO рассчитаны по стехиометрии, H₂O⁺ – по разности.

Глава 10

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТАЯ ГОРА

Параметры формирования дозолоторудных метаморфогенных образований Золотой Горы

Метаморфиты догранодиоритового (D-C₁) возраста представлены в основном ранними серпентинитами и родингитами, которые изофациальны вмещающим метавулканикам, т.е. порождены тем же региональным низкоградным метаморфизмом. Наиболее ранние метаморфические образования представлены лизардитовыми серпентинитами – типичными производными пренит-пумпеллиитовой фации. Лизардитовые серпентиниты почти полностью замещены антигоритовыми серпентинитами. 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, оценки температур – 390–420° С, оценки давления 4–5 кб (см. главу 5). 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 $P_{CO_2} < 10\text{--}1$ атм. Равновесие между богатым андрадитом гранатом и маложелезистым клинопироксеном в родингитах свидетельствует о том, что они образованы при участии флюидов несколько повышенной щелочности [Жариков и др., 1979]. Оценка температуры образования поздних серпентинитов и родингитов по изотопному составу кислорода в парагенезе серпентин ($\delta^{18}O$ SMOW = +8,5 ‰) – магнетит ($\delta^{18}O$ SMOW = +1,8 ‰) – 380°С (аналитик В.И. Устинов, ГЕОХИ).

Поздние серпентиниты и родингиты Золотой Горы формировались в условиях повышенного окислительного потенциала, о чем свидетельствует обилие в них магнетита, низкая железистость хлорита и клинопироксена и существенно андрадитовый состав граната родингитов. Окислительный потенциал определялся флюидом H₂O-CO₂ состава (поздние родингиты обогащены кальцитом). Парагенез почти чистого андрадита и весьма маложелезистого клинопироксена указывает на повышенную щелочность флюида [Жариков и др., 1979], более высокую, чем у флюидов, породивших ранние родингиты. Изотопный состав кислорода и углерода в кальците поздних родингитов

Золотой Горы – ($\delta^{18}\text{O SMOW} = +24,0 \text{ ‰}$ и $\delta^{13}\text{C PDB} = -11,4 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O SMOW} = +19,6 \text{ ‰}$ и $\delta^{13}\text{C PDB} = +2,9 \text{ ‰}$). Изотопный состав кислорода свидетельствует о том, что источник флюидов, породивших поздние родингиты, – глубинный, метаморфогенный [Valley et al., 1986; Friedman, O'Neil, 1991]. Изотопный состав углерода свидетельствует о том, что значительная часть углекислоты возникла за счет окисления углеводородов, очевидно, метана [Устинов, 1983]; источником метана, возможно, служили ранние серпентиниты.

Оценки температур, полученные для ранних и поздних родингитов Золотой Горы, согласуются с оценками температур для родингитов иных регионов [Schandl, O'Hanley, 1990; Плюснина и др., 1991; O'Hanley et al., 1992].

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

Таким образом, догранодиоритовые позднедевонские-раннекарбоновые метаморфиты сформированы в условиях: пренит-пумпеллиитовой фации \rightarrow пумпеллиит-актинолитовой фации \rightarrow пренит-пумпеллиитовой фации \rightarrow высокотемпературной части цеолитовой фации, т.е. проявлена петля метаморфизма – петля Л.Л.Перчука [Перчук, 1983].

Латеральная минеральная зональность дозолоторудных образований

В метаморфитах Золотой Горы – серпентинитах и родингитах четко проявлена латеральная зональность по ассоциациям минералов Fe, Ni, Cu, Co.

Ранние серпентиниты в краевых частях массива гипербазитов содержат пирит в ассоциации с полидимитом NiNi_2S_4 и виоларитом FeNi_2S_4 ; в центральных частях массива – аварунит Ni_3Fe . Ранние метагабброиды, метаклинопироксениты и родингиты в краевых частях массива гипребазитов содержат пирит с вростками пирротина, халькопирита и пентландита; в центре массива – самородную медь. Отчетливо проявлено “серное дыхание” метаморфизируемых пиритоносных толщ.

Поздние серпентиниты и родингиты в краевых частях массива гипербазитов содержат магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, полидимит; в более внутренних частях массива – магнетит, халькопирит, Co-пентландит, Co-купропентландит, халькозин; в центре массива – Co(!)-магнетит, самородную медь, немного халькозина, борнита, хизлевудита. Вполне отчетливо проявлено “серное дыхание” метаморфизируемых колчеданных залежей и пиритоносных толщ.

Параметры формирования золотоносных гидротермально-метасоматических образований Золотой Горы

Термобарогеохимическое изучение кальцита золотоносных прожилков среди лиственитизированных родингитов показало, что рудные концентрации Золотой Горы

возникли из углекислых гидротерм низкой солености (растворы NaCl-KCl-MgCl_2 с небольшим количеством CaCl_2) при температуре 250–140°C (табл. 86).

По данным М.Н.Годлевского [1967], послемагматическая никель-арсенидная минерализация образуется при температурах ниже 300°. По данным работ [Barton, 1970; Barton, Skinner, 1979] ассоциация гудмундита с сурьмой и сейняйокитом возникает при температурах не выше 280° С. В рудах Золотой Горы установлены в соседних точках рудных тел парагенезы галенит+свинец и халькозин+медь, линии равновесия этих фаз пересекаются в районе 270° С.

Таблица 86.

Характеристика индивидуальных газовой-жидких включений в кальците золотоносных прожилков в лиственитизированных родингитах Золотой Горы

№ обр.	Температура, °С			С, мас. % экв. NaCl
	гомогенизации	эвтектики	плавления льда	
Северное рудное тело				
A (5)	245	-35,5	-4,1	6,6
B (13)	189–173	-30,6	-2,5	4,2
Западное рудное тело				
C (15)	202–155	-36,8	-4,3	6,9
Восточное рудное тело				
D (13)	202	-34,5	-5,1	8,0
E (11)	202–142	-30,8	-4,1	6,6
F (19)	185–140	-34,5	-2,3	3,9
Южное рудное тело				
G (12)	182–147	-35,6	-4,7	7,4

Примечание. Аналитик В.Ю.Прокофьев (ИГЕМ РАН); в скобках - число изученных включений

Развитие в рудах Золотой Горы гипогенных меди, сурьмы, свинца, купростибита, нисбита, сейняйокита, златогорита свидетельствует о крайне низкой $f S$. Поэтому в околорудных эндогенных ореолах рассеяния мышьяка его минеральные формы – арсениды, а не сульфоарсениды (арсенопирит, герсдорфит), как в обычных золотых месторождениях. Поскольку вмещающая среда – гипербазиты, то это арсениды никеля с преобладанием Ni над As – орселит Ni_5As_2 и маухерит $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$.

Ранняя ассоциация рудных минералов золотых руд Золотой Горы включает преобладающий магнетит и подчиненные маухерит, халькозин, никелин, самородную медь. Вероятно, это крайне низкосернистый эквивалент ассоциации пирита и подчиненных арсенопирита и халькопирита золотых руд обычных месторождений березит-лиственитовой (золото-кварцевой) формации.

Относительно высокотемпературные (280–240°) ассоциации маухерит + никелин, халькозин + медь, сурьма + купростибит Cu_2Sb + нисбит NiSb_2 + златогорит CuNiSb_2 + сейняйокит FeSb_2 + гудмундит FeSbS возникли при $\log f S$ около – 20, что намного ниже, чем в обычных месторождениях золота. Вероятно, данные ассоциации являются низкосернистыми эквивалентами ассоциации арсенопирит + Sb-As блеклые руды обычных золотых месторождений.

Относительно низкотемпературная (245–140, главным образом 202–173° С) продуктивная ассоциация кальцит + халькозин + медь (золотистая) + минералы группы медистого золота + амальгамы Au-Ag + галенит + свинец возникла при $\log f S$ около – 27, что на

10! порядков ниже, чем в обычных месторождениях золота. При столь низкой активности серы Ag и Hg могут существовать только в металлической, но не в сульфидной форме, как и значительная часть меди, чем обусловлено обилие в Золотой Горе минералов группы медистого золота и наличие высокосеребристых амальгам. Вероятно, данная ассоциация – это низкосернистый эквивалент ассоциации Hg-Ag тетраэдрит + золото + галенит (или Pb-Sb сульфосоли) обычных золотых месторождений. Оценки температур, полученные при изучении индивидуальных флюидных включений в кальците (см. табл. 86), хорошо согласуются с оценками по минеральным равновесиям, – минерал CuAu_3 возникает ниже 240°C (см. рис. 1), парагенез тетраурикуприд + минерал CuAu_3 около 200°C . Реальные составы парагенных минерала CuAu_3 и фазы Cu_2Au_3 отвечают температуре формирования около 180°C (см. данные в главе 8), что хорошо коррелирует с оценками температур образования по ГЖВ в золотоносном кальците. Эта оценка очень близка к оценкам температур образования самородного золота большинства плутоногенных Au месторождений. На диаграмме ликвидуса системы Au-Cu-Ag (см. рис. 2) точки составов минералов группы медистого золота Золотой Горы лежат значительно ниже изотермы 350° (экспериментальные данные для более низких температур отсутствуют).

Изотопный состав кислорода и углерода кальцита золотоносных жил следующий: $\delta^{18}\text{O SMOW} = +13,8\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C PDB} = -1,3\text{‰}$, – Северное рудное тело; $\delta^{18}\text{O SMOW} = +13,7\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C PDB} = +1,9\text{‰}$, – Восточное рудное тело, (аналитик В.И. Устинов, ГЕОХИ). Изотопный состав кислорода свидетельствует о том, что источник флюидов глубинный метаморфогенный; такой же источник установлен для стандартных плутоногенных золотых месторождений, сопряженных с гранодиоритовой формацией Казахстана и Урала [Спиридонов, 1995 а; Спиридонов и др., 1995 а, 1998]. Изотопный состав углерода рудного кальцита Золотой Горы свидетельствует о том, что источник углекислоты флюидов в основном глубинный метаморфогенный, но с заметной добавкой продуктов окисления углеводородов (метана). Возможно, эти углеводороды сыграли роль геохимического барьера при концентрированном отложении золота.

Латеральная минеральная зональность месторождения Золотая Гора

На месторождении Золотая Гора эффектно проявлена латеральная зональность рудной минерализации по составу рудовмещающей среды.

В краевых частях Карабашского гипербазитового массива по соседству с колчеданосными вулканическими толщами и пиритносными сланцами апосерпентинитовые, апобазитовые и апородингитовые листвениты содержат пирит, халькопирит, арсенопирит, герсдорфит – стандартный набор халькогенидов лиственитов (это внешняя зона ареала проявлений лиственитовой формации на Золотой Горе). Источником серы, вероятно, являлись метаморфизируемые колчеданные залежи и пиритносные породы.

В более внутренних частях массива гипербазитов апосерпентинитовые и апородингитовые листвениты содержат Co-Ni-пирит, магнетит, тиошпинели Ni-Fe-Co, миллерит, герсдорфит, халькопирит, борнит, халькозин, т.е. ансамбль минералов более низко сернистых, чем предыдущий. В еще более внутренних частях массива гипербазитов аналогичные метасоматиты содержат магнетит, немного самородной меди, борнита, халькозина, арсенидов Ni (это промежуточная зона ареала проявлений лиственитовой формации на Золотой Горе).

В центральных частях массива гипербазитов на площади месторождения лиственитизированные серпентиниты содержат магнетит и арсениды Ni – орселит и маухерит, брейтгауптит, самородное золото; лиственитизированные родингиты – магнетит, халькозин, маухерит, брейтгауптит, гудмундит, самородную медь, минералы группы медистого золота, сурьму, купростибит, нисбит, златогорит, сейняйокит, Hg-электрум, Hg-кюстелит, Hg-серебро, галенит и свинец. Развитие в рудах самородных меди, сурьмы, свинца, как и купростибита, нисбита, златогорита, сейняйокита – свидетельство крайне низкой $f S$ при рудоотложении. Эта внутренняя зона ареала проявлений лиственитовой формации Золотой Горы оказалась изолированной от «серного дыхания» окружающих гипербазитовый массив вулканических толщ с колчеданами и пиритоносной аспидной формации. В рудах месторождения открыт златогорит – антимонид меди и никеля. В составе златогорита сфокусированы геохимические особенности месторождения: обилие базитовой меди и гипербазитового никеля, очень низкая активность серы, дифференциация мышьяка (фиксирован в околорудных метасоматитах) и сурьмы (фиксирована в золоторудных телах).

Золотая Гора – необыкновенное по составу среды рудоотложения гидротермальное золотое месторождение. Установлена четкая зональность руд по составу золота: среди лиственитизированных гипербазитов развито обычное серебристое золото с примесью ртути и нет золото-медных фаз; среди лиственитизированных апобазитовых родингитов развиты минералы группы медистого золота и ртутистые электрум и кюстелит. Наиболее раннее образование среди них аурикуприд (Cu_3Au) – продукт воздействия золотоносных гидротерм на уже существовавшую самородную медь родингитов. Более позднее образование – преобладающий на месторождении купроаурид ($CuAu$) возник вероятно сходным образом. Наиболее позднее образование – минерал $CuAu_3$, который слагает каймы замещения на аурикуприде и купроауриде. Таким образом, в ходе рудоотложения возрастала величина соотношения $Au : Cu$. Поскольку на месторождении Золотая Гора отсутствуют блеклые руды и иные минералы – концентраторы серебра и ртути, а минералы группы медистого золота также практически не содержат эти элементы, то они накапливались и сформировали серию Hg-электрум → Hg-кюстелит → Hg-серебро.

Вертикальная минеральная зональность месторождения Золотая Гора

Минеральный состав и состав минералов в Северном, Западном и Южном рудных телах близки. Восточное рудное тело в значительной степени сложено агрегатами тех же жильных и рудных минералов, но кроме того содержит Hg-серебро вместе с гринокитом и Se-содержащим халькозином, а также самородную сурьму и антимониды Cu-Ni. Известно, что наиболее подвижные элементы – Hg, Se, Sb, Cd, – накапливаются в верхних частях рудно-метасоматических колонн, маркируют верхи месторождений. Вероятно, Восточное рудное тело является наименее эродированной частью месторождения Золотая Гора.

В заключение следует подчеркнуть, что Золотая Гора – плутоногенное гидротермальное месторождение березит-лиственитовой формации, гипабиссальной фации с великолепно проявленной зональностью по составу рудовмещающей среды и довольно отчетливой вертикальной минерально-геохимической зональностью.

Глава 11

ПРОБЛЕМА “ЗОЛОТО-РОДИНГИТОВОЙ” ФОРМАЦИИ

Большая часть проявлений и месторождений медистого золота связана с измененными ультраосновными породами (см. введение). П.Рамдор показал, что минералы группы медистого золота в аксессуарных количествах широко распространены в серпентинизированных гипербазитах [Ramdor, 1967]. Однако, промышленные месторождения с минералами группы медистого золота крайне редки – Золотая Гора (Карабашское), отдельные участки Мелентьевского на Урале и Кэпп-Эдисон в Канаде. На Золотой Горе, наиболее известном месторождении медистого золота, промышленные рудные тела контролируются дайкообразными телами родингитов.

Термин родингиты был предложен П.Маршалом в 1911 г. для пород известково-силикатного состава, сложенных клинопироксеном, пренитом и гроссуляром, развитых среди серпентинитов бассейна р. Родинг в Новой Зеландии. В отечественной литературе близкого типа породы именовались гранатитами, а чаще хлограпитамы [Падалка, 1932; Заварицкий, 1937; Соболев, 1952 и др.]. С 1965 г. после работ Ю.Н.Колесника и Г.В.Пинуса термин родингиты широко применяется для обозначения известково-силикатных пород, развитых среди серпентинизированных гипербазитов. Многие геологи рассматривают родингиты как метасоматиты. Но для тел метасоматитов обязательным является наличие правильной метасоматической зональности, которая в изученных телах родингитов Нуралинского, Баженовского и Карабашского массивов отсутствует; это апогабброидные метаморфиты, синхронные серпентинитам и равновесные с ними [Спиридонов и др., 1996, 1998] (см. главы 6–7).

На примере месторождения Золотая Гора Р.О.Берзон выделил золото-родингитовую формацию, полагая, что родингиты – суть гидротермальные метасоматиты по серпентинизированным гипербазитам и что золотое оруденение тесно связано с процессами родингитизации [Берзон, 1982; Берзон, Бородаевский, 1984; Мурзин и др., 1987].

Большая часть родингитов Урала (в частности Золотой Горы), как и всей Земли, обогащены Al (хлориты, гранаты, пренит), Ti (титанистые гранаты, титанит, менее ильменит), V (ванадийсодержащие гранаты), P (апатит), Cu (медь), Sc, Ga, т.е. обогащены элементами базитов (габброидов). Подавляющая часть родингитов – это метагабброиды (метабазиты). Это заключение аргументировано для Золотой Горы фактическим материалом, рассмотренным в главах 4–6.

Родингиты распространены в массивах гипербазитов широко, слагают в ряде случаев до 5–7% их объема. Родингиты гипербазитовых массивов востока России [Агафонов, Пинус, 1981; Колесник, 1981; Ойдуп, Кужучет, 1989; Плюснина и др., 1991; Лихойдов, Плюснина, 1992], Урала [Смирнов, 1995; Спиридонов и др., 1996], Италии [Belogne et al., 1994; Gramaccioli, 1979], Канады [Grice, Williams, 1979; Schandl et al., 1990; O’Henley et al., 1992], США [Peters et al., 1978] и других регионов Земли не содержат и следов золотого оруденения.

Родингиты и серпентиниты Золотой Горы золотоносны только там, где они лиственитизированы. Рудные зоны Золотой Горы представляют собой зоны лиственитизированных пород с прожилково-вкрапленным оруденением. Очевидна приуроченность зон трещиноватости и соответственно золотого оруденения к телам более жестких родингитов, а не к более пластичным серпентинитам. Геохимические особенности рудных зон Золотой Горы (ореолы привноса As, Sb, Hg, Au, Ag) и параметры формирования (температура образования продуктивной минерализации около 200–170° С, состав флюидов – растворы NaCl-KCl-MgCl₂ умеренной солености) типичны для обычных гидротермальных месторождений золота, сопряженных с гранодиоритовыми комплексами. Это заключение аргументировано фактическим материалом, рассмотренным в главах 7, 8, 10.

Формирование родингитов и золотых руд Золотой Горы разделены: 1) внедрением гранитоидов гранодиоритового комплекса и образованием сопряженных роговиков и ороговикованных пород; 2) образованием послегранодиоритовых гидротермальных метасоматитов пропилитовой формации; 3) образованием послегранодиоритовых метасоматитов березит-лиственитовой формации.

Другое известное месторождение медистого золота – Кэрр-Эдисон в Канаде контролируется зонами гидротермально измененных коматиитов с обильными карбонатами, кварцем, зеленой Cr-слюдой и сульфидами [Knipe, Fleet, 1997]. Очевидно, что золоторудные тела месторождения Кэрр-Эдисон представляют собой оруденелые листвениты.

Итак, золото-родингитовой формации как таковой не существует. Гидротермальные месторождения Au лиственитовой формации содержат существенные количества минералов группы медистого золота в тех случаях, когда они формируются среди метаультрабазитов, содержащих тела metabазитов с существенными количествами самородной меди. При воздействии золотоносных гидротерм в условиях очень низкой фугитивности серы самородная медь замещалась минералами группы медистого золота. Следовательно, мощность тел серпентинизированных гипербазитов должна быть значительной, чтобы исключить “серное дыхание” окружающих пиритоносных, колчеданных залежей и иных источников серы. Судя по Карабашскому району, мощность тел гипербазитов при этом должна быть не менее 0,5–1 км. В противном случае, при малой мощности тел гипербазитов заключенные в них родингиты и иные metabазиты будут содержать не медь, а сульфиды меди; следовательно, в дальнейшем возникновение минералов группы медистого золота исключено.

Глава 12

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ СРЕДЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ ПЛУТОНОГЕННОЙ БЕРЕЗИТ-ЛИСТВЕНИТОВОЙ (ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ) ФОРМАЦИИ

Несмотря на то, что имеющиеся данные по гидротермальным месторождениям золота в значительной степени обобщены, современное состояние геологии диктует необходимость генетической типизации месторождений Au. Одним из методов является фациальный анализ – метод, чрезвычайно широко применяемый в литологии, геологии горючих ископаемых, при тектонических исследованиях, но относительно мало используемый в области геологии эндогенных рудных месторождений. Минеральный и химический состав руд гидротермальных месторождений в значительной степени обусловлен фациальностью двух типов: фациями глубинности и фациями состава рудовмещающих толщ. Фации глубинности месторождений плутоногенной золото-кварцевой формации, порожденной процессами березитизации-лиственитизации, рассмотрены в работах [Спиридонов, 1992, 1995 а и др.].

Зависимость состава минерального выполнения жил, включая рудные минералы, и околорудных метасоматитов от состава вмещающих пород широко известна для многих типов месторождений, включая золоторудные жилы и штокверки [Forschhammer, 1885; Бородаевский, Бородаевская, 1947 а; Бородаевский, 1948, 1960; Коржинский, 1953; Бетехтин, 1957; Татаринев, 1959; Назьмова, Шалаев, 1971; Спиридонов и др., 1974, 1978, 1986 б, г, 1995 а; Сазонов, 1977, 1978, 1984; Спиридонов, 1977, 1986, 1991 а, г, 1995 а, 1998; Берзон, 1982; Лайпанов, Михайлова, 1982; Бородаевский и др., 1984; Фирсов, 1985; Robert, Brown, 1986; Захаревич и др., 1987; Коробейников, 1993; Сазонов и др., 1993; Obertür et al., 1997; Hagemann et al., 1998 и др.].

Рассмотрим влияние среды рудоотложения на минеральный состав золотых руд, обращая особое внимание на случаи с максимальным отклонением от типичных, своего рода “кунсткамеру”.

Руды месторождений среди черносланцевых толщ обогащены углеродистым веществом, As, Se, Pd [Коробейников, 1993 и др.], у них пониженная величина Te/Se [Спиридонов, 1995 а].

Околорудные метасоматиты

По кремнекислым породам. Наиболее распространены стандартные березиты. Березиты существенно кварцевого состава с фукситом (Cr-лейкофиллитом) замести-

ли пикрит-фтанитовые микститы месторождения Кварцитовые Горки (Сев. Казахстан). Низкокалиевые породы (кварц-каолинитовые сланцы) превращены в березиты с пирофиллитом до существенно пирофиллитовых метасоматитов, на более глубоких месторождениях – в березиты с каолинитом [Спиридонов, 1995 а]. Березиты с пирофиллитом или с каолинитом чередуются с типичными березитами с высококалиевыми слюдами (месторождения Кварцитовые Горки, Джеламбет и др.). Маломощные дайки гранитоид-порфиров и микродиоритов среди кварц-каолинитовых сланцев превращены в березиты с пирофиллитом, у мощных даек такие метасоматиты заместили только их краевые зоны, породы центральных частей таких даек превращены в типичные березиты.

По основным породам. Наиболее распространены стандартные серые листвениты. Бониниты замещаются лиственитами с Sr-серицитом. Микститы базитовых вулканитов и каолинитовых сланцев, низкокалиевые габброиды замещаются лиственитами с пирофиллитом и/или парагонитом. Кальцифиры замещаются трехкарбонатными лиственитами (псевдоморфозы магнезита по форстериту, доломита по фассаиту, кальцита по кальцитовой матрице) (месторождение Южное Аксу) [Спиридонов, 1995 а]. Ведущие рудные минералы апобазитовых лиственитов – пирротин, ильменит или ферропсевдобрукит, кубанит, халькопирит, Ni-арсенопирит и Fe-герсдорфит.

По ультраосновным породам. Наиболее распространены стандартные зеленые листвениты с Sr-мусковитом, Sr-фенгитом по перидотитам [Бородаевский, Бородаевская, 1947 а; Бородаевский, 1960], серые и белые кварц-магнезитовые листвениты по дунитам. Ведущие рудные минералы апогипербазитовых лиственитов – Sr-магнетит, герсдорфит, Ni-пирит, миллерит, полидимит.

Рудосопровождающие метасоматиты

В породах нормально калиевых – это метасоматиты с гидроксилмусковитом, в породах низкокалиевых – с пирофиллитом или каолинитом. Таковы пирофиллитовые оторочки ряда “красичных” кварцевых жил Березовского месторождения и кварцевых прожилков Кварцитовых Горок.

Ранняя минеральная ассоциация золоторудных жил

С ростом основности рудовмещающих толщ кварц может все в большей степени вытесняться Ca-Mg-Fe карбонатами и хлоритом. Рудные жилы в черносланцевых толщах содержат графитоид, среди богатых бором глинистых толщ морского происхождения – турмалин. Первичные ГЖВ в кварце, карбонате, шеелите содержат чистую углекислоту, когда жилы залегают в магматитах, или углекислоту с примесью метана в жилах среди осадочных толщ.

Ассоциация ранних сульфидов

В жилах среди кремнекислых пород преобладает пирит, среди черносланцевых толщ – арсенопирит и пирит, среди базитов – пирит и пирротин, среди ультрабазитов – Ni-пирит, полидимит, герсдорфит. Показательны соотношения количеств пирита и пир-

ротина, состав пирротина [Спиридонов, Хамид, 1978; Спиридонов, 1998 и др.]. Содержание сульфидов максимально в рудных телах среди черносланцевых толщ.

Ассоциация полиметаллических сульфидов

Золото-кварцевые жилы в кремнекислых магматитах и аркозах содержат, главным образом, галенит; в базитах и граувакках – главным образом, халькопирит и пирротин, борнит или кубанит [Назьмова, Шалаев, 1971; Спиридонов, 1995 а и др.]; в магматитах среднего состава или в полимиктах – примерно равные количества галенита и халькопирита (месторождения Бестюбе, Джеламбет). При наложении более поздних Sb-содержащих растворов галенит замещался буланжеритом, халькопирит – тетраэдритом, галенит вместе с халькопиритом – бурнонитом; при этом контрасты в содержаниях Pb и Cu сохраняются. Аналогично, при наложении Bi-содержащих растворов галенит замещался галеновисмутитом (козалитом), галенит и халькопирит совместно – айкинитом, крупкаитом или гладитом (месторождение Ичкеульмес и др.). Руды среди базитов и гипербазитов содержат тиошпинели Ni-Co-Cu и герсдорфит.

Продуктивная ассоциация

Минералы продуктивной ассоциации в значительной степени возникают в результате замещения более ранних образований при воздействии растворов Au-Sb (в месторождениях гипабиссальных) или Au-Te (в месторождениях абиссальных). Соответственно, в рудных телах среди кремнекислых пород развиты Sb-сульфосоли свинца или алтаит PbTe (по галениту); среди базитов – халькостибит $CuSbS_2$ и бертьерит $FeSb_2S_4$ (по халькопириту, кубаниту, пирротину) или фробергит $FeTe_2$; среди гипербазитов – лапиит $CuNiSbS_3$ или мелонит $NiTe_2$.

Интересны вариации состава Au-Te минерализации в различных частях одной рудной жилы среди вмещающих пород контрастного состава (месторождение Жана-Тюбе, Северный Казахстан). Участки рудных кальцит-кварцевых жил среди туфов меланобазальтов обогащены хлоритом, пирротинном и халькопиритом, из теллуридов здесь преобладает фробергит. Поскольку большая часть теллура связана во фробергите, заметная часть золота находится в самородном виде, меньшая часть в креннерите и петците. Участки рудных кальцит-кварцевых жил среди плагиориолитов и дацитов имеют существенно кварцевый состав, из сульфидов здесь резко преобладает пирит, фробергита почти нет, развита масса теллуридов золота – сильванит, самородного золота нет. Итак, минеральная форма фиксации золота и теллура из рудоносных гидротерм существенно различна в различной по составу рудовмещающей среде: $6 AuAgTe_4$ (сильванит) (в кремнекислых породах) $\leftarrow 2 Au + Au_3AgTe_8$ (креннерит) + $AuAg_3Te_2$ (петцит) + Ag_2Te (гессит) + $6,5 FeTe_2$ (фробергит) (в основных породах) (это не парагенезы, а количественные соотношения теллуридов и самородного золота в ведущих типах золотых руд месторождения Жана-Тюбе).

Все рассмотренные ситуации однотипны по признаку наличия в рудовмещающих толщах серусодержащих пород (обычно пиритоносных, реже с ангидритом), которые, как показали исследования многих геологов, являются основным источником серы в гидротермах плутоногенных месторождений. Данные месторождения возникли при относительно

высокой активности серы ($\log f S$ около -9 – -13 при 300°C и около -13 – -18 при 180°C), оценки даны по диаграммам, представленным в работе [Barton, Skinner, 1979]. Руды этих месторождений из самородных элементов содержат только золото и изредка сурьму.

Особый интерес представляют месторождения, возникшие при отсутствии в рудовмещающей среде серусодержащих пород. Рассмотрим два примера.

Золотая Гора (Урал). Характеристика месторождения дана выше. Оно залегает в крупном массиве серпентинизированных гипербазитов, который окружен зеленокаменными вулканитами с колчеданными залежами и углеродсодержащими сланцами с небольшим количеством пирита. Золоторудные тела контролируются дайкообразными телами родингитов, представляющих собой метаморфизованные дайки высоко- T_i габброидов и габбро-долеритов. Наши наблюдения показали, что родингиты и окружающие серпентиниты, а изредка и метагабброиды и метапироксениты золотоносны там, где они лиственитизированы. Лиственитизация наложена на базиты и гипербазиты, что обусловило сочетание в рудах Fe-Cu и Ni-Co.

В краевых частях гипербазитового массива по соседству с колчеданосными вулканитами и пиритоносными сланцами апосерпентинитовые, апобазитовые и апородингитовые листвениты содержат пирит, халькопирит, арсенопирит, герсдорфит – стандартный набор халькогенидов лиственитов (это внешняя зона ореола проявления метасоматитов лиственитовой формации). Источником серы явились метаморфизируемые колчеданные залежи и пиритоносные осадочные породы.

В более внутренних частях массива гипербазитов апосерпентинитовые и апородингитовые листвениты содержат Co-Ni-пирит, магнетит, тиошпинели Ni-Fe-Co, миллерит, герсдорфит, халькопирит, борнит, халькозин, т.е. ансамбль более низкосернистый, чем предыдущий. В еще более внутренних частях гипербазитового массива аналогичные метасоматиты содержат в основном магнетит, немного меди, борнита, халькозина, арсенидов Ni (это промежуточная зона ореола проявлений лиственитовой формации).

В центральных частях гипербазитового массива, на площади месторождения лиственитизированные серпентиниты содержат магнетит и арсениды Ni – орселит и маухерит, золото; лиственитизированные родингиты – магнетит, халькозин, медь, минералы группы медистого золота, маухерит, сурьму, купростибит, нисбит, златогорит, сейняйокит, ртутистые электрум, кюстелит и серебро, галенит и свинец. Развитие в рудах Золотой Горы гипогенных самородных меди, сурьмы и свинца, купростибита, нисбита, златогорита, сейняйокита свидетельствует о крайне низкой фугитивности серы. Эта внутренняя зона ореола проявлений лиственитовой формации оказалась изолированной от “серного дыхания” окружающих толщ мощной оторочкой серпентинитов, слабо проницаемых для флюидов. Поэтому в окорудных эндогенных ореолах рассеяния (привноса) мышьяка его минеральные формы – арсениды, а не сульфоарсениды (арсенопирит, герсдорфит), как в обычных золотых месторождениях. Поскольку вмещающая среда – гипербазиты, то это арсениды Ni с преобладанием никеля над мышьяком – орселит и маухерит.

Ранняя ассоциация рудных минералов золотых руд Золотой Горы включает преобладающий магнетит и подчиненные маухерит, никелин, халькозин, самородную медь. Вероятно, это крайне низкосернистый эквивалент ассоциации пирита и подчиненных арсенопирита и халькопирита золотых руд обычных месторождений березит-лиственитовой формации.

Таблица 87.

Минеральные фации гидротермальных плутоногенных месторождений золота по составу рудовмещающей среды

		Состав рудовмещающих толщ			
		кремнекислые	основные и известковые скарны	ультраосновные и магнезиальные скарны	основные среди ультраосновных
		в присутствии серусодержащих пород			при отсутствии серусодержащих пород
Жильные минералы	ведущие	Кварц	Кварц, Са-Мг-Fe-карбонаты, хлорит	Мг-Fe-Са-карбонаты, хлорит	Са-Мг-Fe-карбонаты, хлорит
	характерные	Гидроксилмусковит, хлорит	Фенгит, лейкофиллит, парагонит, пирофиллит	Ст-лейкофиллит	Хлорит
Ведущие рудные минералы	метасоматитов	Пирит, арсенопирит	Пирротин, ильменит, кубанит, халькопирит, пирит, рутил, арсенопирит	Ст-магнетит, герсдорфит	Магнетит, орселит, маухерит
	рудных жил	Пирит, арсенопирит	Пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит	Герсдорфит, пирит, пирротин	Магнетит, халькозин
Характерные минералы	Cu	Халькопирит, блеклые руды	Халькопирит, кубанит, блеклые руды, борнит	Кубанит, лапинит	Халькозин, медь, купростибит, златогорит
	Pb	Галенит, буланжерит, цинкенил, гладит	Джемсонит, бурнопит	—	Галенит, свинец
	Zn	Сфалерит	Сфалерит	—	Zn-хроммагнетит
	Cd	—	—	—	Гринокит
	Sb	Антимонит	Бертьерит, гудмундит	Ульманнит	Сурьма, нисбит, сейняйокит
	Au + Ag	Золото, сильванит	Золото, креннерит, петцит	Золото	Медистое золото, электрум, кюстелит
	Te	Алтаит, тетрадимит	Фробергит, теллуrowисмутит	Мелонит, теллуrowисмутит	
Околорудные метасоматиты		Березиты, кварц-серицитовые метасоматиты	Березиты-листвениты, биотит-или парагонитсодержащие листвениты	Листвениты	Листвениты по родингитам, хлоритолиты
Типичные месторождения		Березовское, Аксу, Архангельское			Золотая Гора, Меленьтьевское, Керр-Эдисон (Канада)
		Степняк, Джеламбет, Бестобе, Жана-Тюбе, Быньговское			
		Васильковское			

Относительно высокотемпературная (280–240°C) ассоциация арсенидов + сурьма + купростибит + нисбит + златогорит + сейнйокит и халькозин (в соседних участках) возникла при $\log f S$ около -20 (с использованием диаграмм из работы [Barton, Skinner, 1979]), что намного ниже, чем в обычных месторождениях Au. Вероятно, данная ассоциация является крайне низкосернистым эквивалентом ассоциации арсенопирита и Sb-As блеклых руд обычных золотых месторождений.

Относительно низкотемпературная (240–150, главным образом 200–170°C) продуктивная ассоциация кальцит + халькозин + минералы группы медистого золота + ртутистый электрум + самородная медь (золотистая) + свинец возникла при $\log f S$ около -27 , что на 10 (!) порядков ниже, чем в обычных месторождениях Au. При столь низкой фугитивности серы Ag и Hg существуют только в металлической, но не в сульфидной форме, как и значительная часть Cu, чем обусловлено обилие в месторождении Золотая Гора минералов группы медистого золота и наличие высокосеребристых амальгам. Вероятно, данная ассоциация – крайне низкосернистый эквивалент ассоциации Hg-Ag тетраэдрит + золото + галенит (или свинцово-сурьмяные сульфосоли) обычных золотых месторождений.

Особенно интересно, что минералы группы медистого золота развиты только в лиственитизированных родингитах. В лиственитизированных серпентинитах Золотой Горы развито обычное самородное золото, практически не содержащее меди и относительно бедное ртутью. В главе 6 было показано, что основная часть минералов группы медистого золота возникла при воздействии золотоносных гидротерм на уже существовавшую самородную медь в родингитах.

Крайне любопытно отсутствие в апородингитовых золотых рудах сфалерита, хотя Zn – характерный базитовый элемент. Причина в том, что при процессах прерудного метаморфизма цинк был связан в хромшпинелидах и феррихромшпинелидах с 1–5 мас. % Zn. Этим обусловлена еще одна удивительная особенность руд Золотой Горы – наличие в них гипогенного гринокита, поскольку Cd из-за крупного размера атома, в отличие от Zn, не может входить в структуру шпинелидов. Гринокит – запрещенный минерал обычных золотых месторождений, т.к. в их рудах и в сфалерите золотых руд величина $Zn : Cd = 500–100$. Выше описан редкий эндогенный процесс разделения Cd и Zn.

Саякское месторождение (СВ Прибалхашье, Центральный Казахстан). Один из участков Саякского месторождения – золоторудная залежь. Здесь интрузив гранодиоритов контактирует с мощной $> 0,5$ км толщиной чистых известняков, среди которых нет пиритоносных или ангидритоносных пород. На контактах интрузива развиты крупные тела андрадитовых скарнов. В пределах данного участка скарны лиственитизированы и содержат золоторудные залежи. Золотые руды содержат обильный леллингит ($FeAs_2$) (вместо стандартного арсенопирита) и вкрапленность самородного золота, теллуридов висмута, свинца, серебра.

Таким образом, чтобы получить достаточно полную картину рудообразования принципиально важно выделить в схеме фаций среды рудоотложения обстановки, крайне бедные серой. С учетом этих данных разработана схема фаций среды рудоотложения плутоногенных гидротермальных месторождений золота (табл. 87), которая включает существенно новые данные. Они не следуют из физико-химических диаграмм, но вполне с ними согласуются и смогут быть использованы для более корректного понимания процессов образования золотых руд и для создания более точных моделей формирования гидротермальных месторождений золота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании совокупности приведенных в работе данных решена проблема «золото-родингитовой» формации. Установлено, что стандартные ранние и поздние родингиты базит-гипербазитовых массивов – Карабашского, Баженовского, Нуралинского и др. (Урал), как и родингиты гипербазитовых массивов Сибири, Италии, Канады, США, Болгарии, не золотоносны, но обычно содержат самородную медь. На примере голотипа «золото-родингитовой» формации – месторождения Золотая Гора доказано, что такой формации не существует. Формирование родингитов и золотое оруденение разделены: 1) внедрением гранитоидов гранодиоритового комплекса и сопряженными процессами экзоконтактового метаморфизма, 2) образованием послегранодиоритовых метасоматитов пропилитовой формации, 3) образованием послегранодиоритовых метасоматитов березит-лиственитовой формации. Родингиты (и серпентиниты) золотоносны только там, где они лиственитизированы.

Параметры формирования родингитов и золотоносных метасоматитов – лиственитизированных пород Золотой Горы резко различны по давлению, температуре, составу флюидов, изотопному составу кислорода и углерода кальцита. Состав и соленость флюидов, сформировавших руды Золотой Горы, обычны для месторождений золота березит-лиственитовой (золото-кварцевой) формации.

Развитие в рудах Золотой Горы минералов группы медистого золота, самородных меди, сурьмы, свинца, амальгам Au-Ag, арсенидов и антимонидов Ni, Cu, Fe обусловлено тем, что данные руды сформированы при крайне низкой фугитивности серы: на 8–10 порядков ниже, чем руды стандартных Au месторождений. Причина в том, что рудоносные структуры были изолированы от «серного дыхания» окружающих гипербазитовый массив колчеданосных вулканитов и пиритосных осадочных толщ мощной оболочкой слабо проницаемых для флюидов серпентинитов.

Характерный минерал Золотой Горы – златогорит (CuNiSb_2). В его составе сфокусированы особенности месторождения – обилие базитовой меди и гипербазитового никеля, крайне низкая фугитивность серы, дифференциация в ходе рудоотложения мышьяка (фиксирован в околорудных метасоматитах) и сурьмы (фиксирована в золоторудных залежах).

Основная масса минералов Cu-Au возникла при воздействии золотоносных гидротерм на самородную медь родингитов. Последовательность их образования следу-

ющая: золотистая медь \rightarrow аурикуприд (Cu_3Au) \rightarrow купроаурид (CuAu) \rightarrow фаза $\text{Cu}_2(\text{Au}_{\text{Ag,Hg}})_3 \rightarrow$ минерал CuAu_3 . Синхронно в серпентинитах возникло стандартное Hg-содержащее серебристое самородное золото, не содержащее Cu.

Поскольку минералы Cu-Au почти не содержат Ag и Hg, эти элементы накапливались в ходе рудообразования, что привело к образованию Hg-электрума, Hg-кюстелита, Hg-серебра в ассоциации с минералами Cu-Au.

При отжиге большая часть фазы $\text{Cu}_2(\text{Au}_{\text{Ag,Hg}})_3$ испытала распад и превратилась в тончайшие решетчатые (ламеллярные) срастания купроаурида и Hg-Cu золота. Купроаурид, состав которого заметно отклонялся от стехиометрии – CuAu_{1+x} , испытал распад на купроаурид стехиометричный и бедное Hg золото (тонкие ламелли). Значительная часть купроаурида при отжиге испытала превращения в тетрааурикуприд и/или рожковит.

Результаты исследования природных ассоциаций минералов в согласии с экспериментальными данными по системе Au-Ag-Cu свидетельствуют, что 1) бедные серебром минералы Cu-Au и бедные медью минералы Au-Ag образуются при температурах существенно ниже 350°C ; 2) парагенез аурикуприда Cu_3Au и купроаурида CuAu устойчив ниже 250° , парагенез купроаурида и минерала CuAu_3 устойчив ниже 240°C ; 3) решетчатые срастания минералов группы медистого золота и Hg-Cu золота типа структур распада твердого раствора возникали только за счет протофаз, обогащенных золотом; на Золотой Горе в основном за счет фазы $\text{Cu}_2(\text{Au}_{\text{Ag,Hg}})_3$.

Уточненная схема фаций плутоногенных гидротермальных месторождений золота по составу рудовмещающей среды теперь включает фацию крайне низкой активности серы.

Благодарности

Авторы признательны Российскому Фонду Фундаментальных Исследований (РФФИ), при поддержке которого выполнена данная работа. Авторы благодарны Е.В. Гусевой, Н.Н. Кононковой и Н.Н. Коротаевой (МГУ, Геологический факультет), А.К. Галееву (Геофизическая обсерватория “Борок” ОИФЗ РАН) и И.М. Куликовой (ИМГРЭ), которые выполнили микрозондовые анализы минералов и электронные фотографии; В.Ю. Прокофьеву (ИГЕМ РАН), который выполнил исследования газожидких включений; В.И. Устинову (ГЕОХИ РАН), который определил изотопный состав кислорода и углерода; Ф.М. Спиридонову (МГУ, химический факультет), в лаборатории которого проведены рентгенометрические исследования; М.С. Рапопорту (Уралгеолком), Г.Г. Кораблеву (ИМ УрО РАН) и Е.В. Перелыгиной (МГУ), предоставившим отдельные геологические материалы; Р.О. Берзону и Г.М. Левитану (ЦНИГРИ), передавшим отдельные образцы руд Золотой Горы; Н.Ф. Соколовой, М.А. Богомолу, Н.А. Архиповой за помощь в оформлении работы; Г.Ю. Бутузовой за ряд ценных замечаний к тексту книги.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Алабин Л.В., Калинин Ю.А.* Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.
- Альбов М.Н.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат. 1960. 241 с.
- Амирян Ш.О., Фармазян А.С.* Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1974. 255 с.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я.* Самородное золото Якутии: Верхне-Индигирский район. Новосибирск: Наука, 1992 а. 184 с.
- Амузинский В.А., Москвитин С.Г., Павлова Л.А.* Твердый раствор предельной концентрации ртути в самородном золоте. В кн. Редкие самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 1992 б. С. 50–64.
- Андреева М.Г.* Особенности состава и размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 32–45.
- Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю.М.* Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золото-серебряных месторождений // Геохимия. 1974. № 2. С. 179–186.
- Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Гриценко В.П. и др.* О неоднородности самородного золота золото-сурьмяного месторождения. В кн.: Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: Изд. ЯФ АН СССР, 1984. С. 88–100.
- Атанасов В.А.* Новые данные о самородном серебре из месторождения Кремиковци в окрестностях Софии // Списание Българ. геол. д-во. 1980. Т. 41. № 3. С. 292–298.
- Бабкин П.В., Сидоров А.А.* Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР // Разведка и охрана недр. 1972. № 10. С. 4–11.
- Бадалов А.С., Спиридонов Э.М., Гейнке В.Р. и др.* Минералы – самородные элементы и теллуриды вулканогенного рудопроявления Кайрагач (УзССР) // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1984. Вып. 37. С. 64–67.
- Бадалова Р.П., Бадалов А.С., Конеев Р.И.* Редкие рудные минералы рудопроявления Чумаук // Узбек. геол. ж. 1985. № 3. С. 67–71.

- Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем. М.: Недра, 1991. 192 с.
- Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) (под ред. Н.В. Петровской). М.: Недра, 1984. 270 с.
- Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
- Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Павлов Е.Г. Новые данные о таймырите $(Pd,Cu,Pt)_3Sn$ из медно-никелевых руд Талнахского месторождения // Зап. ВМО. 1982. Ч. 111. Вып. 1. С. 78–83.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Гибшит // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32. С. 66–70.
- Берзон Р.О. Золоторудные метасоматические формации офиолитовых поясов. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Недра, 1982. С. 9–10.
- Берзон Р.О. Золотоносность гипербазитов. М.: Изд. ВИЭМС, 1983. 46 с.
- Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая Гора. В кн.: Золоторудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1984. С. 187–195.
- Берзон Р.О., Левитан Г.М. Формационная классификация золоторудных месторождений Урала // Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 201. С. 75–82.
- 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.
- Берман Ю.С., Ботова М.М. Оловяная и серебряная минерализация кайнозойского Au–Ag месторождения // Сов. геология. 1980. № 11. С. 25–30.
- Берман Ю.С., Воларович Г.П., Казаринов А.И. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформировавшихся в близповерхностных условиях // Сов. геология. 1972. № 7. С. 47–55.
- Бертман Э.Б. Золоторудные формации жильных месторождений. Ташкент: Фан, 1990. 168 с.
- Бетехтин А.Г. Роль вмещающей среды в процессах эндогенного рудообразования // Зап. ВМО. 1957. Вып. 2. С. 191–196.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 368 с.
- Билибин Ю.А. Металлогения и типы месторождений золота СССР. В кн.: Золотые месторождения Урала и Казахстана. М.: Metallurgizdat, 1947 а. С. 3–21.
- Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. 1947 б. Ч. 76. Вып. 1. С. 77–91.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. В кн.: Избранные труды. Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1959. С. 238–339.
- Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный Мир, 1998. 167 с.
- Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Бутузова Г.Ю. и др. Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 288 с.
- Боришанская С.С., Виноградова Р.А., Крутов Г.А. Минералы никеля и кобальта. М.: МГУ, 1981. 222 с.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
- 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. УФАН СССР, 1948. С. 316–330.
- Бородаевский Н.И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 118–127.

- Бородаевский Н.И.* Генетические типы гидротермальных золоторудных месторождений СССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964. С. 376–379.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947 а. 264 с.
- Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* О происхождении лестничных прожилков в золоторудных месторождениях Урала // Тр. НИГРИЗолото. 1947 б. Вып. 16. С. 93–107.
- Бородаевский Н.И., Ершова Н.А., Егоров Н.А. и др.* Березовское месторождение. В кн.: Золоторудные месторождения СССР. Т. I. М.: Недра, 1984. С. 7–53.
- Ботова М.М., Берман Ю.С., Балясников С.М. и др.* Первая находка фишессерита в СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 6. С. 1465–1468.
- Ботова М.М., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. и др.* Селеностефанит $Ag_5Sb(Se,S)_4$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 627–630.
- Бочек Л.И., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. и др.* Новый селеносодержащий сульфид серебра, золота и меди – пенжинит $Au(Ag,Cu)_4(S,Se)_4$ // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 3. С. 356–359.
- Браунс Р.* Царство минералов. СПб.: Изд. А.Ф.Девриена, 1906. 507 с.
- Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М., Петрова И.В. и др.* Бабкинит $PbBi_2(S,Se)_4$ – новый минерал // Докл. АН. 1996. Т. 346. № 5. С. 1–3.
- Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М.* Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений Мира. Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.
- Бэтман А.М.* Промышленные минеральные месторождения. М.: ИЛ, 1949. 510 с.
- Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
- Вахрушев С.Н., Макаров А.Б.* Минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов золото-серебряных проявлений одного из районов Полярного Урала. В кн.: Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1986. С. 84–93.
- Вернадский В.И.* Опыт описательной минералогии. Петроград: Изд. Имп. АН, 1914. 780 с.
- Виноградова Р.А., Образцов Б.В., Азизи С.М.Р. и др.* Первые данные о золото-селеновой минерализации в As-Ni-Co месторождениях района Бу-Аззер (Марокко) // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 4. С. 511–513.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д. и др.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Недра, 1978. 178 с.
- Вол А.Е., Каган И.К.* Строение и свойства двойных металлических систем. Системы золота. М.: Наука, 1976. Т. III. С. 80–122 и 213–219.
- Воларович Г.П., Николаева Л.А., Бархударян Н.Б.* Типоморфные особенности самородного золота и кварца близповерхностных месторождений. В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 204–212.
- Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1971. 240 с.
- Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И.* О формационной принадлежности месторождения золота Сухой Лог // Руды и металлы. 1997. № 2. С. 52–57.
- Гамянин Г.Н.* Зональность золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области. В кн.: Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: Изд. ЯФ АН, 1993. С. 5–22.
- Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Жданов Ю.Я. и др.* Условия нахождения и образования ауристибита // Зап. ВМО, 1984. Ч. 113. N 2. С. 196–205.

- Генералов М.Е. Эндогенные карбонаты как индикаторы формационной принадлежности золоторудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 8. С. 98–104.
- Генкин А.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
- Годлевский М.Н. Поведение арсенидов и сульфидов никеля и кобальта при послемагматических процессах. В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М.: Изд. АН СССР, 1967. С. 211–220.
- Годлевский М.Н., Разин Л.В., Конкина О.М. Золотоносность дифференцированных интрузивов норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 87. С. 42–57.
- Гончаров В.И., Ворцетнев В.В., Альшевский А.В. Типоморфизм самородного золота дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С. 68–77.
- Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Громова Е.И., Глотов А.М., Завьялова Л.Л. и др. Состав самородного золота Чармитанского месторождения // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1978. Вып. 29. С. 16–19.
- Громова Е.И., Завьялова Л.Л., Глотов А.М. Находка редко встречающихся минералов золота (мальдонит, ауростибит) в рудах месторождения Зармитан (Чармитан) Западного Узбекистана // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1978. Вып. 31. С. 38–40.
- Груздев В.С., Прушинская Э.Я., Спиридонов Э.М. и др. Сурьмянистый пирит // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 445–451.
- Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 339 с.
- Деков В.М. Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Диаграммы состояния двойных металлических систем (под ред. Н.П.Лякишева). Т. 1. М.: Машиностроение, 1996. 992 с.
- Дриц М.Е., Бочвар Н.Р., Гузей Л.С. и др. Двойные и многокомпонентные сплавы на основе меди. М.: Наука, 1979. 248 с.
- Еремин Н.И., Позднякова Н.В., Федоров Д.Т. и др. О типоморфизме реньерита в колчеданных рудах вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений. 1988. № 3. С. 93–97.
- Ершов А.Д. О связи месторождений никель-кобальт-золото (серебро)-висмут-урановой (“пятиметальной”) формации с тектонической активизацией // Геология рудных месторождений. 1974. № 5. С. 86–91.
- 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 физико-химической петрологии. Т. 1. М.: Наука, 1979. С. 46–60.
- Жданов В.В., Рудашевский Н.С. Новый тип золото-платиновой минерализации в метасоматитах по базитам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. С. 1452–1456.
- Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Вариации пробности самородного золота Сентачанского рудного узла. В кн.: Минеральные особенности эндогенных образований Якутии. Якутск: Изд. ЯФ АН СССР, 1979. С. 95–99.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. Находка природного соединения Au и Sn в офиолитах Вост. Саяна // Зап. ВМО. 2000. Вып. 4. С. 24–26.
- Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 3. С. 3–18.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука, 1989. 342 с.
- Захаревич К.В., Котов Н.В., Ваганов П.А. и др. Золото-серебряные метасоматиты в черносланцевых толщах. Л.: Изд. ЛГУ, 1987. 236 с.

- Звягинцев О.Е.* Исследования в области естественных сплавов основных магм // Тр. УФ АН СССР. Вып. 4. Свердловск: 1935. С. 19–21.
- Звягинцев О.Е.* Геохимия золота. В кн.: Современные проблемы физико-химии и химической технологии. Сб. 3. М.: Изд. АН СССР, 1939. С. 48–64.
- Золоторудные месторождения СССР. Т. 1–5. М.: Недра, 1984–1990.
- Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 137 с.
- Зотов А.В., Логинов В.П., Пшеничный Г.Н.* Отношение пренито-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 1. С. 168–171.
- Зотов А.В., Русинов В.Л.* Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии. В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 179–216.
- Иванов А.А.* Геология коренных месторождений золота на Урале // Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. 1948. Вып. 16. С. 45–52.
- Иванов А.А., Переляев А.П.* Минералы группы золота. В кн.: Минералогия Урала. Т. II. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1941. С. 60–101.
- Ивенсен Ю.П., Левин В.И.* Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации. В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 5–120.
- Ивченко В.А., Саутин Н.Н.* // Физика твердого тела. 1983. Т. 25. № 10. С. 3049–3054.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхоянской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
- Карпинский А.П.* Геологические исследования, проведенные на Южном Урале летом 1884 г. // Изв. Геол. комитета. 1885. Т. 4. № 7. С. 329–339.
- Качаловская В.М., Кукоев В.А.* Первая в СССР находка нисбита. В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М.: Наука, 1973. С. 213–214.
- Качаловская В.М., Кукоев В.А., Козлова Е.В.* Теллуриды в рудах месторождения Уруп // Геология рудных месторождений. 1971. Т. 13. № 6. С. 98–104.
- Ким А.А., Заякина Н.В., Лаврентьев Ю.Г. и др.* V, Si – разновидность дугганита – первая находка в СССР // Минерал. журнал. 1988. Т. 10. № 6. С. 85–89.
- Коваленхер В.А.* Типоморфные минералы руд малоуглубинных золото-серебряных месторождений верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии. В кн.: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986. С. 111–145.
- Коваленхер В.А., Залибемян М.А., Лапутина И.П. и др.* Сульфидно-теллуридная минерализация Меградзорского рудного поля, Армения // Геология рудных месторождений. 1990. N 3. С. 65–81.
- Коваленхер В.А., Некрасов И.Я., Малов В.С.* Минералогия и парагенезис Cu и Fe сульфостаннатов в золото-серебряных месторождениях // Геология рудных месторождений. 1986. N 2. С. 67–84.
- Коваленхер В.А., Тронева Н.В., Кузьмина О.В. и др.* Первая находка костовита в СССР // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1249–1252.
- Колесник Ю.Н.* Проблема генезиса и температурных фаций родингитов. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 97–104.
- Кольцов А.Б., Котельникова Е.Н.* Литиевый тосудит: природный парагенезис, гидротермальный синтез, модель формирования // Матер. X Всес. совещания по рентгенографии минерал. сырья. Тбилиси: Изд. АН ГрССР. 1986. С. 263.

- Константинов М.М., Стружков С.Ф., Аристов В.В. Генетические типы золото-серебряных месторождений вулкано-плутонических поясов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1997. № 1. С. 62–66.
- Конюшок А.А., Некрасов И.Я. Минеральные ассоциации системы Au-Pb-Bi-S // Минерал. журнал. 1987. Т. 9. № 5. С. 3–12.
- Коржинский А.Ф. Гидротермально-измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1967. 417 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1953. С. 334–456.
- Коробейников А.Ф. Условия локализации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: Наука, 1987. 177 с.
- Коробейников А.Ф. Золото и платиноиды в породах черносланцевых толщ палеозойских складчатых областей // Руды и металлы. 1993. № 3. С.8–16.
- Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. М.: Мир, 1983. 261 с.
- Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 491–543.
- Котов Н.В., Зверев Ю.Н., Порицкая Л.Г. Золото-черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы). Спб.: Невский курьер, 1993. 116 с.
- Котов Н.В., Порицкая Л.Г., Гембицкий В.В. Самородное золото месторождений Западного Узбекистана. Спб.: Невский курьер, 1995. 96 с.
- Краснов С.Г., Черкашев Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. М.: Недра, 1992. 278 с.
- Кренделев Ф.П., Генкин А.Д. Платинистое золото в россыпях, связанных с породами архейского гранулитового комплекса // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 960–963.
- Кривенко А.П., Толстых И.Д., Веселовский Н.И. и др. Золотосодержащие теллуриды платиноидов и палладистое золото в габбро-норитах Панского массива на Кольском полуострове // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 3. С. 725–729.
- Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М.: Госгеолтехиздат, 1971. 213 с.
- Крылова В.В., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. Олово, свинец и интерметаллические соединения в рудах месторождений золото-серебряной формации // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 142. С. 22–28.
- Кузнецов Е.А. Петрографическое описание Соймоновской долины. I. Гора Карабаш // Тр. Ин-та прикл. минералогии. 1928. № 32. С. 80–87.
- Кузнецов Е.А. Геологическое описание Соймоновской долины // Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе. Т. 2. 1936. С. 75–128.
- Кузнецов Е.А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: Изд. АН СССР, 1939. 243 с.
- Куличихина Р.Д., Губанов А.М. К исследованию природного соединения меди и золота из скарноворудного редкометального месторождения. В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1975. С. 62–64.
- Курнаков Н.С., Жемчужный С.Ф., Заседателев М. Превращения в сплавах золота и меди // Ж. Русск. физ.-хим. общ-ва. Ч. хим. 1915. № 47 (871).
- Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К. Минералогия Закарпатья. Львов: Изд. Львов. ун-та, 1963. 614 с.
- Лайпанов Х.Х., Михайлова Л.В. Минералого-геохимические особенности листовенитов, березитов и золото-сульфидно-кварцевых жил // Тр. ЦНИГРИ. 1982. № 167. С. 49–54.
- Лебедев Л.М. Минералы современных гидротерм. М.: Наука, 1979. 200 с.

- Лебедев Л.М. О природе металлоносности кислых гидротерм аппаратов вулканов. В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 22–24.
- Левин В.Л., Котельников П.Е., Курнабаев Е.А. и др. Находка природного интерметаллида золота и платины // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 76–80.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 225 с.
- Линдгрэн В. Месторождения золота и платины. М.-Л.: Цветметиздат, 1932. 186 с.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. III. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 394 с.
- Линдгрэн В. Дифференциация и рудоотложение в области Кордильер в США. В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М.: ОНТИ, 1937. С. 168–200.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Лисицын А.П., Лапухов А.С., Симонов В.А. и др. Благородные металлы в рудообразующих системах современных океанов // Докл. РАН. 1999. Т. 369. С. 254–257.
- Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Родингиты Северного Сахалина и условия их формирования // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 53–65.
- Логинов В.П. Пренит-пумпеллиитовая фация метаморфизма в главной зеленокаменной полосе Среднего Урала // Тр. 2 Урал. петрограф. совещ. 1969. Кн. 5. С. 137–144.
- Ложечкин М.П. Карабашское месторождение медистого золота // Тр. УФ АН СССР. Свердловск. 1935. Вып. 4. С. 35–44.
- Ложечкин М.П. Золоторудное месторождение, связанное с асбестово-доломитовыми жилами в серпентинитах Крестовой горы (Южный Урал, Соймоновская долина) // Минерал. сырье. 1936. № 6. С. 31–41.
- Ложечкин М.П. Новые данные о химическом составе “медистого” золота // Докл. АН СССР. 1939. Т. 24. № 5. С. 454–457.
- Ляхов Ю.В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М.: Наука, 1968. С. 240–247.
- Ляхов Ю.В. Палеотемпературная зональность золоторудных месторождений Забайкалья по газовой-жидким включениям // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1976. № 30. Вып. 2. С. 40–54.
- Ляхов Ю.В. Термобарогеохимия разноглубинных золоторудных формаций. В кн.: Минералообразующие флюиды и рудогенез. Киев: Наукова Думка, 1988. С. 104–122.
- Ляхов Ю.В. Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях // Минерал. сб. № 42. Львов. 1988. Вып. 2. С. 26–35.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы (под ред. Е.Е.Лазько и Е.В.Шаркова). М.: Наука, 1988. 508 с.
- Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: Изд УРО АН СССР, 1982. 112 с.
- Матковский О.И., Ясинская А.А. Особенности состава и свойств самородного золота Закарпатья // Докл. АН УССР. 1977. Б. № 2. С. 113–117.
- Минералогия Урала. М.: Изд. АН СССР, 1941. Т. II. 414 с.
- Минералогия Урала. Т. 1. Свердловск: Изд. УРО АН СССР, 1990. 390 с.
- Минералогия Урала. Т. 2. Свердловск: Изд. УРО АН СССР, 1991. 214 с.
- Минералы (справочник). Т. I. М.: Изд. АН СССР, 1960. 645 с.
- Миркин Л.И. Справочник по рентгеноструктурному анализу поликристаллов. М.: Наука, 1961. 951 с.
- Моисеева М.И., Бадалова Р.П., Маркова Э.А. Золото, электрум, кюстелит. В кн.: Минералы Узбекистана. Т. I. Ташкент: Фан, 1975. С. 31–41.

- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
- Мочалов А.Г. Минералогия платиноидов из дунитов. В кн.: Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. С. 92–106.
- Мурзин В.В., Бушмакин А.Ф., Сустанов С.Г. Хуньчунит Au_2Pb из россыпи р. Восточный Шишим (Средний Урал). Урал. минерал. сб. № 6. Екатеринбург: Изд. УРО РАН, 1996. С. 96–103.
- Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О. и др. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. № 5. С. 96–99.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. Новые данные о нестабильности природных твердых растворов системы Au-Ag-Cu в области температур ниже $350^\circ C$ // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. С. 723–724.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
- Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология рудных месторождений. 1981. № 4. С. 86–91.
- Мурзин В.В., Сустанов С.Г. Твердофазные превращения в природном медистом золоте // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 94–104.
- Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиновая минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотинных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1999. 64 с.
- Мурзин В.В., Таланцев А.С., Леонтьев Р.Л. Самородки золота на глубоких горизонтах Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 70–79.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации участков совмещения золоторудной и сурьмяной минерализации. В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1977. С. 97–102.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 3. С. 702–705.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шалаев Ю.С. Ауристобит месторождения Бестюбе в Северном Казахстане (первая находка в СССР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 3. С. 687–689.
- Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. Минеральные ассоциации золоторудных месторождений Северного Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1971. № 2. С. 98–103.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними полезные ископаемые. М.: Недра, 1964. 211 с.
- Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: Изд. ЦНИГРИ, 1986. 192 с.
- Наумова О.А. Гидротермально измененные породы золото-серебряных месторождений Центральной и Южной Камчатки. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. ЦНИГРИ: 1996. 23 с.
- Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
- Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Природные сплавы золота, меди, серебра, палладия и платины из Кондерского щелочно-ультраосновного массива. В кн.: Проблемы геологии, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока. Тр. ДВГТУ. 1999. Вып. 121. С. 191–196.

- Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
- Некрасов И.Я., Лунин С.Е., Осадчий Е.Г. Особенности сульфоселенидов серебра месторождения Спрут (Камчатка) // Докл. АН. 1995. Т. 345. № 6. С. 783–785.
- Некрасов И.Я., Самусиков В.П., Лескова Н.В. Первая находка сульфида AuAgS – аналога петровскаита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 4. С. 944–947.
- Некрасова А.Н. Особенности минерального состава руд Карамкенского золото-серебряного месторождения // Геология рудных месторождений. 1972. N 3. С. 45–54.
- Нестеренко Г.В., Воротников Б.А., Николаева Н.М. и др. Новообразования минералов золота в зоне окисления сульфидных месторождений Казахстана // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. N 5. С. 555–568.
- Нестеренко Г.В., Кузнецова А.И., Лаврентьев Ю.Г. и др. Вариации макросостава – важный типоморфный признак самородного золота // Геол. и геоф. 1982. № 3. С. 57–65.
- Нестеренко Г.В., Кузнецова А.И., Пальчик Н.А. и др. Петровскаит AuAg(S,Se) – новый селенсодержащий сульфид золота и серебра // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 5. С. 602–607.
- Нечеухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1986. 107 с.
- Нечеухин В.М., Гуревич Л.П. Зеленокаменный метаморфизм и колчеданное оруденение // Тр. ИГ и Г УНЦ АН СССР. 1973. Вып. 102. С. 123–138.
- Николаев А.В. Коренное месторождение золота Соймоновской долины в Кыштымской даче на Урале // Материалы по геологии России. Спб.: Геолком. 1908. Т. 23. Вып. 2. С. 494–552.
- Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
- Нобл Дж. Классификация рудных месторождений. В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959. С. 145–158.
- Новгородова М.И., Цетин А.И. О фазовом составе медистого золота // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 1. С. 184–187.
- Новгородова М.И., Цетин А.И., Горшков А.И. и др. Новые данные по кристаллохимии и свойствам природных интерметаллических соединений системы Cu-Au // Зап. ВМО. 1977. Ч. 106. Вып. 5. С. 540–552.
- Нолан Т. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М.-Л.: Изд. НТЦ, 1937. С. 540–556.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: Горгеонефтеиздат, 1934. 596 с.
- Овчинников Л.Н. Плутоногенные месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 443–489.
- 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.
- Омельяненко Б.И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных окolorудных изменений и попытка их систематизации. В кн.: Проблемы метасоматоза. М.: Недра, 1970. С. 152–162.
- Островкая Е.В., Никольская Н.Н., Спиридонов Э.М. Клинопироксены основных эффузивов Южного Урала // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1972. № 3. С. 51–60.
- Павлова Л.К. Геолого-геохимические особенности золото-скарновых месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Автореф. дисс. канд. геол.-мин.наук. Новосибирск: ИГ и Г СО АН, 1993. 48 с.

- Переляев А.П. О составе и строении выделений самородного золота // Зап. ВМО. 1953. Ч. 82. Вып. 3. С. 196–206.
- Перчук Л.Л. Термодинамический аспект полиметаморфизма. В кн.: *Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы*. М.: Наука, 1983. С. 21–37.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Петровская Н.В. Роль минералогии в разработке таксономической системы гидротермальных рудных месторождений // *Геология рудных месторождений*. 1982. № 3. С. 15–27.
- Петровская Н.В. Золотые самородки. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. В кн.: *Рудные формации эндогенных месторождений*. Т. 2. М.: Наука, 1976. С. 3–110.
- Петровская Н.В., Тимофеевский Д.А., Фасталович А.И. и др. К вопросу о времени выделения золота в рудных месторождениях // *Тр. НИГРИЗолото*. 1947. Вып. 16. С. 108–138.
- Плетнев П.А. Гипогенный гринокит месторождения Золотая Гора. В кн.: *Минералогия Урала*. Миасс: Изд. ИМ УРО РАН, 1998. Т.2. С. 62–63.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Экспериментальное исследование устойчивости везувиана в водном и водно-углекислом флюиде // *Геохимия*. 1988. № 5. С. 44–54.
- 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. 38–51.
- Пляшкевич Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитептермального типа на Северо-Востоке СССР. В кн.: *Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока*. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1967. С. 52–57.
- Покровский П.В., Мурзин В.В., Берзон Р.О. К минералогии самородного золота месторождения Золотая Гора // *Зап. ВМО*. 1979. Ч. 108. № 3. С. 317–326.
- Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 1. М.: Мир, 1980. 589 с.
- Попенко Г.С. Минералогия золота Узбекистана. М.: Недра, 1982. 150 с.
- Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // *Геология рудных месторождений*. 1998. Т. 40. № 6. С. 514–528.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2000. № 6. С. 1–24.
- Прокуронов П.В., Дрыжак Ю.И., Шкурский В.И. Первая находка мальдонита в СССР // *Зап. ВМО*. 1978. Ч. 105. Вып. 4. С. 453–456.
- Разин Л.В. Минералы – природные сплавы золота и меди в рудах медно-никелевых месторождений норильского типа // *Тр. Минерал. Музея АН СССР*. 1975. Вып. 24. С. 93–106.
- Разин Л.В., Бегизов В.Д. Золото-серебряная минерализация Талнахского и Октябрьского месторождений // *Геология рудных месторождений*. 1973. № 6. С. 32–42.
- Разин Л.В., Гомонова А.И., Быков В.П. и др. Новый природный интерметаллид золота, меди и палладия из руд Талнахского месторождения // *Зап. ВМО*. 1971. Ч. 100. Вып. 1. С. 66–76.
- Разин Л.В., Разин А.Л. Уникальный самородок купроаурида с Южного Урала в экспозиции “Алмазного фонда СССР” // *Изв. ВУЗ. Геол. и разв.* 1991. № 5. С. 136–137.

- Разин Л.В., Сидоренко Г.А. Анюит $AuPb_2$ – новый интерметаллид золота и свинца // Минерал. журнал. 1989. Т. XI. № 4. С. 88–92.
- Разумова Р.В. Особенности золоторудной минерализации, связанной с ассоциацией борнитовых руд в колчеданных месторождениях Северного Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 272–275.
- Ракчеев А.Д. Метаморфизм зеленокаменных пород и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения на Среднем Урале // Сов. геология. 1956. № 51. С. 3–16.
- Ракчеев А.Д. О находке ископаемых остатков панцирных рыб в районе Карабаша и о возрасте Карабашских колчеданных месторождений // Сов. геология. 1960. № 5. С. 41–49.
- Ракчеев А.Д. Метасоматические гематито- и магнетит-гематито-кварцевые породы в районе Карабашских колчеданных месторождений на Урале // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1960. № 4. С. 64–68.
- Ракчеев А.Д. Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 4. С. 20–37.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, 1962. 1132 с.
- Рахманова Н.В., Шумская Н.И., Яковлева О.А. Селенистый бенжаминит – новая разновидность сульфосолей // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119. Вып. 5. С. 22–29.
- Рожков И.С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 153–161.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
- Савва Н.Е. Электрум-акантит-айтенбогардитовый минеральный тип золото-серебряного оруденения в трубчатых некках риолитов. В кн.: Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: Изд. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 66–82.
- Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Савва Н.Е., Раевская И.С. О находке бериллиевого минерала в золото-серебряных рудах // Колыма. 1974. № 6. С. 44–48.
- Сазонов В.Н. Метасоматиты березит-лиственитовой формации Урала, сформировавшиеся на контакте химически разнородных пород. В кн.: Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1977. С. 9–47.
- Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978. 287 с.
- Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
- Сазонов В.Н., Григорьев Н.И., Мурзин В.В. и др. Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 208 с.
- Самусиков В.П., Сергеенко А.И. Некоторые особенности самородного золота Куларского района. В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 212–230.
- Самусиков В.Л. Зависимость концентрации меди в самородном золоте от его пробности (на примере месторождений СВ СССР) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1238–1241.
- Сафронов П.П., Кацнельсон А.А. О неоднородности “медистого” золота. В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1979. С. 159–161.
- Сахарова М.С. Минералогия золота Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 51–68.

- Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогические и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 257 с.
- Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. и др. Первая находка мальдонита в Сибири // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 960–962.
- Сахарова М.С., Лебедева Н.В., Чубаров В.М. Первая находка на Камчатке редких минералов теллура – голдфилдита, раклиджита, самородного теллура // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1217–1220.
- Семененко М.П., Латыш И.К. О пробности самородного золота Украины // Докл. АН УССР. 1973. Б. № 2. С. 132–135.
- Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1987. 85 с.
- Сидоров А.А. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Тихоокеанского рудного пояса // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 2. С. 239–242.
- Сидоров Е.Г., Изох А.Э., Кривенко А.П., Чубаров В.М. О минералах платиноидов Монголии // Геол. и геофиз. 1987. № 12. С. 108–112.
- Силаев В.И., Майорова Т.П. Типохимизм самородного золота Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар: Изд. ИГ КомиФ АН СССР, 1986. 16 с.
- Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений, основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд. АН СССР, 1959. 256 с.
- Скрябин А.И. Пробность и крупность золота богатых россыпей как критерий поисков коренных источников. В кн.: Особенности россыпей золота и их поисковое значение. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 16–29.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 688 с.
- Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива и связанное с ним платиноидное оруденение. Екатеринбург: УРО АН, 1995. 187 с.
- Смирнов Ф.Л. Редкие минералы в борнитовых рудах медно-колчеданного месторождения Уруп на Северном Кавказе // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 10. С. 171–179.
- Смолин А.П. Самородки золота Урала. М.: Недра, 1970. 144 с.
- Соболев Н.Д. О скарнах и хлорито-гранатовых породах // Зап. ВМО. 1952. Ч. 88. Вып. 4. С. 495–496.
- Соколов С.В. Структуры геохимических полей разноуровневых золоторудных систем и их поисковое значение // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 77–83.
- Спиридонов Э.М. Типоморфизм светлых слюд и хлоритов гидротермальных метасоматитов Северного Казахстана. В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций. М.: Наука, 1977. С. 44–46.
- Спиридонов Э.М. Титанистый кулсонит месторождения Калгурли // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 2. С. 447–449.
- Спиридонов Э.М. Месторождение Степняк. Месторождение Южное Аксу. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. С. 57–65, 66–74.
- Спиридонов Э.М. Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. № 6. С. 83–91.
- Спиридонов Э.М. Самородное ртутистое золото Северного Казахстана // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 а. Вып. 37. С. 108–127.
- Спиридонов Э.М. Нагиагит $\text{AuPb}_5\text{Te}_{4-x}\text{Sb}_x\text{S}_6$ (уточненные данные о составе) // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 б. Вып. 37. С. 128–138.

- Спиридонов Э.М.* О составе и структуре минералов группы билибинскита – богдановита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 в. Вып 37. С. 138–145.
- Спиридонов Э.М.* Листвениты и зодиты // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 2. С. 38–48.
- Спиридонов Э.М.* Фации глубинности месторождений инверсионной плутоногенной золото-кварцевой формации // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1076–1080.
- Спиридонов Э.М.* Условия образования мышьяковистого теллурантимонита в вулканогенных гидротермальных месторождениях золота // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1994. № 4. С. 73–78.
- Спиридонов Э.М.* Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений. 1995 а. Т. 37. № 3. С. 179–207.
- Спиридонов Э.М.* Минералогия метаморфизованного плутоногенного золото-кварцевого месторождения Кочкарское, Южный Урал. I. Золото-теллуридные руды // Зап. ВМО. 1995 б. Ч. 124. Вып. 6. С. 24–39.
- Спиридонов Э.М.* Минералогия метаморфизованного плутоногенного золото-кварцевого месторождения Кочкарское, Южный Урал. II. Золото-галенит-висмутиновые руды // Зап. ВМО. 1996. Ч. 125. Вып. 6. С. 1–10.
- Спиридонов Э.М.* Зависимость минерального состава плутоногенных гидротермальных месторождений золота от состава вмещающей среды // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 2. С.1–3.
- Спиридонов Э.М., Бадалов А.С.* Сурьмянистый моусонит месторождения Кайрагач, Восточный Узбекистан // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 710–714.
- Спиридонов Э.М., Бадалов А.С.* Ванадийсодержащие касситерит и сульфосоли месторождения Кайрагач, Восточный Узбекистан // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 407–409.
- Спиридонов Э.М., Бадалов А.С., Ковачев В.В.* Стибиоколусит $Cu_{26}V_2(Sb,Sn,As)_6S_{32}$ – новый минерал // Докл. АН. 1992 а. Т. 324. № 2. С. 411–414.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Устинов В.И.* Карбонаты березитов-лиственитов и сопутствующих золото-кварцевых жил – индикаторы зональности плутоногенного месторождения Бестюбе, Северный Казахстан // Докл. АН. 1995 а. Т. 345. № 3. С. 1–6.
- 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.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Антонов А.А. и др.* Минералогия родингитов Баженовского месторождения. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1996. 95 с.
- 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 а. С. 57–60.
- Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С., Плетнев П.А. и др.* Процессы преобразований первичных хромшпинелидов гипербазитов Нуралинского, Баженовского, Карабашского, Сарановского массивов, мелких тел Березовского и Гумбейского месторождений Урала. В кн.: Уральская летняя минералогическая школа-97. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1997 б. С. 23–27.
- 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. С. 127–129.
- Спиридонов Э.М., Жернаков В.И., Бакшеев И.А. и др.* Типоморфизм талька апогипербазитовых тальк-карбонатных метасоматитов Урала // Докл. РАН. 2000 а. Т. 372. № 3. С. 1–3.
- Спиридонов Э.М., Игнатов А.М., Шубина Е.В.* Эволюция блеклых руд вулканогенного месторождения Озерновское, Камчатка // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 82–94.

- Спиридонов Э.М., Качаловская В.М., Ковачев В.В.* Германоколусит $\text{Cu}_{26}\text{V}_2(\text{Ge,As})_6\text{S}_{32}$ – новый минерал // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1992 б. № 6. С. 50–54.
- Спиридонов Э.М., Качаловская В.М., Чвилева Т.Н.* Новая разновидность блеклых руд – таллийсодержащий хакит // Докл. АН СССР. 1986 а. Т. 290. № 6. С. 1478–1481.
- Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н. и др.* Метавулканы пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: Изд. МГУ, 2000 б. 212 с.
- Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Соколова Н.Ф. и др.* Состав и эволюция состава магматитов и метасоматитов инверсионных гранодиоритовых и раннеорогенных монцонитовых комплексов Казахстана и Урала и сопряженного оруденения Fe-Co (Cu, W) скарного, Mo-Cu-порфирирового, кварц-шеелитового и золото-кварцевого. В кн.: Сб. памяти А.А.Богданова. Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: Изд. МГУ, 1998. С. 66–73.
- Спиридонов Э.М., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С., Шавкин Г.Н.* Месторождение Бестюбе. Месторождение Джеламбет. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986 б. С. 32–43, 44–56.
- Спиридонов Э.М., Округин В.М.* Селенистый голдфилдит – новая разновидность блеклых руд // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 476–478.
- Спиридонов Э.М., Петрова И.В., Дашевская Д.М. и др.* Рощинит $\text{Ag}_{19}\text{Pb}_{10}\text{Sb}_{51}\text{S}_{96}$ – новый минерал группы андорита // Зап. ВМО. 1990. Ч. 119. Вып. 5. С. 24–32.
- Спиридонов Э.М., Плетнев П.А.* Минералы группы медистого золота как генетические индикаторы. В кн.: Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века. Спб: Изд. ВМО РАН, 1999. С. 173–174.
- Спиридонов Э.М., Прокофьев В.Ю., Петров В.К. и др.* Сейняюкит, нисбит, купростибит, орселит, маухерит, ульманнит и сурьма месторождения Золотая Гора (Средний Урал) и условия их образования // Зап. ВМО. 1994. Ч. 123. Вып. 3. С. 65–77.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К.* Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. 1974. № 1. С. 54–65.
- Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К. и др.* Новый минерал – аргентотеннантит $(\text{Ag,Cu})_{10}(\text{Zn,Fe})_2(\text{As,Sb})_4\text{S}_{13}$ // Докл. АН СССР. 1986 в. Т. 290. № 1. С. 206–210.
- Спиридонов Э.М., Спиридонов Ф.М., Кабалов Ю.К. и др.* Златогорит CuNiSb_2 – новый минерал лиственитизированных родингитов месторождения Золотая Гора (Средний Урал) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1995 б. № 5. С. 57–64.
- Спиридонов Э.М., Спиридонов Ф.М., Юдин А.В.* Новые данные о скиппените Bi_2TeSe_2 // Докл. АН. 1995 в. Т. 343. № 2. С. 229–232.
- Спиридонов Э.М., Филипьев М.П., Балашов Е.П. и др.* Месторождение Кварцитовые Горки. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. С. 75–86.
- Спиридонов Э.М., Хамид Ш.* Пирротин позднеордовикских месторождений Северного Казахстана // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1978. Вып. 27. С. 161–182.
- Спиридонов Э.М., Чвилева Т.Н.* Богдановит $\text{Au}_5(\text{Cu,Fe})_3(\text{Te,Pb})_2$ – новый минерал из группы интерметаллических соединений золота // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1979. № 1. С. 44–52.
- Спиридонов Э.М., Чвилева Т.Н.* Безсмертновит $\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te,Pb})$ – новый минерал из зоны окисления месторождения Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 1. С. 185–189.
- Спиридонов Э.М., Чвилева Т.Н.* Мутманнит AuAgTe_2 – новые данные // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 994–997.

- Спиридонов Э.М., Широкова Г.М.* О новом типе золото-урановой минерализации, Северный Казахстан // *Мат. по геологии м-ний урана.* № 111. М.: Изд. ВИМС, 1988. С. 73–76.
- Суплецов В.М., Жданов Ю.Я.* Типоморфные особенности золото-ауростибитового парагенезиса сурьмяных месторождений Восточной Якутии. В кн.: *Редкие и самородные металлы и интерметаллиды коренных и россыпных месторождений Якутии.* Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 20–39.
- Тарбаев М.П., Кузнецов С.Г., Моралев Г.В. и др.* Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // *Геология рудных месторождений.* 1996. Т. 36. № 1. С. 15–30.
- Татаринов П.М.* К вопросу о роли вмещающих пород в процессе образования эндогенных месторождений полезных ископаемых // *Геология рудных месторождений.* 1959. Т. 1. № 2. С. 6–18.
- Татаринов П.М., Строна П.А.* Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями // *Зап. ВМО.* 1967. Ч. 96. Вып. 1. С. 3–11.
- Такуми Т., Секине И., Канехира К.* Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. В кн.: *Вулканизм и рудообразование.* М.: Мир, 1973. С. 16–52.
- Терзиев Г.И.* О гипогенной зональности руд полиметаллического месторождения Челопеч // *Геология рудных месторождений.* 1966. Т. 8. № 3. С. 37–48.
- Тимофеевский Д.А.* О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // *Тр. ЦНИГРИ.* 1971. Вып. 96. С. 5–32.
- Усов М.А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск: Кубуч, 1933. 211 с.
- Устинов В.И.* Методические аспекты геохимии изотопов легких элементов. В кн.: *Методика изотопной геологии.* М.: Изд. АН СССР, 1983. С. 7.
- Файф В.С., Прайс Н., Томпсон А.Б.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 183 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С.* Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: Изд. ИМ УРО АН, 1994. 254 с.
- Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
- Фогельман Н.А.* Золоторудные формации и промышленные типы // *Тр. ЦНИГРИ.* 1985. Вып. 197. С. 18–25.
- Хансен М., Андерко К.* Структуры двойных сплавов. М.: Металлургиздат, 1962. Т. I. 607 с. Т. II. 609 с.
- Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И.* Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: Изд. ДВО АН СССР, 1989. 288 с.
- Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др.* Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 505 с.
- 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.
- Шанк Ф.А.* Структуры двойных сплавов. М.: Металлургиздат, 1973. 760 с.
- Шведов Г.И., Тарасов А.В., Некос В.В. и др.* Минералогия и платиноносность медно-никелевых руд Кингашского массива (Восточный Саян). В кн.: *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов.* Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 106–107.
- Шер С.Д.* Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 295 с.
- Шер С.Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.

- Шер С.Д. Эволюция типов и условий формирования месторождений золота в геологической истории // Геология рудных месторождений. 1976. № 5. С. 3–14.
- Шер С.Д., Лайпанов Х.Х., Нагорная Т.В. Классификация метасоматитов месторождений золота в связи с геологическими условиями их образования. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука. 1974. С. 183–190.
- Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958. 501 с.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в ультрабазитах и базитах. М.: Наука, 1984. 117 с.
- Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Шумилов И.Х., Филиппов В.Н. Золото-палладиевая минерализация на рудопроявлении Чудном // Тр. Ин-та Геологии Коми фил. УРО РАН. 1998. Вып. 98. С. 135–146.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1976. 112 с.
- Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Новиков В.П. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1994. № 3. С. 175–190.
- Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю. и др. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого Океана. М.: Недра, 1989. 243 с.
- Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.
- Эллиот Р.П. Структуры двойных сплавов. Т. I. М.: Metallurgizdat, 1972. 456 с.
- Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука, 1986. 294 с.
- Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 248 с.
- Якубовская Н.Ю., Спиридонов Э.М., Пономарева И.А. и др. О «магнитном» самородном золоте // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 434–437.
- Яренская М.А. Борнит-теннантит-халькозиновая ассоциация в колчеданных рудах Казахстана. В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 5–15.
- Alderton D.H.V., Fallick A.E. The nature and genesis of gold-silver-tellurium mineralization in the Metaliferi Mountains of Western Romania // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 495–516.
- Altaner S.P., Fitzpatrick J.J., Krohn M.D. et al. Ammonium in alunites // Amer. Mineral. 1988. Vol. 73. P. 145–152.
- Andersen J.C.O., Rasmussen N., Nielsen T.F.D. et al. The Triple Group and the Platiniva gold and palladium reefs in the Scaergaard intrusion: stratigraphic and petrographic relations // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. P. 488–509.
- Arai M. Tectonics of Tanzawa Mountains. Ms. Thesis of Ehine University. 1983. 70 p.
- Arribas A., Cunnigham C.G., Rytuba J.J. et al. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold-alunite deposit, Spain // Econ. Geol. 1995. Vol. 90. P. 795–822.
- Bachechi F. Synthesis and stability of montbrayite // Amer. Mineral. 1972. Vol. 57. P. 146–154.
- Baker E.T., Feely R.A., Embley R.W. et al. Hydrothermal event plumes from the Coaxial seafloor eruption site, Juan de Fuca Ridge // Geophys. Res. Lett. 1995. Vol. 22. P. 141–150.
- Barton M.D. The Ag-Au-S system // Econ. Geol. 1980. Vol. 75. P. 303–316.
- Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J., Oen I.S. Uytendogaardtite, a new silver-gold sulfide // Canad. Mineral. 1978. Vol. 16. P. 651–657.
- Barton P.B. Sulfide petrology // Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. № 3. P. 187–198.
- Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. H.L. Barnes (ed.). New York: John Willey and Sons, 1979. P. 278–403.
- Batterman B.W. X-ray study of order in the alloy CuAu₃ // J. Appl. Phys. 1957. Vol. 25. P. 556–561.

- Bedogne F., Sciesa S., Sciesa E. et al.* Neufunde aus dem von Malenko, Oberitalien // *Lapis*. 1994. № 10. S. 15–21.
- Berbeleac I.* Mineral parageneses in tertiary gold deposits, Romania. In: *Mineral parageneses*. Athens: Theophrastus Publ. S.A., 1986. P. 261–290.
- Berman H., Harcourt G.A.* Natural amalgams // *Amer. Mineral.* 1938. Vol. 23. P. 761–764.
- Bernstein L.W.* Renierite, $\text{Cu}_{10}\text{ZnGe}_2\text{Fe}_4\text{S}_{16}$ – $\text{Cu}_{11}\text{GeAsFe}_4\text{S}_{16}$: a coupled solid solution series // *Amer. Mineral.* 1986. Vol. 71. P. 210–221.
- Bessiere M., Lefebvre S., Calvayrac Y.* X-ray diffraction study of short-range order in a disordered Au_3Cu alloy // *Acta Crystall.* 1983. Vol. B 39. P. 145–153.
- Binder K.* Festkörper Probl., Braunschweig Weisbaden. 1986. Vol. 26. P. 133–168.
- Binns R.A., Scott S.D.* Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the Eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 2226–2236.
- Bird D.K., Arnason J.G., Brandriss M.E. et al.* A gold-bearing horizon in the Kap Edvard Holm complex, East Greenland // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 1288–1300.
- Bloomstein E.J.* Ammonia alteration as a geochemical link in gold deposits of the Carlin-Midas belt // *Geol. Soc. Amer. Abs. Prof.* 1984. Vol. 17. P. 27.
- Bogdanov K., Tsonev D., Kuzmanov K.* Mineralogy of gold in the Elshitsa massive sulphide deposit, Sredna Gora zone, Bulgaria // *Mineral. Deposita*. 1997. Vol. 32. P. 219–229.
- Böhlke J.K. & Kistler R.W.* Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada Foothills metamorphic belt, California // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 296–322.
- Boirat J.M., Lum J.* Les mineralisations aurifères de la caldera de Tavua, Fidji. Compte rendu d'une visite au gisement d'or, argent et tellure de Vatukoula // *Chron. Mines Rech.* 1987. N 486. P. 55–62.
- Bowell R.J.* Supergene gold mineralogy at Ashanti, Ghana: Implications for the supergene behavior of gold // *Mineral. Mag.* 1992. Vol. 56. P. 545–560.
- Boyle R.M.* The geochemistry of gold and its deposits // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1979. N 280. 584 p.
- Cabri L.J.* Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance // *Econ. Geol.* 1965. Vol. 60. P. 1569–1606.
- Cabri L.J., Gaspar O.C., Lastra R. et al.* Distribution of gold in tin-rich samples from the Corvo orebody, Portugal // *Canad. Mineral.* 1998. Vol. 36. P. 1347–1360.
- Cabri L.J., Harris D.C., Stewart J.M.* Paracostibite (CoSbS) and nisbit (NiSb_2), new minerals from the Red Lake area, Ontario, Canada // *Canad. Mineral.* 1970. Vol. 10. P. 232–254.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G.* Rhodium, platinum, and gold alloys from the Stillwater Complex // *Canad. Mineral.* 1974. Vol. 12. P. 399–403.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Roberts A.C. et al.* Jolliffeite and unnamed CoAsSe : two new arsenoselenides from the North Shore of Lake Athabasca, Saskatchewan // *Canad. Mineral.* 1991. Vol. 29. P. 411–418.
- Castor S.B., Sjöberg J.J.* Uyttenbogaardtite, Ag_3AuS_2 , in the Bullfrog mining district, Nevada // *Canad. Mineral.* 1993. Vol. 31. P. 89–98.
- Chang Y.A., Goldberg D., Neumann J.P.* Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary gold-copper-silver systems // *J. Phys. Chem. Reference Data*. 1977. Vol. 6. P. 621–669.
- Chen K.Yu., Tinggao Z.Y., Peng Z.* Tetraauricupride, CuAu , discovered in China // *Sci. Geol. Sinica*. 1982. Vol. 11. № 1. P. 111–116.
- Chen Lichang* Yuanjiangite AuSn // *Acta Petrol. Mineral. China*. 1994. Vol. 13. P. 232–238.

- Cole D.R., Drummond S.E.* The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formations of epithermal precious-metal ore deposits // *J. Geochim. Exploration*. 1986. Vol. 25. P. 45–79.
- Condie K.C.* Archean greenstone belts. Oxford-New York: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1981. 390 p.
- Cooke D.R., McPhail D.C., Bloom M.S.* Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: Geology, mineralization, alteration, and the thermochemical environment of the ore deposition // *Econ. Geol.* 1996. Vol. 91. P. 243–272.
- Crocket J.H.* Noble metals in seafloor hydrothermal mineralization from the Juan de Fuca and Mid-Atlantic ridges: A fractionation of gold from PGE in hydrothermal fluids // *Canad. Mineral.* 1990. Vol. 28. P. 634–648.
- Damm K.L.* Seafloor hydrothermal activity: Black Smoker chemistry and Chimneys // *Rev. Earth Planet. Sci.* 1990. Vol. 18. P. 173–204.
- Desborough G.A., Heidel R.H., Raymond W.H. et al.* Primary distribution of silver and copper in native gold from six deposits in the Western United States // *Mineral. Deposita*. 1971. Vol. 6. P. 321–334.
- Digay M.* Sur le gissement de l'or dans les environs de Geneve // *Ann. Res. mines*. 1850. P. 535.
- Dill H.G., Weiser T., Bernhardt I.R. et al.* The composite gold-antimony deposit at Kharna (Bolivia) // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 51–66.
- Don J.R.* The genesis of certain auriferous lodes // *Trans. Amer. Inst. Min. Eng.* 1898. Vol. 27. 564 p.
- Drews-Armitage S.P., Romberger S.B., Whitney C.G.* Clay alteration and gold deposition in the Genesis and Blue Star deposits, Eureka County, Nevada // *Econ. Geol.* 1996. P. 1383–1393.
- 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.
- Emmons W.H.* Gold deposits of the World. New York – London: Mc Graw-Hill Book Company, 1937. 562 p.
- Ewers G.R., Keays R.R.* Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand // *Econ. Geol.* 1977. Vol. 72. P. 1337–1354.
- Feely R.A., Lewinson M., Massoth J.W. et al.* Composition and dissolution of black smoker particulates from active vents on the Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 11347–11363.
- Feitzinger G., Paar W.H., Weinzierl O. et al.* Structurally controlled silver-gold mineralizations in the southern Kreuzeck Mountains (Carintia Province, Austria) // *Ber. Dtsch. Mineral. Ges.* 1991. N 1. 78 s.
- Foord E.E., Shawe D.R., Conklin N.M.* Coexisting galena, PbS_{ss} and sulfosalts: Evidence for multiple episodes of mineralization in the Round Mountain and Manhattan gold districts, Nevada // *Canad. Mineral.* 1988. Vol. 26. P. 355–376.
- Forschhammer J.G.* Über den Einfluss des Kochsalzes auf die Bildung der Mineralien // *Ann. Phys. Chem.* 1885. B. 95. S. 60–96.
- Francis C.A., Criddle A.J., Stanley C.J. et al.* Buckhornite, $AuPb_2BiTe_2S_3$, a new mineral species from Boulder County, Colorado, and new data for aikinite, tetradymite and calaverite // *Canad. Mineral.* 1992. Vol. 30. P. 1039–1048.
- Friedman I., O'Neil J.R.* Compilation of stable isotope fraction factors of geochemical interest // *Data of Geochemistry*. 1991. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 440-kk. 12 p.
- Frimmel H.E., Gartz V.H.* Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermally altered placer deposits // *Mineral. Deposita*. 1997. Vol. 32. P. 523–530.

- Gattellier J.-P., Marcoux E., Moëlo Y.* Nouvelle decouverte de criddleite dans le district aurifere de Vigès, Massif Central, Creuse, France // *Canad. Mineral.* 1990. Vol. 28. P. 739–744.
- Gehlen K.* Silver and mercury in single gold grain from the Witwatersrand and Barberton, South Africa // *Mineral. Deposita.* 1983. Vol. 18. P. 529–534.
- Geology and geochemistry of epithermal systems (eds. Berger B.R., Bethke P.M.). *Rev. Econ. Geol.* N 2. 1985. 217 p.
- Gold metallogeny and exploration (ed. Foster R.P.). Blackie, London, Glasgow, 1991. 209 p.
- Graham A.R., Caiman S.* Aurostibite, AuSb_2 , a new mineral in the pyrite group // *Amer. Mineral.* 1952. Vol. 37. P. 461–469.
- Gramaccioli C.M.* Minerals of the Alpine rodingites of Italy // *Mineral. Record.* 1979. № 2. P. 85–89.
- Grice J.D.* The crystal structure of magnolite, $\text{Hg}_2^{1+}\text{Te}_4^{4+}\text{O}_3$ // *Canad. Mineral.* 1989. Vol. 27. P. 133–136.
- Grice J.D., Williams R.* The Jeffrey Mine. Asbestos, Quebec // *Mineral. Record.* 1979. N 2. P. 69–80.
- Griffiths R.* Genesis of a magnesite deposit Delorotwp, Ontario // *Econ. Geol.* 1972. Vol. 67. P. 63–71.
- Groff J.A., Heizler M.T., McIntosh W.C. et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and mineral paragenesis for Carlin-type gold deposits along the Getchell trend, Nevada: Evidence for cretaceous and tertiary gold mineralization // *Econ. Geol.* 1997. Vol. 92. P. 601–622.
- Groves D.T.* The crustal continuum model for late Arhean lode gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia // *Mineral. Deposita.* 1993. Vol. 28. P. 366–374.
- Guinier A.* Etude de l'ordre, à petite distance dans l'alliage AuCu_3 // *Theorie et Technique de la Radiocristallographie.* Paris: Dunod, 1956. P. 580–584.
- Hagemann S.G., Brown Ph.E.* Geobarometry in Archean lode-gold deposits // *Eur. J. Mineral.* 1996. Vol. 8. P. 937–960.
- Hagemann S.G., Brown P.E., Ridley J. et al.* Ore petrology, chemistry and timing of electrum in the Archean hypozonal Transvaal lode gold deposit, Western Australia // *Econ. Geol.* 1998. Vol. 93. P. 271–291.
- Hamasaki S., Murao S., Hochino K. et al.* Unnamed Au-Bi sulfide from the Tsugahira mine, Southern Kyushu, SW Japan // *Neues Jahrb. Mineral. Monat.* 1986. Hf. 9. S. 416–422.
- Hannington M.D., Herzig P.M., Scott S.D. et al.* Comparative mineralogy and geochemistry of gold-bearing sulfide deposits on the mid-ocean ridges // *Marin. Geol.* 1991. Vol. 101. P. 217–248.
- Hannington M.D., Peters J.M., Scott S.D.* Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 1867–1883.
- Hannington M.D., Tivey M.K., Larocque A.C.L. et al.* The occurrence of gold in sulfide deposits of the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge // *Canad. Mineral.* 1995. Vol. 33. P. 1285–1310.
- Harris D.C., Hoskins B.F., Grey I.E. et al.* Hemloite $(\text{As,Sb})_2(\text{Ti,V,Fe,Al})_{12}\text{O}_{23}(\text{OH})$: a new mineral from the Hemlo gold deposit, Hemlo, Ontario, and its crystal structure // *Canad. Mineral.* 1989. Vol. 27. P. 427–440.
- Harris D.C., Roberts A.C., Laflamme J.H.G. et al.* Criddleite $\text{TlAg}_2\text{Au}_3\text{Sb}_{10}\text{S}_{10}$, a new gold-bearing mineral from Hemlo, Ontario, Canada // *Mineral. Mag.* 1988. Vol. 52. P. 691–697.
- Harris D.C., Roberts A.C., Criddle A.J.* Vaughanite, $\text{TlHgSb}_4\text{S}_7$, a new mineral from Hemlo, Ontario, Canada // *Canad. Mineral.* 1989. Vol. 53. P. 79–83.
- Harris D.C., Roberts A.C., Thorpe R.J. et al.* Lapieite CuNiSbS_3 , a new mineral species from Yukon Territory // *Canad. Mineral.* 1984. Vol. 22. P. 561–564.

- Hayba D.O., Bethke P.M., Heald P. et al. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits // *Reviews in Economic Geology*. 1985. Vol. 2. P. 129–168.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits – acid-sulfate and adular-sericite types // *Econ. Geol.* 1987. Vol. 82. P. 1–26.
- Healy R., Petruk W. Petrology of Au-Ag-Hg alloy and “invisible” gold in the Trout Lake massive sulfide deposit Flin Flon, Manitoba // *Canad. Mineral.* 1990. Vol. 28. P. 189–206.
- Helke A. Die goldtellurerzlagertstätten von Sacaramb (Nagyag) (in Rumanian) // *Neues Jahrb. Mineral. Beil.* 1934. Bd. 68 A. S. 19–85.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Law back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 2182–2209.
- 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.
- Horikoshi E. Volcanic activity related to the formation of the Kuroko type deposits in the Kosaka District, Japan // *Mineral. Deposita*. 1969. Vol. 4. P. 324–345.
- Huray P.C., Roberts L.D., Thompson J.O. Study of the Cu-Au and Ag-Au alloy systems as a function of composition and order through the use of the Mössbauer effect for ^{197}Au // *Phys. Rev. B*. 1971. Vol. 4. P. 2147–2161.
- Huston D.L., Bottrill R.S., Creeman R.A. et al. Geological and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 542–563.
- Hytönen K. Suomen Mineraalit. Geologian Tutkimuskeskus. Erillisjulkaisien, 1999. 399 s.
- Introduction to Japanese minerals. *Geol. Surv. Japan*, 1970. 208 p.
- Jankovič S.R. Metallogenic features of the Alšar epithermal Sb-As-Tl-Au deposit (The Serbomacedonian Metallogenic Province) // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 1993. Bd. 166. S. 25–41.
- Jewell P.W., Parry W.T. Geochemistry of the Mercur gold deposit (Utah, USA) // *Chem. Geol.* 1988. Vol. 69. P. 245–265.
- Jia Y., Li X., Kerrich R. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deborah deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia // *Econ. Geol.* 2000. Vol. 95. P. 467–494.
- Johan Z., Dodony I., Moravek P., Pašava J. La buckhornite, $\text{Pb}_2\text{AuBiTe}_2\text{S}_3$, du gisement d'or de Jilove, République Tchèque // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1994. Vol. 318. P. 1225–1231.
- Johan Z., Picot P., Pierrot P., Kvaček M. La fischesserite, Ag_3AuSe_2 , premier selenide d'or, isotype de la petzite // *Bull. Soc. fran. mineral. cristall.* 1971. № 94. P. 381–384.
- Johanssen C.M., Linde J.O. Rentgenographische und electrische untersuchungen des Cu-Au systems // *Ann. Physick.* 1936. Bd. 25. S. 1–48.
- Kaneda H., Takenouchi S., Shon T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // *Mineral. Deposita*. 1986. Vol. 21. P. 169–180.
- Kelly W.C., Goddard E.N. Telluride ores of Boulder County, Colorado // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1969. Vol. 109. 237 p.
- Khin Zaw, Large R.R. The precious metal-rich South Hercules mineralization, Western Tasmania: A possible subsea-floor replacement volcanic-hosted massive sulfide deposit // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 931–952.
- Kieft C., Oen J.S. Ore mineral in the telluride-bearing gold-silver ores of Salida, Indonesia, with special reference to the distribution of selenium // *Mineral. Deposita*. 1973. Vol. 8. P. 312–320.

- Knigh J.B., Mortensen J.K., Morison S.R.* Lode and placer gold composition in the Klondike district, Yukon Territory, Canada: Implications for the nature and genesis of Klondike placer and lode gold deposits // *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. P. 649–664.
- Knipe S.W., Fleet M.E.* Gold-copper alloy minerals from the Kerr Mine, Ontario // *Canad. Mineral.* 1997. Vol. 35. P. 573–586.
- Kojonen K., Johanson Bo, O'Brien H.E. et al.* Mineralogy of gold occurrences in the late Arhean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland // *Geol. Surv. Finland, Spec. Pap. N 17.* 1993. P. 233–271.
- Kojonen K., Johanson B., Sipilä Z. et al.* The Kiimila gold deposit in Haapavesi, western Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. N 12.* 1991. S. 75–79.
- Kraček F.C., Ksanda C.J.* Phase relations in the system Ag – Te // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1958. Vol. 69. N 12. Pt. 2. P. 1762–1763.
- Krupp R.E., Seward T.M.* The Rotokawa geothermal system, New Zealand; an active epithermal gold-depositing environment // *Econ. Geol.* 1987. Vol. 82. P. 1109–1129.
- Kuehn C.A., Rose W.* Geology and geochemistry of wall-rock alteration at the Carlin gold deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 1697–1721.
- Kuehn C.A., Rose W.* Carlin gold deposits, Nevada: Origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 17–36.
- Kvaček M.* Selenides from the uranium deposits of Western Moravia, Czechoslovakia // *Acta Univ. Carolinae. Geologica. Rost Vol.* 1973. P. 23–36.
- Large R.R.* Zonation of hydrothermal minerals and the Juno mine, Tennant Creek goldfield, central Australia // *Econ. Geol.* 1975. Vol. 70. P. 1387–1413.
- Large R.R.* Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, styles and genetic models // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. P. 471–510.
- Leake R.C., Bland D.J., Styles M.T. et al.* Internal structure of Au-Pd-Pt grains from south Devon, England, in relation to low-temperature transport and deposition // *BGS Minerals Industry Forum.* 24 April 1992. London. 1992. B159 – B178.
- Leblanc M., Cervilla F., Jedwab J.* Noble metals segregation and fractionation in magmatic ores Ronda and Beni Bousera Lherzolite massifs (Spain, Morocco) // *Mineral. Petrol.* 1990. Vol. 42. P. 233–248.
- Leistel J.M., Marcoux E., Deschamps Y. et al.* Antithetic behaviour of gold on the volcanogenic deposits of the Iberian Pyrite Belt // *Mineral. Deposita.* 1998. Vol. 33. P. 82–97.
- Leonard B.F., Christian R.P.* Residence of silver in mineral deposits of the Thunder Mountain caldera complex, Central Idaho, USA // *Mineral. Petrol.* 1987. Vol.36. N 3–4. P. 151–168.
- Lima da Costa M., Viera-Cjsta J.A., Augelica R.S.* Gold-bearing bauxitic laterite in a tropical rain forest climate: Cassipore Amapa, Brazil // *Chron. Mines Rech.* 1993. N 510. P. 41–51.
- Lindgren W.* *Mineral deposits*, 4th ed. New York -London: McGraw – Hill Book Company, 1933. 930 p.
- Lindgren W., Ransome F.L.* Geology and gold deposits of the Cripple Creek district, Colorado // *US Geol. Surv. Prof. Pap. N 54.* 1906. 516 p.
- Marcoux E.* Gold and Volcanoes: Epitermal gold deposits, a review // *C.R. Acad. Sci. Franc. Ser. 2.* 1995. Vol. 321. P. 723–735.
- Marcoux E., Lescuyer J.-L.* Les minerais sulfo-arsenies auriferes de Salsigne, Aude, France: Evolution paragegetique d' une mineralisation Tardi-Hercynienne syntectonique en contexte sedimentaire // *Canad. Mineral.* 1994. Vol. 32. P. 159–177.
- Marcoux E., Milesi J.-P., Sohearto S. et al.* Noteworthy mineralogy of the Au-Ag-Sn-W (Bi) epithermal ore deposit of Cirotan, West Java, Indonesia // *Canad. Mineral.* 1992. Vol. 31. P. 727–744.

- Markham N.L. Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te // *Econ. Geol.* 1960. Vol. 55. P. 1148–1178, 1460–1477.
- Milesi J.P., Marcoux E., Sitorus T. et al. Pongkor (west Java, Indonesia): a pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mn) deposit // *Mineral. Deposita.* 1999. Vol. 34. P. 131–149.
- Mishra B., Panigrahi M.K. Fluid evolution in the Kolar Gold Field: evidence from fluid inclusion studies // *Mineral. Deposita.* 1999. Vol. 34. P. 173–181.
- Mitchell A., Leach T.M. Epithermal island arc metallogenesis, geothermal system and geology. London: Acad. Press, 1992. 457 p.
- Motomura Y. Chemical composition of electrum from the Inakuraishi-type manganese deposits in southwestern Hokkaido, Japan // *Mining Geol. Japan.* 1988. Vol. 38. № 5. P. 369–373.
- Mozgova N.N., Borodaev Yu.S., Paakkonen V. New minerals of group of iron antimonides from Seinajoki deposit, Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1977. Vol. 47. P. 47–52.
- Nakata M., Chung J., Horma H. et al. Tellurantimony from Kobetzudzawa, Sapporo, Hokkaido // *J. Mineral. Soc. Japan.* 1985. Vol. 17. N 2. P. 79–83.
- Neale E.R.W. Ambiguous intrusive relationship of the Betts Cove-Tite Cove serpentinite belt, Newfoundland // *Geol. Assoc. Canada Proc.* 1957. Vol. 9. P. 95–110.
- Nesbitt B.E. The gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 1044–1048.
- Nickel E.H., Grey I.E. A vanadium-rich mineral assemblage associated with the gold telluride ore at Kalgoorlie, Western Australia // *Crystallochemistry of minerals.* Sofia. 1986. P. 899–908.
- Nielsen T.F.D., Brooks C.K. Precious metals in magmas of East Greenland: Factors important to the mineralization in the Skaergaard intrusion // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 1911–1917.
- Nishiyama T., Shimoda S., Shimosaka K. et al. Lithium-bearing tosudite // *Clay and clay minerals.* 1975. Vol. 23. P. 337–342.
- Oberthür T., Saager R. Silver and mercury in gold particles from the proterozoic Witwatersrand placer deposits of South Africa: metallogenic and geochemical implications // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 20–31.
- Oberthür T., Weiser T., Amanor J.A. et al. Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications // *Mineral. Deposita.* 1997. Vol. 32. P. 2–15.
- O'Hanley D.S., Schand 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. Cosmochim. Acta.* 1992. Vol. 56. P. 97–108.
- Oen I.S., Kieft C. Nickeline with pirrhotite and cubanite exsolution, Ni-Co rich loellingite and an Au-Cu alloy in Cr-Ni ores from Beni-Bousera, Morocco // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1974. S. 1–8.
- Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E. et al. The Au-Cu (gold-copper) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams.* 1987. Vol. 8. P. 453–474.
- Okamoto H., Massalski T.B. The Au-Pd (gold-palladium) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams.* 1985. Vol. 6. P. 229–235.
- Olivo R., Gauthier M., Bardoux M. Palladian gold from the Cauè iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil // *Mineral. Mag.* 1994. Vol. 58. P. 579–587.
- Ohnenstetter M., Johan Z., Fisher W. et al. Platinum-group minerals from the Durance river alluvia, France // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1989. N 61. Pt. 1. S. 46.
- Ortega L., Oyarzun R., Gallego M. The Mari Rosa late hercynian Sb-Au deposit, Western Spain: Geology and geochemistry of the mineralizing processes // *Mineral. Deposita.* 1996. Vol. 31. № 3. P. 172–187.
- Oxide minerals. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Amer. Vol. 25. 1991. 509 p.

- Partunc A.D., Gandhi S.S.* Hydrothermal platinum-palladium-gold mineralization associated with uranium veins, northwest territories, Canada // *Bull. Geol.Soc. Finland.* 1989. № 61. Pt. 1. 50 p.
- Peacock M.A., Thompson R.M.* Montbrayite, a new gold telluride // *Amer. Mineral.* 1946. Vol. 31. P. 515–526.
- Peters S.G., Golding S.D., Dowling K.* Melange – and sediment-hosted gold-bearing quartz veins, Hodgkinson gold field, Queensland, Australia // *Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. P. 312–327.
- Peters T.A., Peters J.J., Weber T.* Famous mineral localities: Paterson, New Jersey // *Mineral. Record.* 1978. Vol. 9. № 3. P. 157–179.
- Pertlik F.* Crystal chemistry of natural tellurides. II: Redetermination of the crystal structure of krennerite $(Au_{1-x}Ag_x)Te_2$ with $x \sim 0.2$ // *Tschermaks. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1984. Vol. 33. P. 253–262.
- Phillips G.N., Powell R.* Link between gold provinces // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 1084–1098.
- Philpotts A.R.* Principles of igneous and metamorphic petrology. New Jersey: Prentice Hall, 1990. 498 p.
- Pianton P., Wu X., Touray J.-C.* Zoned hydrothermal alteration and genesis of the gold deposit at Le Châtelet (French Massif Central) // *Econ. Geol.* 1994. Vol. 89. P. 757–777.
- Picot P., Johan Z.* Atlas of ore minerals. Amsterdam: Elsevier. 1982. 458 p.
- Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery (L.J.Cabri, ed.). *CIM Spec.* Vol. 23. 1981.
- Popa Gh., Coerța C.* Chimismul unor minerale de mangan din zăcămintul de la Baia de Arieș (munții Apuseni) // *Ann. ști. Univ. Iași. Sec. 2b.* 1974. Vol. 20. P. 73–78.
- Prince A.* Silver-gold-sulfur. Silver-gold-selenium. Silver-gold-tellurium // *Ternary Alloys.* Vol. 1. Ag-Al-Au to Ag-Cu-P (G. Petzow & G. Effenberg, eds.). Weinheim, Germany: Verlag Chemie, 1988. P. 214–219, 221–223, 250–269.
- Pringle G.J., Thorpe I.* Bohdanowiczite, junoite and laitakarite from the Kidd Creek mine, Timmings, Ontario // *Canad. Mineral.* 1980. Vol. 18. P. 353–366.
- Radakrishna B.R., Curtis L.C.* Gold in India. Bangalor (Geol. Soc. India): 1999. 307 p.
- Radtke A.S., Rye R.O., Dickson F.W.* Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 1980. Vol. 75. P. 641–671.
- Ramdohr P.* A widespread mineral association, connected with serpentinization // *Neues Jahrb. Mineral. Monat.* 1967. Bd. 107. S. 241–265.
- Ramdohr P.* The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1982. 1207 p.
- Robert F., Brown A.C.* Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 583–616.
- Rona P.A.* Hydrothermal mineralization at sea floor spreading centers // *Earth Science Review.* 1984. Vol. 20. P. 1–104.
- Rossman G.R.* The hydrous components in garnets: Grossular-hydrogrossular // *Amer. Mineral.* 1991. Vol. 76. P. 1153–1164.
- Rouse J.D.* Garnet. London: Butterworths, 1986. 134 p.
- Sander M.V., Einaudi M.T.* Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada // *Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. P. 285–311.
- Schand E.S., O'Hanley D.S.* Fluid inclusions in rodingites – a geothermometer for serpentinization // *Econ. Geol.* 1990. Vol. 85. P. 1273–1276.
- Schmidt Mumm A., Oberthür T., Vetter U. et al.* High CO_2 content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti belt, Ghana: a new category of the ore forming fluids ? // *Mineral. Deposita.* 1997. Vol. 32. P. 107–118.

- Schneiderhöhn H.* Lehrbuch der erzlager stättenkunde. Berlin. 1941. 858 s.
- Shangquan Wu, Yi Yang, Qun Song* A new gold mineral – hunchunite (Au₂Pb) // *Acta Mineral. Sinica*. 1992. Vol. 12. P. 319–322.
- Shihui Y., Hanqing Z., Junzhou S. et al.* New variety of mineral – argentian mercurian gold // *Geol. Rev. China*. 1990. Vol. 36. N 2. P. 179–182.
- Shikazono N.* Selenium content of acantite and chemical environments of Japanese vein-type deposits // *Econ. Geol.* 1978. Vol. 73. P. 524–533.
- Shikazono N., Shimizu M.* The Ag/Au ratio of native gold and electrum and the geochemical environment of gold deposits in Japan // *Mineral. Deposita*. 1987. Vol. 22. P. 309–314.
- Shikazono N., Shimizu M.* Mercurian gold from the Tsugu gold-antimony vein deposit in Japan // *Canad. Mineral.* 1988. Vol. 26. P. 423–428.
- Shimizu M., Matsuyama F., Shimizu M.* Hutchinsonite, TlPb(As,Sb)₅S₉, chabourneite, Tl₂Pb(Sb,As)₁₀S₁₇, and unnamed (Tl,Ag)₂Pb₆(As,Sb)₁₆S₃₁ from the Toya-Takarada mine, Hokkaido, Japan – Tl mineralization in the Kuroko deposits // *Resource Geol. Spec. Issue*. 1999. N 20. P. 31–37.
- Shimizu T., Kato A., Matsubara S.* Hemusite and paraganajuatite from the Kawazu mine, Shizuoka Prefecture, Japan // *Mineral. J. Japan*. 1988. Vol. 14. N 3. P. 92–100.
- Shimizu T., Matsueda H., Ishigama D. et al.* Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu Mine, Hokkaido, Japan // *Econ. Geol.* 1998. Vol. 93. P. 303–325.
- Sillitoe R.H., Thompson J.F.H.* Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic setting and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // *Resour. Geol.* 1998. Vol. 48. P. 237–250.
- Simon G., Alderton D.H.M., Bleser T.* Arsenian nagyagite from Sacarimb, Romania: A possible new mineral species // *Mineral. Mag.* 1994. Vol. 58. P. 473–478.
- Simon G., Kesler S.E., Chyssoulis S.* Geochemistry and texture of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Geeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. P. 405–422.
- Slack J.F.* Multistage vein ores of the Lake City district, Western San Juan Mountains, Colorado // *Econ. Geol.* 1980. Vol. 75. P. 963–991.
- Smith A.E., Raines E., Feitz L.* The Cresson Vug Cripple Creek // *Mineral. Record* 1985. Vol. 16. P. 231–238.
- So C.-S., Dunchenko Y.V., Yun S.-T. et al.* Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization, Prasolovskoe, Kunashir Island, Kuril island arc // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 105–117.
- So C.-S., Yun S.-T.* Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: constraints on hydrothermal fluid geochemistry // *Econ. Geol.* 1997. Vol. 92. P. 60–80.
- Soeda A., Watanabe M., Hoshino K. et al.* Mineralogy of tellurium-bearing canfieldite from the Tsumo mine, SW Japan and its implications for the ore genesis // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 1984. Bd. 150. S. 11–23.
- Solberg T.N., Craig J.R.* Chemical variations in gold from the central Appalachians of Virginia // *Proc. 16th Ann. Conf. Microbeam Anal. Soc., Vail, Colorado, San Francisco, California*. 1981. P. 163–166.
- Spiridonov E.M.* Granitic rocks and gold mineralization of North Kazakhstan // *Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. GLAGOL. St.-Petersburg*. 1996. P. 197–217.
- Spry P.G., Forster F., Truckle J. et al.* The mineralogy of the Golden Sunlight gold-telluride deposit, Whitehall, Montana // *Mineral. Petrol.* 1997. Vol. 53. P. 143–164.
- Spry P.G., Thieben S.E.* The distribution and recovery of gold in the Golden Sunlight gold-silver telluride deposit, Montana, USA // *Mineral. Mag.* 2000. Vol. 64. P. 31–42.

- Stanley C.J., Criddle A.J., Lloyd D.* Precious and base metals selenide mineralization at Hope's Nose, Torquay, Devon // *Mineral. Mag.* 1990. Vol. 54. P. 485–493.
- Stillwell F.L.* The occurrence of telluride minerals of Kalgoorlie // *Proc. Austral. Inst. Mining and Metall.* 1931. № 84. P. 115–190.
- Stolburg C.S., Dunning G.E.* The Getchell Mine, Humboldt Country, Nevada // *Mineral. Record* 1985. Vol. 16. P. 15–23.
- Stütz A.* Physikalisch-mineralogische beschreibung des gold- und silberbergwerkes zu Szekerembe bey Nagyag in Siebenburgen. Wien. 1803.
- Tarkian M., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G.* Platinum-group minerals and tetraauricupride in ophiolitic rocks of Skyros Island, Greece // *Mineral. Petrol.* 1992. Vol. 47. P. 55–66.
- Tarkian M., Koopmann G.* Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper-gold deposit, Luzon Island, Philippines // *Mineral. Deposita.* 1995. Vol. 30. P. 39–47.
- Tendeloo van G., Amelinck S.* High-resolution electron-microscopic study of the modulated structure of kostovite $Cu_{1-x}Au_{1+x}Te_4$ // *Acta Crystal.* 1986. Vol. 42. № 2. P. 121–130.
- Terziev G.* Kostovite, a gold-copper tellurid from Bulgaria // *Amer. Mineral.* 1966. Vol. 51. P. 29–36.
- Thompson R.M.* The telluride minerals and their occurrence in Canada // *Amer. Mineral.* 1949. Vol. 34. P. 342–382.
- Tiriumi M., Teruya J.* Tectono-metamorphism of the Shimauto belt // *Modern Geology.* 1988. Vol. 12. P. 303–324.
- Törnroos R., Vuorelainen Y.* Platinum-group metals and their alloys in nuggets from alluvial deposits in Finnish Lapland // *Lithos.* 1987. Vol. 20. P. 491–500.
- Trumbull R.B., Hua L., Lehrberger G. et al.* Granitoid-hosted gold deposits in the Anjiayingzi district of Inner Mongolia, People's Republic of China // *Econ. Geol.* 1996. Vol. 91. P. 875–895.
- Valley J.W., Taylor H.P. Jr., O'Neil J.R. (eds.)* Stable isotopes in high temperature geological processes. // *Reviews in Mineralogy.* Vol. 16. Mineral. Soc. Am. 1986. P. 1105–1132.
- Vavelidis M., Tarkian M.* Mineralogy of the gold-silver-bearing copper mineralized zones in the Paliopyrgos (New Madytos-Stanos) area, Northern Greece // *Neues Jahrb. Mineral. Monat.* 1995. H. 3. S. 133–143.
- Vikre P.G.* Gold mineralization and fault-evolution at the Dixie Comstock Mine, Churchill county, Nevada // *Econ. Geol.* 1994. Vol. 89. P. 707–719.
- Voicu G., Bardoux M., Jebrak M. et al.* Structural, mineralogical, and geochemical studies of the paleoproterozoic Oman gold deposit, Guyana // *Econ. Geol.* 1999. Vol. 94. P. 1277–1304.
- Yamaoka K.* Native gold and the minerals of the Fe-Co-Ni-As-S system from the Nippo ore deposit of the Kamaishi mine, Iwate Prefecture // *Mining Geol.* 1982. Vol. 32. P. 95–106.
- Watanabe M.* Geochemical environment of the Neogene ore formation in the Green Tuff region, Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ.* 1983. C8. № 1. P. 67–94.
- Watkinson D.Y., Dunning G.* Geology and platinum-group mineralization, Lac-des-Iles complex, North-western Ontario // *Canad. Mineral.* 1979. Vol. 17. P. 453–462.
- Weihed J.B., Bergström U., Billström K. et al.* Geology, tectonic setting, and origin of the paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, Northern Sweden // *Econ. Geol.* 1996. Vol. 91. P. 1073–1097.
- Weir R.H., Kerrick D.H.* Mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope studies of several gold mine in the Mother Lode, Toulumine and Mariposa Counties, California // *Econ. Geol.* 1987. Vol. 82. P. 328–344.
- Weissberg B.G.* Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters // *Econ. Geol.* 1969. Vol. 64. P. 95–108.

- Wellman H.W.* Talc-magnesite and quartz-magnesite rocks, Gobb-Takaka district // New Zealand J. Sci. Technology. 1942. Vol. 24. № 3B. P. 103–127.
- Wells J.D., Millens T.E.* Golg-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mine, Nevada // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 187–201.
- White D.E.* Thermal springs and epithermal ore deposits // Econ. Geol. 1950. 50th Anniw. Volume. Pt. 1. P. 731–753.
- White D.E., Orr R.L. & Hultgren R.* The thermodynamic properties of silver-gold alloys // Acta Metall. 1957. Vol. 5. P. 747–760.
- Wilson M.L., Dyl St.J.* The Michigan copper country // Mineral. Record. Vol. 23. № 2. P. 4–16 and 24–76.
- Wu S.* Hypothesis of amalgamation overgrowth of placer gold // 30th. Internal. Geol. Congr. Beijing. 1993. Vol. 3. P. 3235.
- Yao Y., Morteani G., Trumbull R.B.* Fluid inclusion microthermometry and the P-T evolution of gold-bearing hydrothermal fluids in the Niuxinshan gold deposit, Hebei province, NE China // Mineral. Deposita. 1999. Vol. 34. P. 348–365.
- Zhang X., Spry P.G.* Petrological, mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gies gold-silver telluride deposit, Judith Mountains, Montana // Econ. Geol. 1994. Vol. 89. P. 602–627.