

## ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СОПРЯЖЕННОЕ С АЛЬПИНОТИПНЫМИ УЛЬТРАБАЗИТАМИ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

В.Н.Сазонов\*, В.В.Мурзин\*, В.Н.Огородников\*\*, Ю.А.Волченко\*

*\*Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
620016, Екатеринбург, Почтовый пер., 7  
E-mail: root@igg.e-burg.su*

*\*\*Уральская государственная горно-геологическая академия,  
620014, Екатеринбург, Куйбышева, 30  
E-mail: ogorodnikov.V@usmga.ru  
Поступила в редакцию: 21 мая 2002 г.*

На Урале в связи с трансформированными (тектонически и метаморфогенно-метасоматически) альпинотипными ультрабазитами сопряжены шесть типов золоторудных объектов, представленных соответственно: антигоритовыми серпентинитами, хлограпитами, талькитами (и нефритами), лиственитами, кварцевыми жилами, сопряженными с лиственитами, карбонат-асбестовыми жилами и прожилками. Месторождения 3–6 типов образовались (установлено по характеру связи с дайками гранитоид-порфиоров, составу минеральных парагенезисов, геохимическому профилю рудных тел, составу и пробности самородного золота, изотопному составу С, О, и S минералов руд и сопряженных метасоматитов) в связи с гранитоидным магматизмом. Альпинотипные ультрабазиты при этом служили лишь боковыми породами, метасоматическое преобразование которых (например, лиственитизация) сопровождалось экстракцией Au из них (точнее, из их антигоритизированных разностей, отличающихся повышенным, по сравнению с эдуктами, содержанием этого металла) и поступлением его в гидротермальный раствор. Месторождения 1 и 2 типов – продукты неоднократной (прерывисто-непрерывной) трансформации (тектонической и метаморфически-метасоматической) альпинотипных ультрабазитов в коровых условиях (мантийные ультрабазиты характеризуются низким кларком Au, повышенные концентрации этого металла в связи с ними не известны). Главные процессы, обусловившие концентрацию золота в альпинотипных ультрабазитах до уровня мелких месторождений в названных условиях, – это пироксенизация, амфиболизация, антигоритизация, хлограпитизация.

Ключевые слова: *альпинотипные ультрабазиты, золотая минерализация, тектоническая и метаморфическая трансформация, окологорудные изменения пород (антигоритизация, хлограпитизация, лиственитизация и др.), кларк золота, гидротермальный процесс.*

## GOLD MINERALIZATION ASSOCIATED WITH ALPINOTYPE ULTRABASITES (ON THE EXAMPLE OF THE URALS)

V.N.Sazonov\*, V.V.Murzin\*, V.N.Ogorodnikov\*\*, Yu.A.Volchenko\*

*\*Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of RAS  
\*\*The Urals States Academy of Mining and Geology*

There are 6 gold object's types in the Urals alpinotype ultrabasites including correspondingly: antigorite serpentinites, chlogropites, tacites (and nephrites), listvenites, quartz veins located in listvenites, carbonate-asbestos veins and veinlets. The deposits of 3–6 types were formed in connection with granitoid fluid (evidence: relationship with granitoid dykes, composition mineral's paragenesis, geochemical ore bodies' profile, composition of native gold and its fineness, isotope composition of C, O and S of minerals of ores and associated metasomatites). Alpinotype ultrabasites in this case were wall rocks only. Their metasomatic transformation (for example listvenitisation) accompanied by extraction of gold

and its migration into a fluid. Deposits 1 and 2 types are the products of multistage metamorphic-metasomatic transformation of alpinotype ultrabasites in the earth crust. The Au clark of mantle ultrabasites is low. The hightened gold's concentrations in these formations are unknown. The gold's concentration for the level of small deposits (if only) im mantle ultrabasites were conditioned by a metasomatic transformation such as pyroxenization, amphibolization, antigoritization, chlograpitization.

*Key words: alpinotype ultrabasites, gold mineralization, tectonic and metsmorphic transformation, Wall rock alteration (antigoritization, chlograpitization, listvenitization a.s.o.), clarke of gold, hydrothermal process.*

## Введение

Урал характеризуется полным набором тектонических структур и вещественных комплексов внутрикратонных палео- и периокеанических областей, что свойственно полному динамическому циклу развития литосферы. В связи с этим приведенные нами материалы по поставленной проблеме имеют общее значение для складчатых областей уральского типа [Сазонов и др., 2001].

Взаимосвязям уральских золоторудных месторождений с альпинотипными ультрабазиитами посвящена обширная литература [Карпинский, 1898; Высоцкий, 1900; Лодочников, 1936; Кузнецов, 1939; Бородаевский, 1948; Переляев, 1948; Берзон, 1983; Щербаков, 1964; Волченко и др., 1977; Волченко, 1987; Сазонов, 1978; 1993; Сазонов, Мурзин, 2001; Желобов, 1979; 2001; Спиридонов и др., 1997; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Огородников, Сазонов, 1991; Бортников и др., 1998; Jones, 1969; и др.], однако до сих пор проблема не решена: обсуждаются два типа связей – пространственная (родственная с гранитоидами) и генетическая. В 1990–2000 гг. по последней получен новый принципиальный материал [Огородников, Сазонов, 1991; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов, Мурзин, 2001; и др.], который положен в основу настоящего исследования, предварительные результаты которого частично опубликованы [Волченко и др., 1998; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов, Мурзин, 2001; Сазонов и др., 2002].

### Характеристика золотого оруденения, ассоциированного с альпинотипными ультрабазиитами

Все уральские золоторудные объекты, локализующиеся в породах ультраосновного

состава (преимущественно трансформированных) объединены нами в шесть групп (см. таблицу). Ниже рассматриваются типичные представители каждой из групп с упором на условия их локализации и генезис. Наиболее характерные и известные объекты показаны на рис. 1.

**Антигоритовые серпентиниты.** Золотопродуктивные разности этих образований известны в связи с альпинотипными ультрабазиитами среднерифейского (рифтогенная геодинамическая обстановка) и ордовикского (обстановка океанического спрединга) возрастов [Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов и др., 2001]. Масштабность (по запасам Au и параметрам рудных тел) объектов такого рода незначительна (обычно не более первых тонн), однако они являются россынеобразующими. Некоторые из них отработывались (Каганское, Кировское, Крестовское, Южно-Найлинское). По В.В. Мурзину [1997], на восточном склоне Урала рассматриваемое оруденение развито вдоль Серовско-Маукского разлома на протяжении более 400 км, что зафиксировано главным образом по ложковым россыпям с «ультрабазитовым» золотом. Рассмотрим наиболее характерные и значительные по масштабам объекты-представители золотоносных антигоритовых серпентинитов.

**Каганское месторождение.** Расположено на западном склоне Южного Урала в одном из небольших (длина 5–15, мощность до 3 км) массивов антигоритизированных альпинотипных ультрабазитов (рис. 2), абсолютный возраст которых 500–700 млн лет [Варлаков, 1995]. Массив, к которому приурочено месторождение, претерпел двухфазный метаморфизм: в раннюю фазу (500–700 млн лет) ультрабазиты были серпентинизированы (наиболее широко и интенсивно проявилась антигоритизация), в позднюю (435–465 млн лет) – серпентинизированные ультрабазиты были трансформированы в тальк- и антофиллитсодержащие породы. Серпентини-

Типы золотого оруденения, сопряженного с массивами альпинотипных ультрабазитов Урала  
(составлена с использованием материалов Н.И. Бородаевского, [1948])

Золотоносные образования	Условия локализации	Рудные минералы	Проба золота	Типовые объекты
Антигоритовые серпентиниты	Зоны разломов преимущественно в контактах массивов ультрабазитов	Магнетит, халькопирит, борнит, золото	900 в рассланцованных серпентинитах, 300–900 в магнетитовых рудах	Каганское, Кировское месторождения, Крестовское и Ю.-Найлинское проявления
Хлограпиты	То же	Магнетит, миллерит, никелин, хромит, гематит, халькозин, золото, медь, аргентит, брейтгаунтит	Низкопробное, обогащенное Hg и Cu	Золотая гора, Мелентьевское месторождения
Талькиты и нефриты	Локальные зоны трещиноватости, рассланцевания, часто в ассоциации с дайками гранитоид-порфиров	Пирит, халькопирит, золото, медь	Высокая (?)	Проявления гор Бикиляр, Рашкиной и Мурашкиной, рудник Первопавловский
Листвениты	То же	То же	Больше 900	Месторождения Мечниковское, Козьмо-Демьяновское, Мурашкина гора
Кварцевые жилы, сопряженные с лиственитами	Эндо- и экзоконтактовые зоны гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, дайки гранитоид-порфиров	<i>Минеральные ассоциации:</i> Пиритовая Пирит-полиметаллически-блеклорудная Полиметаллически-сульфидная Сульфидно-никелевая	940–980 840–900 890–930	Месторождения Березовское, Благодатные I–IV, Мечниковское, Первомайско-Зверевское
Карбонат-асбестовые жилы и прожилки	Маломощные зоны дробления и рассланцевания в небольших массивах антигоритовых серпентинитов	Магнетит, хромит, гематит, халькозин, миллерит, золото	820, 920	Месторождение Кировское, проявления гор Крестовой, Богородской, Россыпнинской

зация была обусловлена воздействием на ультрабазиты метаморфогенного, глубинного (антигоритовые серпентиниты прослеживаются до глубины 5 км [Таврин, Чашухин, 1967; Штейнберг, Чашухин, 1977]) флюида [Покровский, Чашухин, 1982]. Ртутистый состав самородного золота из руд месторождения (см. ниже) дает основание полагать, что указанный флюид хотя бы отчасти имел мантийную составляющую.

Рудные тела месторождения располагаются главным образом в восточной части Каганского массива, где дробление и рассланцевание в пределах зоны разлома проявлены максимально. Антигоритовая серпентинизация сопровождается привнесом золота с образованием «вторичных коллекторов», однако концентрация этого металла до промышленно интересного уровня происходит только на участках ин-

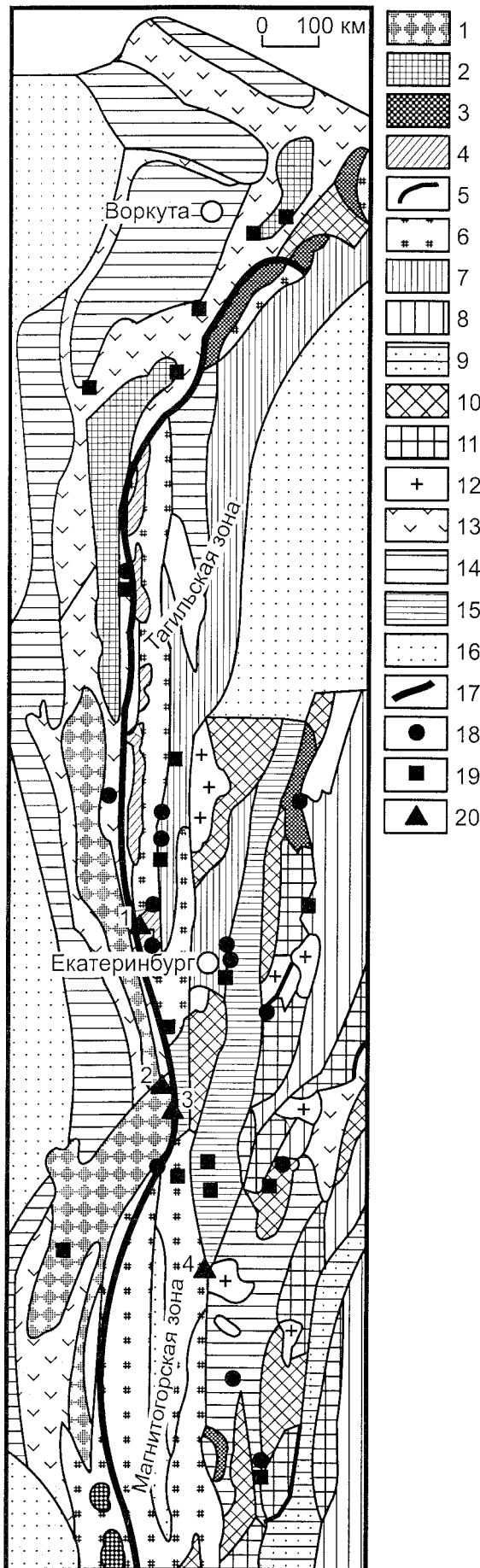


Рис. 1. Палеогеодинамические обстановки развития Урала, соответствующие им вещественные комплексы и их золотоносность, по [Коротеев и др., 2001] с изменениями и дополнениями:

1 – фрагменты рифейских депрессий и дорифейского основания Восточно-Европейской платформы; 2 – венд-раннепалеозойские рифтовые структуры и ассоциирующие магматические комплексы; 3 – офиолиты; 4 – ультрабазит-базитовые комплексы Платиноносного комплекса; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – островодужные ассоциации Тагильской и Магнитогорской зон; 7 – вулcano-плутонические ассоциации Тагильско-Тавдинского пояса; 8 – то же Урало-Тобольского пояса; 9 – осадочные депрессии Тагило-Павдинского и Урало-Тобольского поясов; 10 – фрагменты континентальной коры; 11 – то же океанической коры; 12 – синорогенные гранитные комплексы; 13 – шельфовые и склоновые образования пассивной окраины; 14 – мелководные фации бассейнов форланда и внутренних; 15 – осадочный чехол сочленения Тагильской и Магнитогорской зон; 16 – то же Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ; 17 – Главный Уральский коллизийный шов; 18–20 – золоторудные месторождения: кварц-жильные, связанные генетически с гранитоидами (18), прожилково-вкрапленные, обычно полиформационные (19), в том числе обусловленные метасоматически-метаморфической трансформацией альпинотипных ультрабазитов (20). Цифры на карте – месторождения: 1 – Павловское, 2 – Каганское, 3 – Золотая гора, 4 – Кировское.

тенсивного дробления, развальцевания серпентинитов, где образуется парагенезис прожилкового и гнездового магнетита с самородным золотом. Минерализованная зона, в общем, протягивается почти в меридиональном направлении на 2 км, при мощности не превышающей 1,5 м. Содержания Au в ней колеблются в пределах 0,2–12,0 г/т (данные В.Я. Левин и др., 1995 г.). Руды, кроме магнетита и самородного золота (содержит до 31,1 мас. % Cu и до 1,27 мас. % Hg), включают халькопирит (преобладающий минерал), борнит, пентландит, пирротин. Сульфидная минерализация отлагалась вместе с магнетитом (выделения сульфидов округлой формы фиксируются как в зернах магнетита, так и в межзерновом пространстве агрегатов последнего). Продуктивность руд обусловлена самородным золотом – мелкие

Рис. 2. Схематизированное геологическое строение Каганского золоторудного месторождения (Южный Урал), по [Варлаков, 1995] с дополнениями:

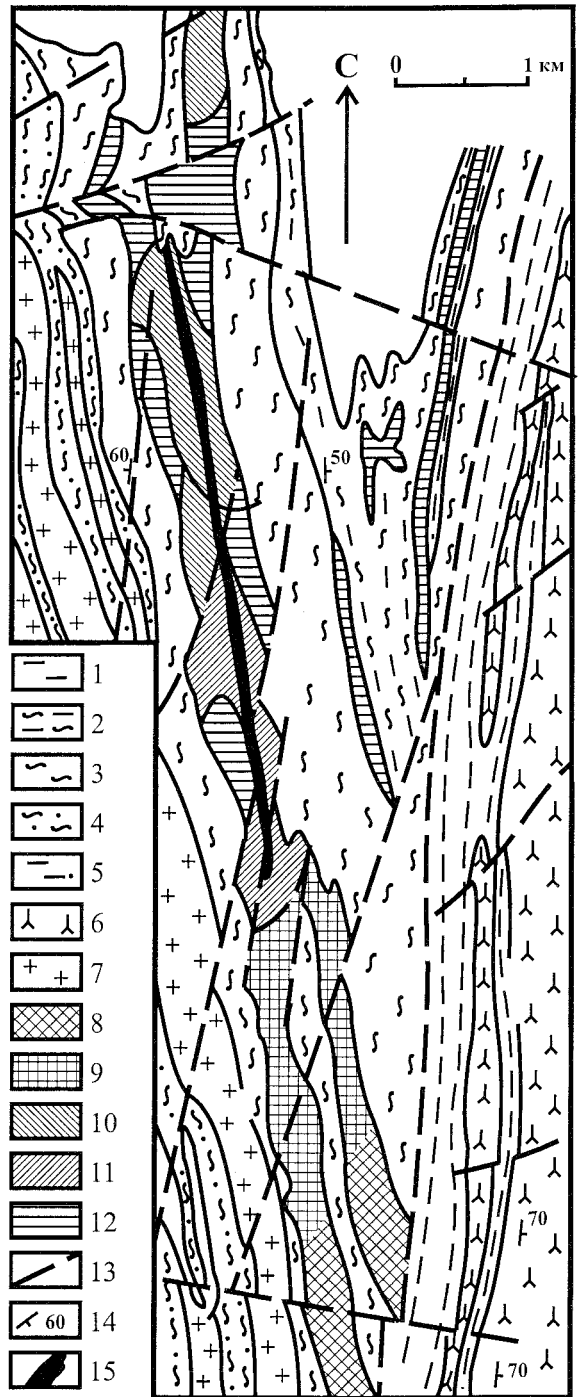
1 – кварциты игишской свиты; 2 – плагиоклазовые сланцы и кварциты сайтовской свиты; 3 – те же сланцы и амфиболиты той же свиты; 4 – те же сланцы с прослоями кварцитов (аракульская свита); 5 – гнейсы с прослоями амфиболитов (вишневогорская свита); 6 – сиениты и миаскиты; 7 – граниты; 8 – талькооливиновые породы; 9 – оливин-антигоритовые породы; 10 – антигоритовые серпентиниты; 11 – то же, но с реликтами оливина; 12 – тальк-карбонатные породы; 13 – разломы; 14 – слоистость и гнейсоватость; 15 – зона развития золотомagnetитовых прожилков

(менее 0,05 мм) включения в магнетите и крупные (до нескольких миллиметров) в антигоритовой матрице.

Боковые породы рудных тел – антигоритовые серпентиниты, в которых отмечаются реликты оливина. Антигорит представлен чешуйками и пластинками (ранние выделения) и лучистыми, звездчатыми и тонкопластинчатыми агрегатами (более поздние образования). Участками серпентиниты тремолитизированы и оталькованы в результате прогрессивной (в широком смысле) гранитизации.

**Павловское проявление.** Расположено в пределах Верх-Нейвинского массива альпинотипных ультрабазитов ордовикского возраста (рис. 1). Последний контролируется Серовско-Маукским разломом. В западном экзоконтакте массива развиты породы риолит-базальтовой ( $S_1$ ), базальт-трахитовой ( $S_2$ - $D_1$ ), флишовой андезит-базальтовой ( $D_{1,2}$ ) и карбонатной ( $D_{1,2}$ ) формаций. К востоку от массива распространены вулканогенно-осадочные образования базальт-андезит-базальтовой ( $D_2$ ) и карбонатной ( $D_2$ ) формаций.

Верх-Нейвинский массив вытянут в субмеридиональном направлении на 15 км, ширина его выхода на дневную поверхность достигает 11 км. На глубину массив прослеживается на 3,7–4,0 км (по данным гравиметровой съемки), его форма близка к факолиту. Северная часть массива круто (угол  $60^\circ$ ) погружается на север; восточный контакт падает под углом  $60$ – $70^\circ$  под массив; западный контакт до глубины 200 м погружается на восток, глубже



– круто под массив; в южной части массив, выклиниваясь, разбивается на серию мелких тел серпентинитов, габбро и пироксенитов. На южном выклинивании массива выделен ряд тел плагиогранитов и гранодиоритов, принадлежащих тоналит-гранодиоритовой формации, которые локализуются преимущественно в вулканогенно-осадочных породах, но иногда и в ультрабазитах. В западном эндоконтакте массива установлены мелкие тела плагиогранитов, отороченные тальк-карбонатными породами.

Верх-Нейвинский массив разбит разломами двух направлений: северо-западного – ими контролируются проявления хромитов, тела габбро и габбро-диабазов и указанных гранитоидов – и северо-восточного (более поздние), в пределах которых интенсивно проявлены рассланцевание и метасоматиты антигоритового, тальк-карбонатного и хлоритового составов.

Золотопродуктивными на Павловском проявлении являются антигоритовые серпентиниты с магнетитом. Частицы самородного золота фиксируются в сростаниях с последним, а также в тонких (до 1 мм) трещинках в антигоритовых серпентинитах, иногда выполненных хризотил-асбестом [Мурзин и др., 1999]. В составе золотин (размер выделений достигает 2 мм) установлены (в мас. %) – Ag (10,86), Cu (1,76) и Hg (0,41). Распределение Au в зонах минерализации крайне неравномерное.

Судя по тому, что в пределах Верх-Нейвинского массива развито большое количество россышей с золотом «ультрабазитового» типа, большая часть которых расположена именно в нем, есть основания полагать, что минерализованные золотоносные зоны с метасоматитами главным образом антигоритового состава развиты в его пределах достаточно широко.

*Кировское месторождение.* Расположено на Южном Урале, в 12 км на северо-запад от рудника Южного. Месторождение приурочено к телу аподунитовых серпентинитов, протягивающемуся в субмеридиональном направлении на 450 м (рис. 3) [Огородников, Сазонов, 1991]. Несколько севернее находится Ольгинский массив серпентинитов, более крупный, а южнее прослежен ряд небольших серпентинитовых тел. Все массивы (и тела) несут признаки золотого оруденения. Возраст массивов ордовикский, а вмещающих пород – среднедевонско-раннекарбонный. Последние представлены кремнисто-серицитовыми, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами.

В Кировском массиве матрица хризотиловая. Вдоль разломов, а также в зонах контактов, хризотил подвергся антигоритизации с выделением магнетита (до 14,6 мас. %). Здесь же, кроме того, развиты тальк-карбонатные породы. В антигоритовых серпентинитах по тектонически ослабленным зонам (дробления и рассланцевания), длина которых достигает 40–50 м, а мощность не превышает 1–2 м, развит тремолит-актинолит. Последний образует спутанно-лучистые агрегаты с размером иголок от 2–3 мм до 3–5 см.

Преимущественно в западном контакте массива серпентинитов развиты хлоритовые и тальк-хлоритовые метасоматиты. Установлен хлорит двух генераций: ранний (пеннин) – мелкоферридные скопления вдоль плоскостей рассланцевания, а поздний (клинохлор) – крупночешуйчатый в прожилках. Хлоритовые метасоматиты, особенно сложенные крупночешуйчатой разностью минерала, являются золотоносными – содержание золота в них варьирует в

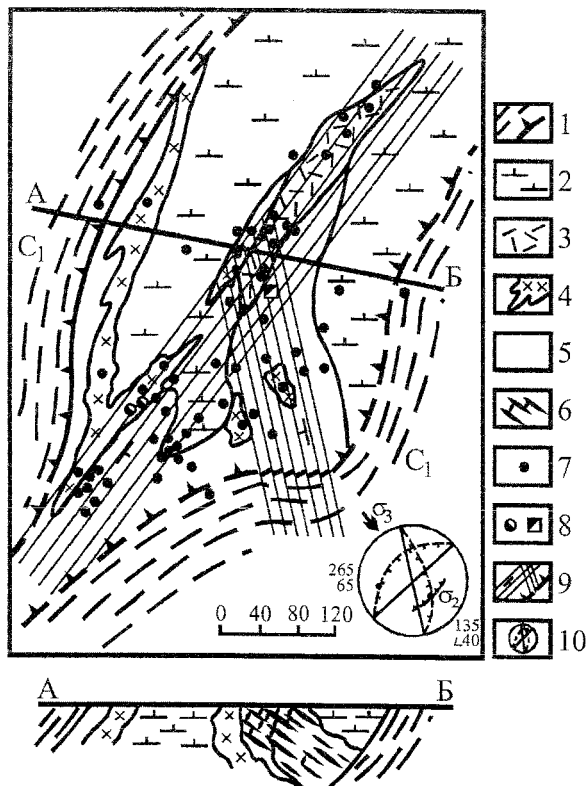


Рис. 3. Геологическое строение Кировского золоторудного месторождения, по [Огородников, Сазонов, 1991].

1 – углисто-кремнистые сланцы; 2 – серпентиниты (преимущественно антигоритовые; 3–5 – метасоматиты: амфиболового (3), хлоритового и тальк-хлоритового (4), талькового и тальк-карбонатного (5) составов; 6 – «змеевичные жилы» в зонах рассланцевания; 7 – пункты взятия проб, проанализированных на Au; 8 – горные выработки (дудки, шурфы); 9 – надвиг и сопряженное с ним рассланцевание; 10 – структурная схема формирования зон рассланцевания.

пределах от 0,2 до 4,4 г/т. В зонах разломов в направлении к контактам серпентинитового тела хлоритовые метасоматиты сменяются тальковыми и (или) тальк-карбонатными. Тальк в них часто наблюдается в виде звездчатых и сферолитовых агрегатов. Карбонат образует гломеробластовые скопления (ранняя разновидность – магнезит, брейнерит), а также хорошо образованные кристаллы (поздняя разновидность – доломит). Эти метасоматиты не золотосны. Однако местами в них развиты кварцевые жилки, сопровождающиеся лиственитами и отличающиеся повышенной концентрацией золота.

На месторождении выделены две главные зоны расланцевания: одна из них расположена в центральной части серпентинитового массива (рис. 3), имеет северо-восточное простирание и восточное падение под углом 40–55° (ее природа сбросовая, она образовалась в результате реакции на субширотное сжатие и подвижки по субмеридиональному надвигу); вторая зона оперяет первую, имеет северо-западное простирание и крутое южное падение (ее природа сдвиго-сбросовая).

Практический интерес по золоту на месторождении представляют зоны расланцевания и катаклаза, в которых развиты антигоритовые серпентиниты, метасоматиты тремолит-актинолитового, хлоритового, тальк-карбонат-хлоритового состава. В таких зонах в большом количестве фиксируются хризотил-асбестовые прожилки. Указанные образования (с легкой руки старателей, получили наименование «змеевичных жил»).

В пределах рудных тел (выделены по результатам опробования на золото) металл представлен самородной формой и распределен крайне неравномерно, будучи ассоциирован с антигоритом, тальком, хлоритом (обеих разновидностей), тремолит-актинолитом, реже с карбонатом, опалом и рудными минералами: магнетитом, гематитом, хромитом, халькозином, миллеритом, никелином. Золото встречено в виде чешуек, пластинок и выделений неправильной формы. Отмечено оно также среди иголок и пустоток в хризотил-асбестовых прожилках. Обычно золотины небольшие (от 0,1 до 1–2 мм), иногда на плоскостях сланцеватости встречаются «капли» золота величиной до 1 см [Переляев, 1948]. В рудных телах (выделены по результатам опробования на золото) содержание Au варьирует от «следов» до 60,0 г/т (среднее составляет 10 г/т), распределение его крайне не-

равномерное. Отложение золота на месторождении произошло в две стадии: ранее золото низкопробное (820), позднее – высокопробное (920). Низкопробное золото большей частью ассоциирует с антигоритом, а высокопробное – практически со всеми минералами, перечисленными выше. В соответствии с данными по Каганскому и Павловскому объектам раннее золото считается связанным с антигоритизацией ультрабазитов, а позднее – с формированием перечисленных выше метасоматитов, сопряженных, в рассматриваемом случае, генетически с гранитоидным (массивы тоналит-гранодиоритовой формации) магматизмом [Сазонов и др., 2001].

**Хлограпиты.** В специальной литературе термин «хлограпит» используется редко, обычно употребляется близкий аналог его по минеральному составу «родингит». Нам представляется, что между этими терминами имеются принципиальные различия, в этой связи остановимся на их рассмотрении подробнее.

О терминах «родингит» и «хлограпит». Появлением первого из них мы обязаны К. Маршаллу [1911], а второго – Н.Д. Соболеву [1952]. Хлограпиты, по Н.Д. Соболеву, – метасоматиты хлорит-гранат-пироксенового состава, имеющие главным образом апосерпентинтовую природу. Они являются одним из продуктов разгрузки «серпентинизирующих» (точнее, «антигоритизирующих») растворов в зонах разломов, куда сбрасываются Ca, Al [Coleman, 1963; Штейнберг, Чашухин, 1977] и Au [Сазонов, 1984]. В такой трактовке нами используется этот термин. Родингиты же, имея близкий (или идентичный) с хлограпитами минеральный состав, образуются преимущественно по средне-основным интрузивным породам, главным образом дайковым. «Родингитизирующий» флюид связан с интрузиями кислого и средне-основного состава. Хлограпиты, особенно продуктивные по золоту, распространены незначительно и только в массивах антигоритизированных альпинотипных ультрабазитов. В частности, на Урале они известны лишь в Карабашском массиве антигоритизированных гарцбургитов и пироксенитов, причем преимущественно в пределах месторождения Золотая гора. За пределами Урала нам они известны только в Агардакском массиве в Туве [Мурзин и др., 1987; Мурзин, Сустанов, 1987 и др.], а также в Британской Колумбии в пределах золоторудных районов Кокью-Хилла и Виз-Лейк [Knight, Leitch, 2001].

Родингиты же распространены широко. На Урале они известны в следующих массивах альпинотипных ультрабазитов: Рай-Изском, Мойвинском, Алапаевском, Пышминско-Березовском, Баженовском, Карабашском, Кiemбаевском, Нуралинском, Байгускаровском, Присакмарском и др. В других регионах эти образования описаны в пределах Анадырско-Карякской складчатой системы [Горелова, 1981], в ряде районов Восточного Казахстана [Москалева и др., 1971], на Кавказе [Соболев, 1952; 1959], Японии [Hirofumi, 1985], Монголии [Агафонов, Пинус, 1981], Турции [Sar, Deferne, 1980], Карпатах [Hurber, 1981], в пределах зеленокаменного пояса западного побережья США [Boyle, 1979], в Новой Зеландии [Gunia, 1986], в Австралии [Шер, 1972] и др. В соответствии с тематикой статьи ниже рассматриваются золотогорские хлограпиты как типовые.

*Месторождение Золотая гора.* Локализуется в зоне Главного Уральского коллизионного шва, в пределах Карабашского массива серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов, среди которых существенно преобладают гарцбургиты. По данным Э.М. Спиридонова и др. [1997], у подножия горы Карабаш обнажены дуниты, а самая верхняя часть массива сложена лерцолитами. В гарцбургитах отмечаются многочисленные дайки габбро и габ-

бро-пироксенитов. В северо-западной части массива отмечены малые интрузии и дайки кварцевых габбро, трондьемитов габбро-плагиогранитной серии [Спиридонов и др., 1997]. Ультрабазиты серпентинизированы: выделены ранняя (лизардитовая) и поздняя (антигоритовая, сопровождающаяся выделением магнетита) серпентинизация. В пределах месторождения известно несколько тел кварцевых диоритов, плагиогранитов, кварцевых диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров. Их возраст послесерпентинитовый. В связи с магматитами гранодиорит-диоритовой формации в районе Золотой горы широко проявлена березитизация-лиственитизация в самых разнообразных породах, в том числе и в серпентинитах (преимущественно в восточной части центрального блока Карабашского массива).

Месторождение представлено 6 зонами минерализованных хлограпитизированных серпентинитов, имеющих зональное строение (рис. 4), включающих следующие разности метасоматитов: хлорит-гранатовую, хлорит-эпидот-гранатовую, хлорит-гранат-пироксеновую. Метасоматическая колонка хлограпитизации начинается с хлоритизированных серпентинитов (хлорита – до 55 мас. %, остальное – антигорит и примесь магнетита). Хлорит, кроме того, встречен в прожилках в серпентинитах. Указанные серпентиниты сменяются последовательно хлорит-пироксеновыми и хлорит-гранат-пироксеновыми (хлограпиты) метасоматитами. В перечисленных метасоматитах хлорит – клинохлор, пироксен – диопсид, гранат – андрадит. В хлограпитах практически всегда отмечается в небольшом (до 5 мас. %) кальцит. В ряде случаев в них наблюдалось развитие граната по пироксену.

Установлен следующий химизм процесса хлограпитизации: привнос Са, Al, Ti, CO<sub>2</sub>, вынос Mg и Cr [Берзон, Фадеичева, 1974; Берзон, 1983]. Все рудные зоны месторождения сосре-

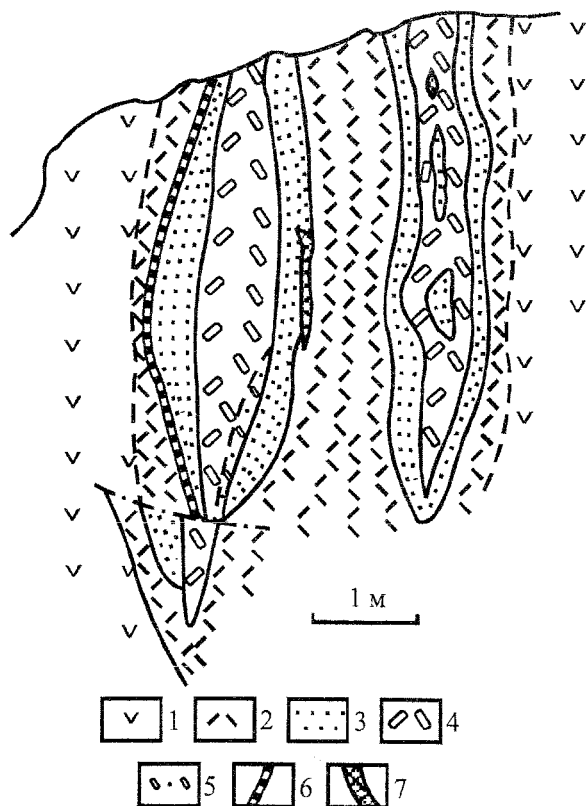


Рис. 4. Зональность, возникшая при хлограпитизации апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитов месторождения Золотая гора, по [Берзон, Фадеичева, 1974].

1 – серпентинит; 2 – то же, слабо измененный; 3–6 – метасоматиты: пироксен-хлоритовый (3), пироксен-гранатовый (4), хлорит-гранатовый (5), моноклоритовый (6); 7 – диопсидовый прожилок.



доточены в разломе, общая их протяженность – 3,5 км при ширине 0,1–0,3 км. Конкретные рудные тела (границы определены по результатам опробования на Au) имеют длину 0,3–0,7 км и мощность 2–3 м (последняя в раздувах увеличивается до 7–8, а в пережимах составляет лишь 0,3–0,1 м). Азимут простирания рудных тел – СВ 30°, падение восточное под углом 60–75°. Среднее содержание золота в рудах 5–6 г/т (варьирует от долей до сотен граммов на 1 т). Распределение золота в рудных телах столбовое. Форма рудных тел достаточно сложная, особенно в местах их сочленения.

Золото месторождения самородное. В хлограпитовых ассоциациях оно ассоциирует с диопсидом (в особенности с прожилковым), хлоритом (золотины часто видны невооруженным глазом, их количество достигает 10–15 шт/дм<sup>2</sup>), карбонатом (редко), самородной медью, халькопиритом, магнетитом, пиритом. Наиболее детально особенности химического состава золота и твердофазных превращений в нем описаны В.В. Мурзиным С.Г. Суставовым [1989], а рудных и нерудных минералов метасоматитов Э.М. Спиридоновым и др. [1997] и П.А. Плетневым [2002]. Самородное золото имеет «ультрабазитовый» состав – обогащено Hg, Cu, низкопробное. Апоантигоритовая природа хлограпитов недавно [Спиридонов и др., 1997] подвергнута критике. Не все аргументы, приведенные в указанных работах, разделяются нами, что побудило нас вернуться к проблеме хлограпитов, включая зональность хлограпитизированных пород. Наши позиции по этому поводу были недавно изложены [Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов и др., 2001] в связи с чем, здесь остановимся на них кратко и только на принципиальных.

Некоторые исследователи [Переляев, 1948; Кузнецов, 1939; Бородаевский, 1948; и др.] полагали, что хлограпиты – продукты гидротермальной переработки даек пироксенитов, габбро-диабазов или лампрофиров (то есть типичные родингиты). Наличие в хлограпитовых реликтовом хромшпинелида и высокое (до 0,25 мас. %) содержание в них  $Cr_2O_3$  исключает возможность их образования по габбро-диабазам и лампрофирам. Приведенная выше метасоматическая зональность хлограпитизированных пород исключает и дайки пироксенитов как эдукт хлограпитов. Кроме того, в последних не наблюдались реликты пироксенитов, а указанная зональность, если она «не подпорчена» тектоническими подвижками, всегда имеет симметричное

строение. Все это послужило причиной для нашего присоединения к точке зрения М.П. Ложечкина [см. Переляев, 1948; Берзон, Фадеичева, 1974] об апосерпентинитовой природе хлограпитов. Высокое (до 1 мас. %) содержание  $TiO_2$  в хлограпитовых ассоциациях наводит на мысль, что растворы, обусловившие хлограпитизацию серпентинитов, на глубинах ниже уровня формирования этих метасоматитов соприкасались с дайками базит-ультрабазитового состава.

Э.М. Спиридонов и др. [1997] на Золотой горе выделяют относительно низкотемпературную (240–150°С) рудную минеральную ассоциацию, включающую халькозин, медистое золото, ртутистый электрум, самородную медь и др. Эта ассоциация связана ими с лиственитизацией. Приведен и минеральный состав ее продуктов – хлорит, тальк, карбонат, иногда кварц, рутил, прожилки карбоната с кварцем и хлоритом. Этот набор минералов свойствен не лиственитам, а метасоматитам тальк(хлорит)-карбонатной формации [Сазонов, 1984, с. 22]. Очевидно, что сильная восстановленность флюида, послужившая основой для кристаллизации самородной меди, медистого и ртутистого золота и др., обусловлена его мантийной природой (видимо, с примесью океанской воды); лиственитизирующие же растворы коровые, относительно обогащенные серой, что приводит к связыванию Fe, Pb, Zn и др. металлов в виде сульфидов [Сазонов, 1984; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999 и др.]. Появление в рудах Золотой горы самородных меди и ртутистого золота, а также относительно редких As- и Sb-содержащих минералов [см. Плетнев, 2002] нельзя связывать с лиственитизацией, так как их нет в связи с апосерпентинитовыми лиственитами на типовом объекте – Березовском месторождении. Их (этих минералов) присутствие в рудах Золотой горы вполне объяснимо: оно обусловлено трансформацией альпинотипных ультрабазитов в коровых условиях [Волченко и др., 1998; Thallhammer, 2000].

Медистое и ртутистое золото хлограпитов и диопсидовых прожилков сформировалось при  $T=420-390^\circ C$  [Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999]. Учитывая, что хлограпиты (минеральный парагенезис гранат+диопсид) образовались при  $T=370-450^\circ C$  [Плюснина и др., 1991], есть все основания считать названные метасоматиты и локализующееся в них золотое оруденение не только пространственно совмещенными, но и парагенетическими родственниками.

ми (ниже этот вопрос будет рассмотрен более подробно). Заметим, что «лиственитизирующий» флюид сопряжен с гранитоидным магматизмом и его температура, как правило, не превышает 250–360° С.

На основе приведенных данных мы склонны рассматривать хлограпитизацию как побочный продукт процесса антигоритовой серпентинизации, как это считал Р.Г. Колман [Coleman, 1963] и что было позднее подтверждено обстоятельным исследованием этого процесса [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Так как развитие хлограпитизации контролируется глубинными разломами, то естественно полагать поступление по ним мантийных флюидов. Видимо, участием их в растворе, обусловившем хлограпитизацию антигоритовых серпентинитов, можно объяснить появление ртутистого золота. К приведенному добавим следующее. Антигоритовые серпентиниты – глубинные образования, прослеживающиеся до 5 км. Результаты изотопного анализа воды серпентинитов позволили считать образовавший их флюид метаморфогенным, глубинным [Покровский, Чашухин, 1982]. С последним хорошо коррелируется ртутистый состав самородного золота.

Приведенные материалы могут быть положены в основу стратегии и тактики поисков месторождений золота хлограпитового типа. Первая должна определяться наличием глубинных разломов, контролирующих развитие антигоритизации в альпинотипных ультрабазитах, а вторая – присутствием в последних тел хлограпитов.

**Нефриты и талькиты.** Типовые объекты расположены в Миасском районе (Южный Урал) на горах Бикиляр и Рашкиной. Заметим, что на Первопавловском руднике нефритовые руды обрабатывались [Бородаевский, 1948]. Здесь в антигоритовых карбонатизированных серпентинитах по зоне развития дробления и сланцеватости фиксируются линзы талькитов, в которые включены «овоиды» нефритов. Указанная зона простирается субмеридионально, линзы талькитов вытянуты с севера на юг, а падают круто на восток. Мощность последних 1,5–2,0 м. Минерализация представлена пиритом (кубы с размером до 1 см), халькопиритом, галенитом, самородным золотом. Сульфиды слабо золотоносны. Золото фиксируется в основном в виде пленок на листочках талька, иногда в нефрите. Главным образом пленочное золото отмечено и в змеевиках на плоскостях их развальцевания.

Золотоносные талькиты известны также на горе Мурашкиной (Южный Урал, вблизи пос. Архангельского). Они в виде линз залегают в тальк-карбонатных породах (рис. 5). Их мощность составляет 4–5 м, иногда достигает 10 м, а длина колеблется от 20 до 50 м. Талькиты рассекаются прожилками доломита и кварца. В основном около этих минералов в тальке отлагаются сульфиды и самородное золото.

В 0,5 км к ЮЗ от горы Мурашкиной расположено Телегинское месторождение. На нем среди тальк-карбонатных пород и карбонатизированных змеевиков развиты монотальковые линзы и челноки. В трещинках, приуроченных к выклинкам талькитов, выявлены пирит, халькопирит, блеклая руда, самородное золото. Золото в талькитах имеет кустовое распределение. Максимальное количество золота в кусте – 6 кг [Бородаевский, 1948].

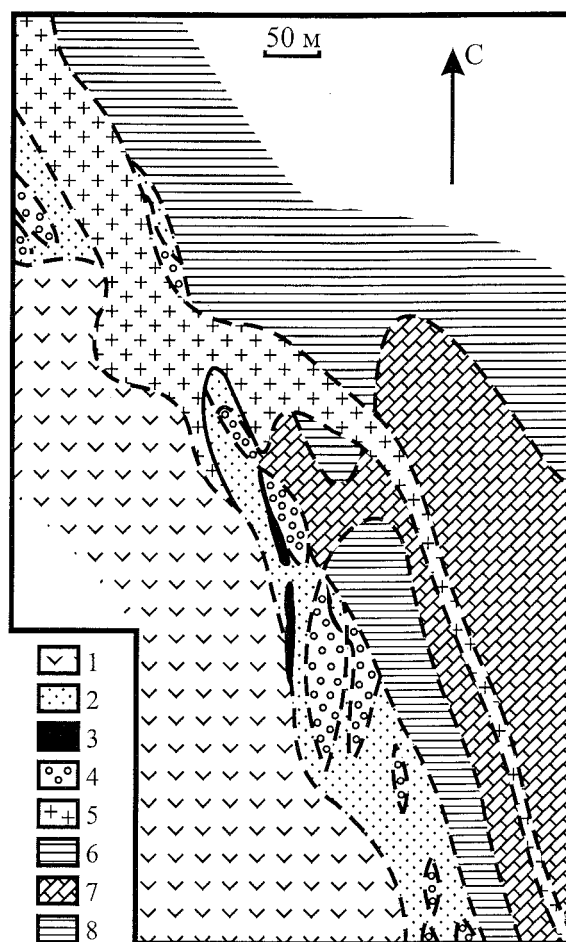
**Листвениты.** По соотношениям с золотой минерализацией выделяются три группы лиственитов [Бородаевский, 1948]: 1) золотоносные сами по себе; 2) безрудные, но сопровождающие продуктивные кварцевые прожилки; 3) промежуточные между первыми двумя типами. Во всех трех типах золотоносность обусловлена развитием минеральной ассоциации, включающей халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, блеклую руду, золото. Перечисленные минералы встречаются главным образом в кварцевых прожилках, в меньшей мере они развиты в лиственитах.

Листвениты первой группы развиты на Мечниковском месторождении (Южный Урал, Миасский район). Здесь они сформировались на контакте серпентинитов с андезит-базальтовыми порфиридами. Золотоносность этих метасоматитов обусловлена вышеуказанной рудной минеральной ассоциацией. Аналогичные листвениты, но образовавшиеся по тальк-карбонатным породам, известны на горе Мурашкиной.

Листвениты второй группы обычны для месторождений, относящихся к березит-лиственитовой формации, для случая слабого развития гидротермальной (щелочной) стадии гидротермального процесса. Многочисленные примеры месторождений с такими лиственитами приведены в работе [Сазонов, 1984]. Наконец, листвениты третьего типа известны на Козьмо-Демьяновском месторождении (расположено в 7 км к югу от горы Мурашкиной). Оно представлено зонами лиственитизации в серпентинитах с лестничными кварцевыми жилками, не-

Рис. 5. Характер взаимоотношений золотоносных образований на горе Мурашкиной (Южный Урал), по [Бородаевский, 1948].

1 – антигоритовые серпентиниты; 2 – тальк-карбонатные породы; 3 – золотоносные тальковые сланцы; 4 – золотоносные листвениты; 5 – гранит-порфиры послевизейские; 6 – туфогенные сланцы визейские; 7 – известняки визейские; 8 – сланцы с просями конгломератов визейские.



сущими галенит и халькопирит. Рудная минерализация незначительно развита и в лиственитах. Согласно работе [Сазонов, 1984, с. 161] листвениты второго типа отвечают центральной части внутренней зоны ореола лиственитизации, первого типа – его нижнему выклиниванию, а третьего типа – его апикальной части. Другими словами, выделенные группы лиственитов являются в различной степени эродированными телами, принадлежащими единой рудно-геохимической системе.

*Карбонат-асбестовые жилы и прожилки.* Эти образования в какой-то мере рассмотрены при характеристике Кировского месторождения. Кроме того, они известны на Крестовой горе (в 1 км к СЗ от горы Карабаш). Здесь в рассланцованных карбонатизированных серпентинитах выявлены 4 карбонат-хризотилловые жилы, имеющие юго-западное простирание и СЗ падение под углом 30–45°. Длина жил до 100 м, мощность до 0,5 м. Жилы сложены хризотилом и доломитом. Рудная минерализация жил: магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Самородное золото встречается в карбонате, хризотиле, а также в «блоках» серпентинитов, заключенных во внутренней части жил.

К характеризруемому типу относится и Россыпнинское обрабатывавшееся месторождение (Южный Урал, Учалинский район, непосредственно южнее с. Поляковка). Предметом отработки были раздробленные антигоритовые серпентиниты с прожилками хризотила и асбестовидного серпентина. Зона дробления имеет субмеридиональное простирание и падение на запад под углом 40°. В прожилках хризотила отмечены: магнезит, кальцит, халцедон, опал, клинохлор, магнетит, миллерит, пентландит, золото. Золотины приурочены, главным образом, к оталькованным серпентинитам, контактирующим с названными прожилками. По данным

Н.И. Бородаевского (1948), содержание золота в рудах месторождения было очень высоким (десятки граммов на 1 тонну и больше).

### Обсуждение результатов

Итак, пространственная связь золоторудных месторождений, представленных, как минимум, шестью типами (см. таблицу), с ультрабазитами известна давно. Она выявляется достаточно легко при анализе мелкомасштабных (1: 500000 и мельче) геологических и тектонических карт с нанесенными на них указанными объектами, так как последние и массивы ультрабазитов контролируются большей частью одними и теми разломами (обычно это шовные зоны). Что же касается генетической природы этих месторождений, то она, как отмечено выше, различными исследователями понимается по-разному. Некоторые из них [А.П. Карпинский, 1898; Н.К. Высоцкий, 1900; В.Н. Лодочников, 1936; П.П. Желобов, 1979; 2001 и др.] полагают, что все золоторуденение генетически связано с «ультрабазитовой магмой». Основа-

нием для такого заключения первоначально послужили данные об очень частой сопряженности золотой минерализации с ультрабазитами, а позднее – материалы, согласно которым содержание Au в магматитах возрастает по мере увеличения их основности [Щербаков, 1964], достигая максимума в ультрабазитах. Последнее было подтверждено результатами исследований по распределению Au в различных геологических образованиях [Jones, 1969], в том числе в уральских ультрабазитах [Золоев, Берзон, 1976]. Согласно первой работе, среднее содержание Au в дупитах составляет 8,2, а второй – 11,4 мг/т, что действительно выше значений этого параметра в кислых (1,9), средних (3,6) и основных (3,7 мг/т) магматитах Урала (Сазонов, 1993). Однако, более поздними прецизионными анализами установлено, что кларк золота в альпинотипных ультрабазитах не превышает 2,0 [Аношин, 2000], а в тех же образованиях зональных комплексов он равен 2,3 мг/т [Волченко и др., 1997; Волченко, 1987]. Причину столь значительных расхождений оценок концентрации Au в одних и тех же образованиях можно видеть в совершенствовании методик определения этого элемента в минералах и горных породах в последние два десятилетия, или же в том, что повышенные величины оценок были получены для трансформированных в той или иной мере ультрабазитов – в работах [Волченко, 1987; Волченко и др., 1977; Сазонов, 1993; Аношин, 2000 и др.] приведены примеры возрастания содержания золота в ультрабазитах в результате развития в них антигоритовой серпентинизации, актинолитизации, хлоритизации и др. К сказанному, пожалуй, уместно добавить, что на Урале золоторудные объекты кварц-жильного типа нередко локализуются в массивах гранитоидов тоналит-гоаодиоритовой, габбро-гранитной и гранодиорит-гранитной формаций (Кочкарское, Середовинское, Айдырлинское и др.), которые никакой связи с ультрабазитами не обнаруживают, во всяком случае, они не зафиксированы геофизическими методами до глубины 5 км [Мурзин, 1997; Сазонов и др., 2001; Murzin et al., 2000]. К тому же, в последние годы петрологическими, минералого-геохимическими, включая детальный анализ рудных минеральных парагенезисов и ассоциаций [Сазонов, 1984; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов и др., 2001], а также изотопно-геохимическими [Бортников и др., 1998] исследованиями, выполненными на золоторудных месторож-

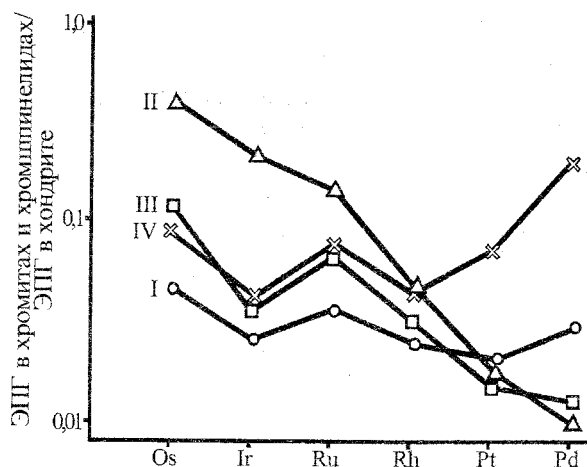
дениях, сопряженных с гранитоидами указанных формаций, однозначно установлена связь рудообразующего флюида с магматическим (гранитоидным в широком смысле) источником.

В связи с последним, заострим внимание на следующем. Недавно П.П. Желобов [2002] на примере Березовского месторождения (Средний Урал) вновь вернулся к обсуждению проблемы генетической связи золотого оруденения с ультрабазитами. Он пришел к заключению о том, что продуктивность этого объекта обусловлена расположением рудных тел над двумя силлами серпентинизированных гарпбургитов (в действительности это не силлы, а тектонические пластины). Однако такое представление не вяжется с общеизвестными фактами, среди которых укажем главные. Во-первых, золотое оруденение этого месторождения имеет «гранитоидный» геохимический профиль [Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов, Мурзин, 2001], во-вторых, оно сопряжено с продуктами процесса березитизации-лиственитизации, которые образовались не только после серпентинизированных ультрабазитов, но и после шарташских адамеллитов и даек гранитоид-порфиоров [Сазонов и др., 2001]. С учетом низкого кларка Au в альпинотипных ультрабазитах, известную двухуровневую золотоносность – «промежуточные коллекторы» [Сазонов, Мурзин, 2001] и незначительные по масштабам месторождения, представленные хлограпитом и антигоритовыми серпентинитами с медистым и ртутистым золотом, ассоциирующим в основном с медьсодержащими сульфидами (оруденение в целом имеет «базит-ультрабазитовый» геохимический профиль) и метаморфическим-метасоматическим магнетитом [Мурзин, Сазонов, 1999] – мы объясняем тектонической и метаморфически-метасоматической трансформацией ультрабазитов [Сазонов, Мурзин, 2001].

Нетрансформированные и трансформированные в мантийных условиях альпинотипные ультрабазиты, как отмечено выше, отличаются низким кларком Au. Золотое оруденение в связи с ними не установлено [Волченко и др., 1998; см. рис. 6, кривые I–III]. Существенная трансформация этих образований в коровых условиях (надсубдукционная обстановка) приводит к появлению золотой минерализации, представленной медистым самородным золотом, иногда ртутьсодержащим [Волченко и др., 1997; Thalhammer et al, 2001; рис. 6, кривая IV]. Причем установлена прерывисто-непрерывная

Рис. 6. Нормированные по хондриту кривые распределения ЭПГ в хромит-платиноидных рудах альпинотипных комплексов Урала, по [Волченко и др., 1997].

I–IV – типы кривых распределения ЭПГ: краинский (I), кемпирсайский (II), нуралинско-верхневинский (III), шандашинский (IV)



(многократная) метасоматически-метаморфическая трансформация ультрабазитов [Смирнов, 1995; Волченко и др., 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов и др., 2001 и др.]: высокотемпературная (900° С – орто- и клинопироксенизация), среднетемпературная (750° С – амфиболизация) и низкотемпературная (450–420° С – антигоритизация, хлограпитизация), в результате которой возникают «промежуточные коллекторы» золота (зоны развития антигоритизации и хлограпитизации в альпинотипных ультрабазитах, см. выше) и небольшие по масштабам объекты с самородным золотом (медь- и ртуть-содержащим), относящиеся к антигоритовому и хлограпитовому типам (см. таблицу).

Что касается золотооруденения остальных четырех типов (минерализованные талькиты и нефриты, листвениты, кварцевые жилы, сопряженные с лиственитами, карбонат-асбестовые жилы и прожилки – «змеевичные жилы», см. таблицу), то, по характеру соотношений с дайками гранитоид-порфиров, его геохимическому профилю, набору рудных минералов, пробности самородного золота и др., оно генетически связывается с гранитоидным магматизмом [Бородаевский, 1948; Сазонов, 1984; Мурзин, 1997; Мурзин, Сазонов, 1999; Сазонов и др., 2001]. Золотое оруденение этих типов сформировалось при РТХ-параметрах, существенно отличных от таковых образования золотой минерализации, сопряженной с антигоритовыми серпентинитами и хлограпититами [Огородников, Сазонов, 1991; Мурзин, Сазонов, 1999].

### Заключение

Альпинотипные ультрабазиты отличаются, согласно новым прецизионным определениям, низким кларком Au, даже меньшим, чем в гранитоидах. На уровне генерации, золотая минерализация в них, с использованием современ-

ных микроанализаторов, не зафиксирована [Волченко и др., 1998; Thalhammer et al., 2001]. Прерывисто-непрерывная (многократная) трансформация этих образований в коровых условиях (T=900° С – орто- и клинопироксенизация; T=750° С – амфиболизация) приводит к некоторому накоплению в них Pt и Pd [Смирнов, 1995; Волченко и др., 1998], а также к появлению золота [Волченко и др., 1998; Thalhammer et al., 2001]. Последнее представлено самородной медистой формой [Thalhammer et al., 2001].

Концентрация золота в альпинотипных ультрабазитах (иногда до промышленных масштабов) происходит при более поздней метасоматической трансформации (T=450–420° С – антигоритизация, хлограпитизация, обусловленные глубинным флюидом, как правило, с мантийной составляющей [Покровский, Чашухин, 1982; Штейнберг, Чашухин, 1977; Мурзин, Сазонов, 1999]). Более поздняя трансформация рассматриваемых образований обусловлена флюидом, отделившимся при становлении гранитоидных массивов (390–360° С и ниже – образование талькитов, лиственитов, хлоритовых метасоматитов, «змеевичных жил» и др. [Бородаевский, 1948; Сазонов, 1984; Огородников, Сазонов, 1991; Бортников и др., 1998 и др.]).

Трансформированные альпинотипные ультрабазиты (в первую очередь имеются в виду антигоритизированные и хлограпитизированные их разновидности) концентрируют золото в количестве, превышающем на порядок кларк для этих образований. Они рассматриваются нами как «промежуточные коллекторы» золота. Из последних Au может «сбрасываться» в зоны разломов (дробления, рассланцевания), развитых обычно в экзо- и эндоконтактных зонах массивов альпинотипных ультрабазитов.

Итак, сейчас можно говорить не только о пространственной связи золотого оруденения с альпинотипными ультрабазитами, но и о более тесной связи, обусловленной гидротермально-метаморфической их трансформацией под воздействием глубинного (с мантийной составляющей) флюида. Последняя обуславливает возникновение «промежуточных коллекторов», а в предельных случаях («сброс» Au в зонах разломов) – небольших золоторудных месторождений с золотом специфического состава (медистое с ртутью). В некоторых случаях (например, на Кировском месторождении) в таких объектах устанавливается более поздняя золотая минерализация, генетически связанная с гранитоидами, т.е. они (эти объекты) являются полигенными и полихронными.

### Список литературы

- Агафонов Л.Б., Пинус Г.В.* Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата: эпигенез и начальный метаморфизм. Новосибирск: Наука, 1981. С. 105–112.
- Аношин Г.Н.* Аналитическая геохимия благородных металлов и ртути: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2000. 57 с.
- Берзон Р.О.* Золоторудные гипербазиты. М.: ВИЭМС, 1983. 72 с.
- Берзон Р.О., Фадеечева И.Ф.* Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая гора // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974. С. 63–67.
- Бородаевский Н.И.* Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 316–330.
- Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьев И.В. и др.* Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото кварцевого месторождения // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 1. С. 82–85.
- Варлаков А.С.* Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс, 1995. 68 с.
- Волченко Ю.А.* Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 34–39.
- Волченко Ю.А., Вилисов Н.Г., Гутин Н.Д.* Закономерности распределения золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 125–130.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Чащухин И.С. и др.* Генетические типы хромит-платиноидного оруденения в альпинотипных комплексах подвижных систем (на примере Урала) // Ежегодник-1997 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 190–193.
- Высоцкий Н.К.* Детальное исследование золоторудных районов Южного Урала // Труды Геол. комитета. 1900. Т. XIII. № 3. С. 26–765.
- Горелова Н.И.* Проявление локального метасоматоза и связь с ним рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Каряжского нагорья // Известия вузов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73–78.
- Желобов П.П.* Альпинотипные ультрабазиты как вероятный источник золота // Сов. геология. 1979. № 8. С. 42–49.
- Желобов П.П.* Оценка перспектив Березовского рудного поля, Средний Урал // Уральский геологический журнал. 2002. № 1. С. 127–134.
- Золов К.К., Берзон Р.О.* Прогнозирование золоторудных месторождений в гипербазитах по характеру площадного и локального метасоматизма // Тезисы Всесоюз. конф. «Метасоматизм и рудообразование». Л.: ВСЕГЕИ. С. 98–100.
- Карпинский А.П.* Восточный склон Урала и его минеральное богатство // Вестник золотопромышленности, 1898. № 14–16. С. 36–47.
- Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н.* Рудогенез и палеогеодинамика в палеозойской истории Урала // Литосфера. 2001. № 1. С. 50–61.
- Кузнецов Е.А.* Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: Изд. АН СССР, 1939. 132 с.
- Лодочников В.Н.* Серпентиниты и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. М.-Л.: ОНТИ, 1936. 817 с.
- Москалева В.Н., Иванова В.П., Косолапов Б.К.* О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определении их минерального состава методом термографии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 67–84.
- Мурзин В.В.* Рудные минеральные ассоциации как показатель геологических и физико-химических условий формирования месторождений золота Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 37 с.
- Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О. и др.* Особенности минерализации с медистым золотом, сопряженной с родингитизацией // Геология рудных месторождений. 1987. № 11. С. 94–104.
- Мурзин В.В., Сазонов В.Н.* Происхождение оруденения с медистым золотом в альпинотипных гипербазитах // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 797–798.
- Мурзин В.В., Сустанов С.Г.* Твердофазные превращения в природном медистом золоте // Известия АН СССР. Серия геол. 1989. № 11. С. 94–104.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал) // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГА, 1999. 93 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н. Соотношения золотых и хрусталеносных месторождений в обрамлении гнейсовых блоков Урала. Свердловск, 1991. 72 с.

Переляев А.П. Месторождение Золотая гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948. С. 285–295.

Плетнев П.А. Генетическая минералогия медистого золота гидротермальных месторождений на примере Золотой горы (Урал): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2002. 20 с.

Плюснина Л.П., Некрасов И.Я., Лихойдов Г.Г. Петрогенезис родингитов Верхоянско-Чукотской области // Известия АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 38–50.

Покровский Б.Г., Чащухин И.С. Изотопный состав О и Н в серпентинитах Среднего Урала // Доклады АН СССР. 1982. Т. 267. № 6. С. 1461–1464.

Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978. 288 с.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск, 1984. 208 с.

Сазонов В.Н. Золото в петро- и рудогенезе // Золото Урала. Коренные месторождения. Екатеринбург, 1993. С. 41–68.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Волченко Ю.А. и др. Благороднометальное оруденение в офиолитовых и полизональных базит-ультрабазитовых комплексах (на примере Урала) // Металлогения древних и современных океанов-2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Мисс: Геотур, 2002. С. 42–45.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В. О типах связей золоторудных месторождений с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 179–181.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 2001. 622 с.

Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1995. 19 с.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 240 с.

Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных пород // Геохимия. 1959. № 8. С. 679–695.

Спирidonov Э.М., Плетнев П.А., Перельгина Е.В. Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая гора (Карабашское), Средний Урал. М.: МГУ, 1997. 192 с.

Таврин И.Ф., Чащухин И.С. Возможности магнитометрии при картировании внутренней структуры гипербазитовых массивов Южного Урала // Труды II Уральского петрографич. совещ. Т. 2. Свердловск, 1969. С. 222–227.

Шер С.Д. Металлогения золота (С. Америка, Австралия, Океания). М.: Недра, 1972. 296 с.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 310 с.

Щербаков Ю.Г., Пережогин А.К. К геохимии золота // Геохимия. 1964. № 6. С. 518–526.

Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits // Geol. Surv. Of Canada, 1979. Bul. 280. 584 p.

Coleman R.G. Serpentinized rodingites and tectonic inclusions in Alpine-type mountain chains // Spec. Pap., 1963. № 73. 49 p.

Jones R.S. Gold in igneous, sedimentary and metamorphic rocks // U.S. Geol. Surv., 1969. Circ. 610. 28 p.

Gunia P. Rodingite serpentinized oceanic mikolajowa (mocyw serpentinitowy Braszowico-Przeznica, Dony Slask // Geol. Sudet. PAN. 1986. V. 21. № 1. P. 197–213.

Hirofumi M. Serpentinization reaction responsible for rodingite formation of the Ashidachi ultramafic complex, Southwest Japan // J. Jap. Assoc. Miner. Petrol and Econ. Geol. 1985. V. 80. № 10. P. 413–424.

Huber M., Hovorka D. Ore mineralization on the contact of an alpinotype ultramafic (West Carpatiens) // Geol. Zh. 1981. V. 32. № 1. P. 91–111.

Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au - Cu - Ag at low temperatures, based on natural assemblages // The Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. P. 889–905.

Murzin V.V., Smirnov V.N., Sazonov V.N. et al. The gold mineralization related to gabbro-granitoid and tonalite-granodiorite magmatites: the Nev'yansk ore district, Central Urals // The eroded Uralian Paleozoic ocean to continental transition zone: granitoides and related ore deposits. Ekaterinburg, 2000. P. 35–38.

Sar H., Deferne J. Les nouveants mineraux des rodingites et leur signification dans le processus de rodingitisations // Atch. Ci. 1980. V. 33. № 2–3. P. 355–360.

Thalhammer O.A.R., Malitch K.N., Knauf V.V., Melcher F. Distinct PGM assemblages and PGE concentrations in two different chromitites from the Kraubath ultramafic massif, Eastern Alps, Austria: genetic implications // Mineral deposits in the beginning of the 21<sup>st</sup> century. Swets & Zeitlinger Publishers Lisse, 2000. P. 681–684.

Рецензент К.К. Золоев