

УДК 553.2:552.4

ОКОЛУРУДНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ ТЕРРИГЕННЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД В ЛЕНСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ РАЙОНЕ

© 2008 г. В. Л. Русинов*, О. В. Русинова**, С. Г. Кряжев**, Ю. В. Щегольков**,
Э. И. Алышева**, С. Е. Борисовский*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., д. 35

**Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов МПР РФ
113545, Москва, Варшавское ш., д. 129, корп. 1

Поступила в редакцию 12.07.2007 г.

Ленский золоторудный район расположен в пределах мощного складчато-сдвигового пояса южного обрамления Сибирской платформы. Месторождения золота в его пределах приурочены к флексу-рообразным складкам и зонам расланцевания пород хомолхинской и аунакитской свит (рифей-венд), обнаруживая строгий контроль минерализации складчато-сдвиговыми деформациями. Результаты изучения микроструктуры метасоматически измененных рудовмещающих терригенно-осадочных углеродистых пород из месторождений Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское с жильной зоной Первенец свидетельствуют о параллельном развитии сдвиговых деформаций, расланцевания и рудно-метасоматического процесса. Локальные градиенты давления в породах во время метасоматизма проявились в переотложении кремнезема из участков сжатия в приоткрывающиеся трещины кливажа и в гнезда.

Выделены два этапа метасоматизма: ранний, натриевой направленности (парагенезис магнезиального сидерита с парагонитом), и поздний, калиевой направленности (парагенезис мусковита с сидероплезитом и анкеритом). В породах, измененных на раннем этапе, повышено содержание Ni, Cr и, возможно, элементов платиновой группы (ЭПГ). Второй этап, близкий по времени к становлению герцинских гранитных массивов, сопровождался привнесением халькофильных металлов и отложением основной массы золота.

По минеральному составу метасоматические породы близки к березитизированным, однако процесс отличается от березитизации несколько повышенной щелочностью (присутствие наряду с мусковитом микропрожилков альбита и калиевого полевого шпата в рудной зоне). В рудных телах существенно повышается отношение модалных содержаний мусковит/парагонит сравнительно с окружающими метасоматизированными породами. Величина этого отношения находится в прямой зависимости от степени флюидопроницаемости пород и интенсивности потока рудообразующих растворов.

Углеродистое вещество (УВ) в рудной области подверглось перестройке и переотложению. Оно менее графитизировано, чем в регионально метаморфизованных породах. Распределение в пространстве УВ с нитро- и аминогруппами указывает на более окислительные условия в зоне рудоотложения, чем на удалении от нее.

Температура метасоматических процессов, определенная по минеральным термометрам (мусковитовому, мусковит-парагонитовому и хлоритовому) и по флюидным включениям в кварце, составляла 300–350°C, давление около 1 кбар.

Изотопный состав компонентов рудообразующих флюидов второго этапа метасоматизма ($\delta^{34}\text{S} = +8.5\%$, $\delta^{18}\text{O} = +10\%$, $\delta^{13}\text{C} = -11 \dots -18\%$) указывает на их коровый источник.

При общем сходстве условий и продуктов рудно-метасоматического процесса в месторождении-гиганте Сухом Логге и в небольшом Гольце Высочайшем выявляется ряд различий.

Проведенные исследования показали, что в формировании описываемых месторождений и в околорудном метасоматизме принимала участие глубинная конвекция флюидов по зонам сдвиговых деформаций, сменившаяся более локальными потоками послемагматических растворов, сопряженными с внедрением гранитной магмы.

ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальные процессы, с которыми связано образование месторождений Ленского золоторудного района, обладают рядом специфических черт, но вместе с тем типичны для месторождений в углеродистых толщах, приуроченных к региональным зонам смятия. Специфика эндогенных месторождений такого типа состоит в том, что основная масса золота рассредоточена в большом объеме метасоматически измененных пород, а рудоотложение является частью метасоматического процесса. Для значительной части метасоматических минералов характерна тонкая дисперсность выделений и неравномерное, полосчатое распределение в пространстве. Полосчатое распределение в разной степени измененных пород характерно в целом для рудно-метасоматического комплекса. С этими особенностями отчасти связана слабая изученность продуктов околорудного и рудосопровождающего метасоматизма в месторождениях данного типа. Отмеченные черты связаны со спецификой фильтрации флюидов в ходе сдвиговых деформаций при формировании региональных зон смятия (Русинов, Русинова, 2003). Целью настоящей статьи является выяснение вещественного состава метасоматических пород и минералов, физико-химических условий их образования, характера пространственного распределения, а также возрастных и генетических отношений минерализации со стресс-сдвиговыми деформациями горных пород.

Геологическое строение, стратиграфия и литология проявлений золотой минерализации и глубинное строение региона отражены в ряде работ (Шер, Кондратенко, 1962; Ленский ..., 1971; Буряк, 1982; Яновский, 1990; Булгатов, Гордиенко, 1999; Лишнеvский, Дистлер, 2004; Митрофанов, 2006). Получены данные о присутствии ЭПГ в золоторудных объектах района и о дисперсных минеральных формах ЭПГ (Дистлер и др., 1996; Лаверов и др., 2000_{1,2}). Авторы настоящей статьи, используя имеющийся у них материал и опыт изучения подобных объектов в Енисейском Кряже и Средней Азии, сосредоточили внимание на характеристике продуктов метасоматизма в месторождении-гиганте Сухой Лог и малых, менее детально описанных в литературе месторождениях Голец Высочайший и Вернинское с жильной зоной Первенец. Главное внимание уделено сравнению месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший.

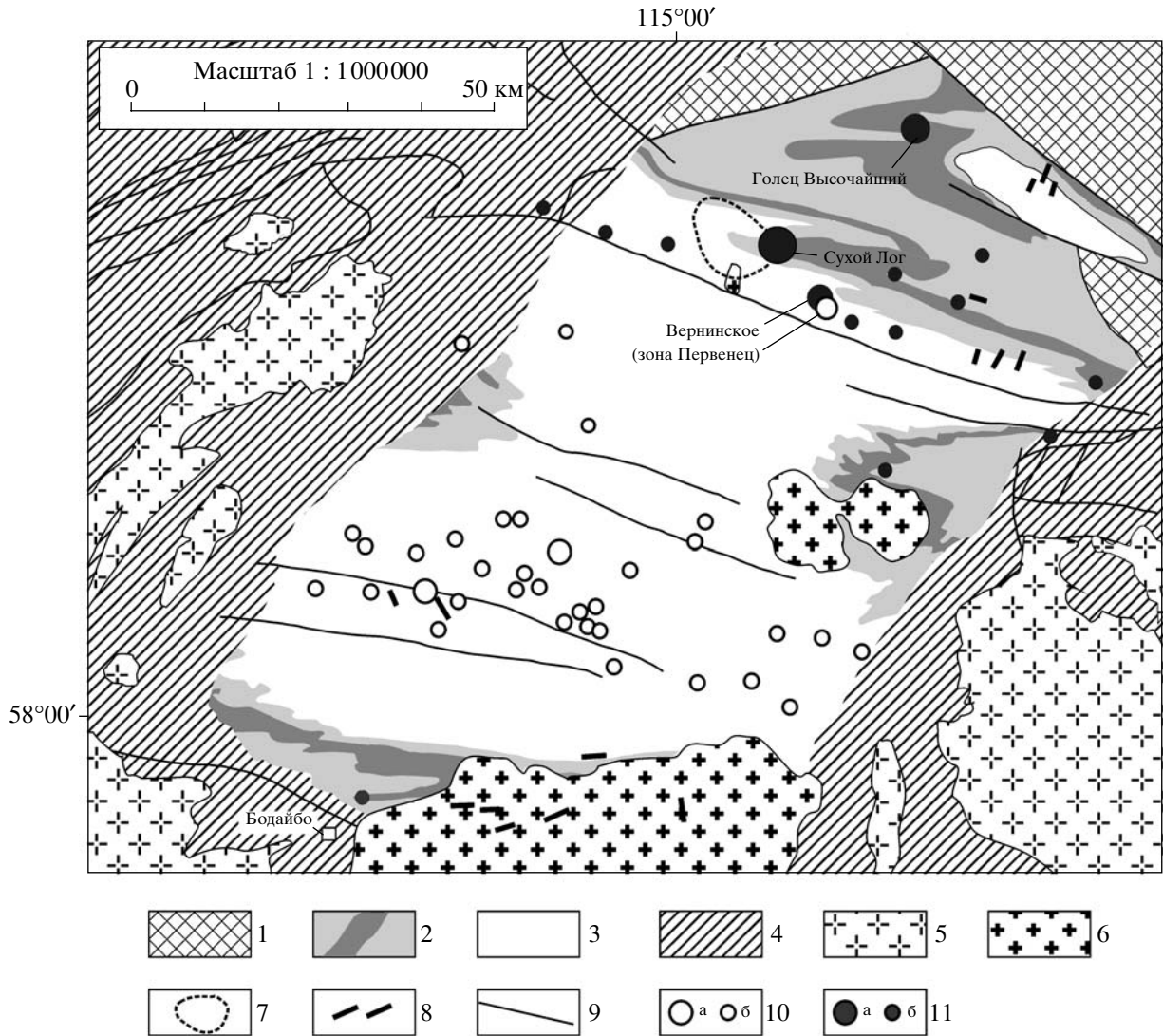
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕНСКОГО ЗЛОТОРУДНОГО РАЙОНА

Ленский золотоносный район занимает северную часть Патомского нагорья, входящую в состав восточной ветви южного складчатого об-

рамления Сибирской платформы (фиг. 1), и приурочен к северной части складчатого сооружения байкалид, вдающегося с юго-запада в Сибирскую платформу. Границы района близки контуру Байкальской миогеосинклинали, сформировавшейся в раннем протерозое (Ленский ..., 1971). В геотектоническом плане район приурочен к северо-восточному продолжению Байкальской рифтогенной зоны, обнаруживающей пережим в районе Патомского нагорья (Митрофанов, 2006). Геологическая структура объекта исследований представляет собой чередование выступов докембрийского фундамента с разделяющими их прогибами. В результате коллизии Сибирской платформы и выступов фундамента возникла серия региональных зон смятия с широким проявлением складчатости, сдвиговых деформаций и гидротермальной активности. Оси складок и зон сдвига имеют сложную морфологию, но в целом ориентированы конформно с краем Сибирской платформы. К областям сдвиговых деформаций приурочены золото-кварцевые жильные и золото-сульфидно-кварцевые прожилково-вкрапленные месторождения (Булгатов, Гордиенко, 1999).

В глубинном строении района по геологическим и геофизическим данным принимают участие толща докембрийских метасадочных пород, рифейская офиолитовая формация и перекрывающие их породы рифей-вендского осадочного чехла, в которых присутствуют массивы гранитов и основных интрузивных пород (Лишнеvский, Дистлер, 2004). В качестве структур первого порядка в строении региона выделен Бодайбинский синклиниорий, сложенный бодайбинским турбидитовым комплексом рифейского возраста (Буряк, 1982; Булгатов, Гордиенко, 1999), в пределах которого расположены все проявления коренного и россыпного золота (фиг. 1). В северной части синклинория размещаются золоторудные месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское с жильной зоной Первенец и Невское, объединяемые в Кропоткинский рудный узел. В южной части синклинория в Бодайбинском рудном узле расположены наиболее значительные золотоносные россыпи и мелкие проявления коренного золота.

Для обсуждения проблемы формирования рудообразующей гидротермальной системы важно отметить присутствие эвгеосинклинальной офиолитовой формации в фундаменте стратиграфического разреза и интрузивных массивов основного и гранитного состава каледонского и герцинского возраста (Митрофанов, 2006). Рудовмещающая рифей-вендская терригенно-осадочная толща имеет мощность первые километры, а в районе месторождения Сухой Лог достигает 7–8 км. Отмечается особенно интенсивное прогибание здесь кровли фундамента, что говорит о продолжавшейся геодинамической активности литосферы в этом



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Ленского золоторудного района. Составлена на основе Государственной геологической карты М. 1 : 1 000 000 с использованием материалов из работы (Ленский..., 1971).

1 – выступы дорифейского фундамента; 2, 3 – толщи патомской серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации; 2 – карбонатно-терригенная формация среднего-верхнего рифея (породы бужуйхтинской, угаханской, хомолхинской (темно-серый) и имняхской свит), 3 – терригенная формация венда (породы аунакитской, вачской, анангрской, догалдынской и илигирской свит); 4 – области развития кристаллических сланцев; 5, 6 – гранитоиды: 5 – гнейсо-граниты, граниты Мамско-Оронского комплекса, 6 – граниты, гранодиориты Конкудеро-Мамаканского комплекса; 7 – контур скрытого гранитного массива (Лишневский, Дистлер, 2004); 8 – дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров; 9 – разломы; 10, 11 – месторождения (а) и рудопроявления (б): 10 – золото-кварцевые, 11 – золото-сульфидные.

районе. Комплекс состоит из чередующихся слоев аргиллитов, алевролитов и песчаников, местами обогащенных УВ, и горизонтов известняков. Рудовмещающими для исследованных месторождений служат породы хомолхинской и аунакитской свит бодайбинской подсерии патомской серии.

Породы рифей-вендской толщи подверглись региональному метаморфизму каледонского этапа в хлорит-мусковитовой ступени зеленосланцевой фации. К этому же периоду относится внедрение ранних гранитоидов (Митрофанов, 2006).

В региональном плане все золоторудные проявления концентрируются вдоль “скрытой” части Байкало-Бодайбинского глубинного разлома (Яновский, 1990), именуемого также Олокитско-Бодайбинским палеорифтом (Рундквист и др., 1992). Наиболее золотоносные участки приурочены к осевым частям антиклиналей высшего порядка, осложняющих крупные синклинали, в районе пересечения зоны смятия глубинным разломом. Структурная позиция золоторудных полей определяется флексурными изгибами пластов в осевых зонах смятия (Рундквист и др., 1992).

Структурно-тектоническая эволюция всей Байкало-Патомской области представляет собой многократное чередование режимов растяжения и сжатия, сопровождавшихся сдвиговыми деформациями, метаморфизмом и метасоматизмом горных пород. Наиболее интенсивные стресс-сдвиговые деформации и рассланцевание пород связаны с герцинским этапом глобальной активизации эндогенных процессов. К этому периоду относится мощный импульс гидротермальной деятельности и формирование гранитоидных массивов (по разным оценкам 300–350 млн. лет).

Сопоставление имеющихся в литературе (Шер, Кондратенко, 1962; Рундквист и др., 1992; Митрофанов, 2006) данных позволяет различать в Ленском золоторудном районе два этапа преобразований горных пород: 1) региональный зеленосланцевый метаморфизм каледонского возраста и 2) герцинский углекисло-калиевый метасоматизм (карбонаты + мусковит), развитый вдоль зон сдвиговых деформаций и наиболее интенсивный в районах месторождений золота. По внешнему виду метасоматически преобразованные породы мало отличаются от продуктов регионального метаморфизма. В настоящей статье излагаются новые данные о метасоматически измененных породах герцинского этапа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУХОЙ ЛОГ И ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ

Месторождение Сухой Лог (фиг. 2) приурочено к центральной части суходожской антиклинали – главного структурного элемента района. Ось складки плавно изгибается под влиянием диагональных нарушений. На месторождении широко проявлены мелкая многопорядковая складчатость, зоны интенсивного рассланцевания, кливаж, будинаж, гофрировка слоев, микроразрывы, что обусловлено пересечением продольной зоны смятия и рассланцевания с диагональными нарушениями северо-западного простирания.

Месторождение расположено в верхней подсвите хомолхинской свиты, мощностью 250 м. Преобладают углеродистые алевросланцы, филлиты, филлитовидные сланцы. Пласты по простиранию линзуются и выклиниваются. В крыльях складки залегают известковистые глинистые сланцы и известняки имняхской свиты, не содержащие $S_{орг}$. Ядро складки сложено породами средней подсвиты хомолхинской свиты – пачкой мелко- и среднезернистых песчаников с тонкими прослоями глинистых сланцев.

Внутри рудной зоны по данным опробования выделена крупная плитообразная залежь промышленных руд, размеры которой по простиранию составляют 5.5 км, по падению 1.5 км при

мощности до 100 м (Карпенко и др., 2006). Оруденение характеризуется относительно низким, но устойчивым средним содержанием золота (2.5–3.5 г/т).

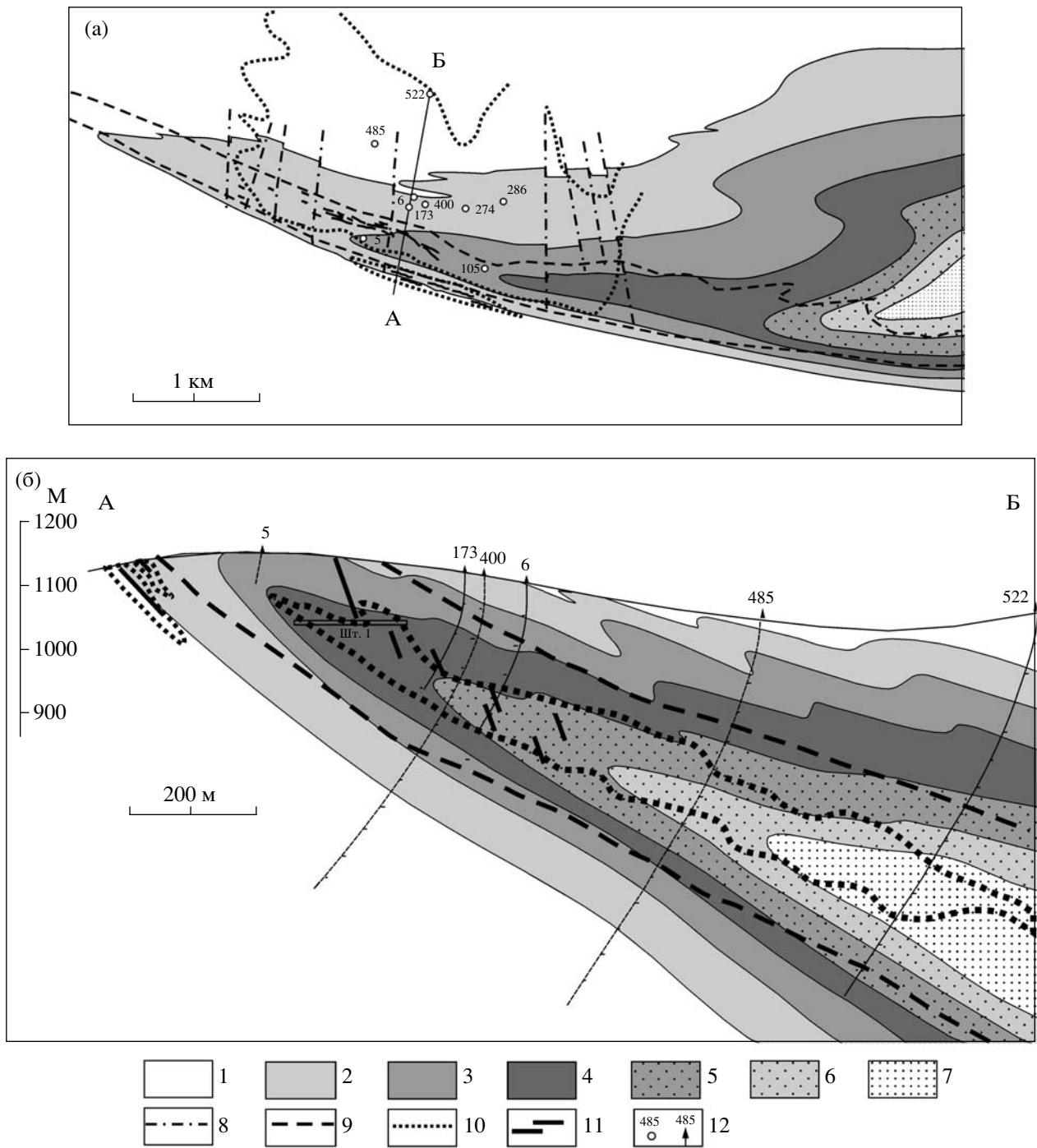
Ослабление минерализации на флангах по восстановлению и падению рудного тела обусловлено выходом рудолокализирующей зоны смятия и рассланцевания из пачки алевросланцев и фациальным выклиниванием последних. Детальными исследованиями установлена приуроченность золотоносных кварц-пиритовых прожилков и обособлений к участкам наиболее сильного рассланцевания и максимальной интенсивности внутрирудных деформаций и будинажа. По данным (Distler, Yudovskaya, 2001), область повышенного содержания ЭПГ не совпадает с золоторудным телом.

Месторождение Голец Высочайший приурочено к Каменской антиклинали (фиг. 3). По своей морфологии это резко асимметричная наклонная складка, осложненная складками более высокого порядка. Рудовмещающая толща – это нижняя подсвита хомолхинской свиты. Для пакетов переслаивающихся филлитов, песчаников и алевролитов характерны складки волочения. Прослой известняков и песчаников настолько интенсивно деформированы, что образуют отдельные линзы и будины в филлитах. В переходном горизонте между хомолхинской и угаханской свитами, на контактах известняков с филлитовидными сланцами развиты зоны интенсивного послойного дробления и перемятости пород, с зеркалами скольжения и глиной трения мощностью до 10 м. Они выполнены кварц-карбонатными жилами и прожилками. Крупные разрывные нарушения отсутствуют, но выделяются зоны повышенной трещиноватости, представленные сближенными крутопадающими трещинами и дробленными породами.

Трещины кливажа образуют мощную линейную зону интенсивно рассланцованных пород, вытянутую вдоль оси Каменской антиклинали. Трещины главного и особенно межслоевого кливажей определяют размещение скоплений прожилков, линз и вкрапленников сульфидов, распределенных кулисообразно вдоль отдельных трещин послойного кливажа.

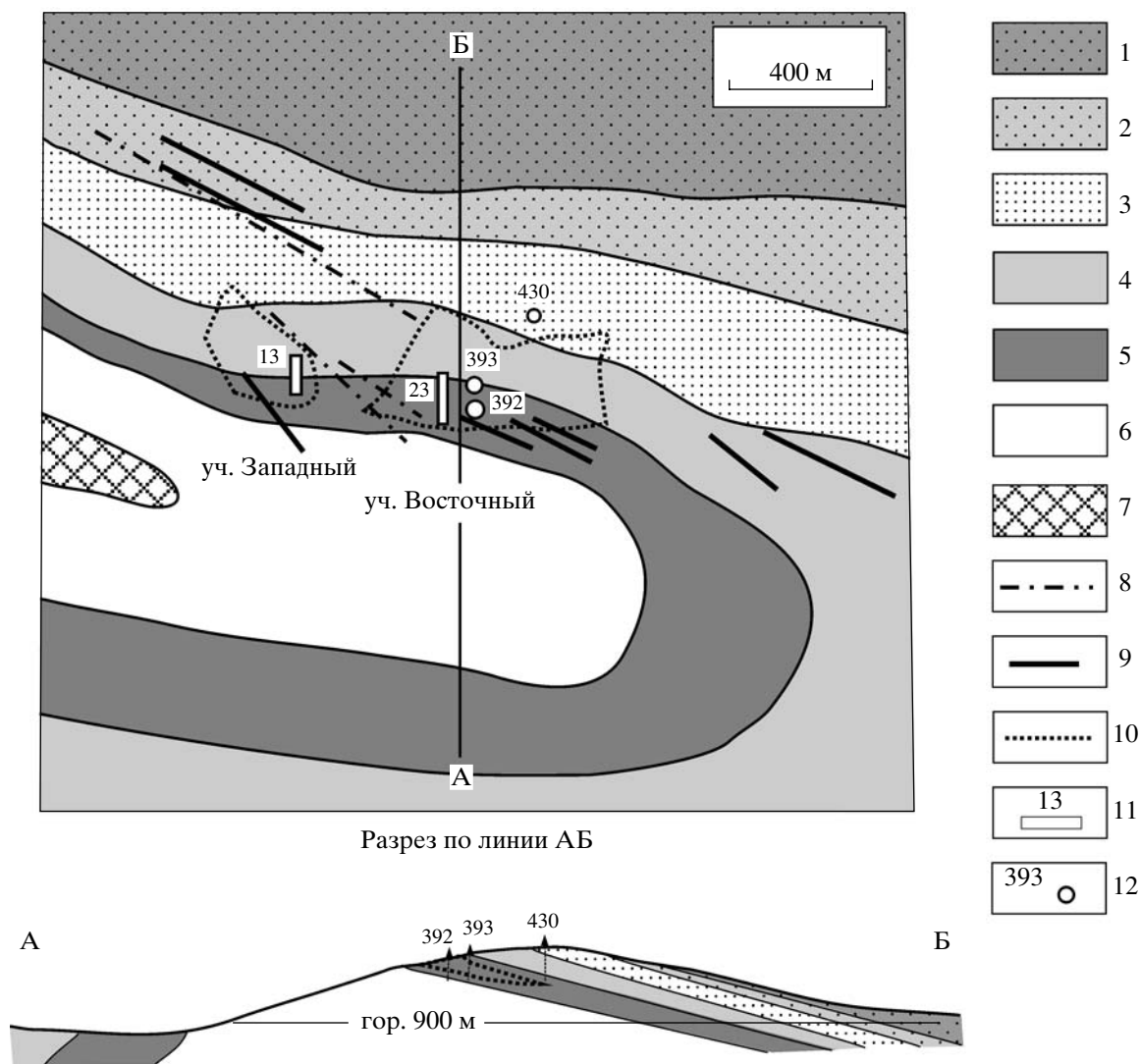
Рудная зона пластообразной формы прослежена по простиранию на 1.5–1.8 км, при средних мощностях 60–90 м. Она не имеет четких геологических границ с вмещающими породами. Повышенное содержание золота в рудной зоне приурочено к участку интенсивного рассланцевания и метасоматического изменения пород в месте перегиба шарнира Каменской антиклинали. В границах рудной зоны выделены Западный и Восточный участки.

На участке Западный по бортовому содержанию 1.5 г/т выделено восемь кулисообразно рас-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) месторождения Сухой Лог (Золоторудные..., 1986; Яновский, 1990; Карпенко и др., 2006).

1 – имнянская свита (известняки, известково-сланцевые сланцы, известковистые песчаники и алевролиты); 2–6 – холмхинская свита, верхняя подсвита: 2 – пятая пачка (алевролитистые и филлитовидные сланцы, прослои мелкозернистых песчаников), 3 – четвертая пачка (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 4 – третья пачка (алевролитистые сланцы, прослои известковистых песчаников и алевролитов), 5 – вторая пачка (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 6 – первая пачка (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 7 – холмхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); 8 – тектонические нарушения; 9 – границы рудовмещающей зоны расланцевания; 10 – контуры пологопадающей рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость и в разрезе; 11 – кварцевые жилы; 12 – скважины и их номера.



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Голец Высочайший (по материалам ЗАО “Высочайший”, 1999).

1–5 – хомолхинская свита: 1 – верхняя подсвита, вторая пачка (сланцы темно-серые кварц-серицитовые), 2 – верхняя подсвита, первая пачка (сланцы кварц-серицитовые с частыми прослоями кварц-полевошпатовых песчаников), 3 – средняя подсвита (песчаники серые, зеленовато-серые кварцевые, кварц-полевошпатовые с прослоями кварц-серицитовых сланцев), 4 – нижняя подсвита, вторая пачка (сланцы темно-серые, зеленовато-серые с частыми прослоями песчаников), 5 – нижняя подсвита, первая пачка (сланцы кварц-серицитовые, филлитовидные углеродистые с редкими маломощными прослоями известняков, известковистых сланцев, песчаников); 6, 7 – угаханская свита: 6 – верхняя подсвита (серые известняки с прослоями известковистых сланцев), 7 – нижняя подсвита (сланцы известково-слюдистые темно-серые с прослоями известняков); 8 – разрывные нарушения; 9 – кварцевые жилы; 10 – контуры пологопадающих рудных залежей в проекции на горизонтальную плоскость и в разрезе; 11 – каналы и их номера; 12 – скважины и их номера.

положенных рудных тел. Более 90% балансовых запасов сосредоточено в рудном теле “Главное”, которое представляет собой линзообразную залежь, ориентированную в широтном направлении и полого погружающуюся на северо-запад.

Расположение рудных тел определяется пересечением рудовмещающего горизонта зоной повышенной трещиноватости северо-западного простирания, которая картируется линейными отрицательными аномалиями силы тяжести и,

возможно, является рудоконтролирующей структурой. Подтверждением ее рудоконтролирующей роли может служить приуроченность к ней маломощных кварцевых жил (до 10 см) и прожилков с видимым золотом того же северо-западного простирания с крутым (60° – 70°) падением на северо-восток. В пределах рудного тела достаточно четко вырисовывается рудный столб северо-западного направления.

Прослеженная длина рудной зоны на участке Восточный по простиранию 800 м, по падению – 300–400 м. Здесь выделено три рудных тела, основные запасы (66% общих запасов месторождения) также сосредоточены в пластообразном Главном рудном теле, которое отделено от руд Западного участка полосой “пустых” пород шириной 75–100 м.

Главное рудное тело Западного участка и Главное рудное тело Восточного идентичны по своему строению, тесно увязываются пространственно и содержат основную часть балансовых запасов. Поэтому их считают единым геологическим образованием, сформированным в единой структуре. По запасам металла месторождение относится к средним.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Изучен химический и минеральный состав пород, особенности распределения, состава и структуры породообразующих минералов и углеродистого вещества. Для изучения минерального состава пород использованы рентгенофазовый (РФА) и рентгенофлуоресцентный (РФЛА) методы. Состав породообразующих минералов определен на основании рентгенометрических данных и рентгеноспектрального микроанализа. Основные новые данные для углеродистого вещества (УВ) получены с помощью рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС) и электронной микроскопии. Групповой и элементный состав УВ охарактеризованы по работам предшественников.

Для проведения рентгенометрического анализа использован дифрактометр ДРОН-2.0 с медным фильтрованным излучением, запись произведена на диаграммную ленту. Все съемки сделаны в рентгеновской лаборатории ЦНИГРИ (аналитики О.В. Русинова и Э.И. Альшева) с использованием однотипного оборудования и методов подготовки препаратов. Записаны дифрактограммы для 126 проб, включая 88 по месторождению Сухой Лог, 32 по месторождению Голец Высочайший, 4 по Вернинскому (в том числе 3 из жил участка Первенец). РФА сделан для всех проб, элементный состав которых определялся РФЛА.

Для определения некоторых особенностей состава и структуры слюдястых минералов учитывались: полуширина первого базального отражения, величины d_1 и $c \sin \beta$, а также соотношения интенсивностей базальных отражений слюд калиевого ряда. По рентгенометрическим данным были вычислены глиноземистость и железистость хлоритов (Рентгеновские методы ..., 1965; Oinuma *et al.*, 1972). При идентификации карбонатов использовалось межплоскостное расстояние, соответствующее линии ($10\bar{1}4$), и картина рас-

пределения на дифрактограмме других линий этих минералов.

Микрозондовые анализы выполнены в ИГЕМ РАН на приборе “Cameca” MS-46 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 30 нА (аналитик С.Е. Борисовский). Предел обнаружения приводится с вероятностью 95%.

Химический состав пород оценивался РФЛА валовых проб (аналитик А.И. Якушев, ИГЕМ РАН). При этом потери при прокаливании не определялись и сумма породообразующих оксидов приведена к 100%. По независимым оценкам содержание УВ в пробах составляет 0–2 мас. %; содержание CO_2 варьирует в пределах 0.5–2 мас. %, а воды, носителями которой являются слюды, – в пределах 2–4 мас. %. Максимальное содержание воды наблюдается в наиболее измененных минерализованных породах со средним содержанием карбонатов и минимальным – УВ. Исходя из таких косвенных оценок, можно принять, что общее содержание летучих (потери при прокаливании) в исследованных породах варьирует в пределах 3–5 мас. %. Тогда реальные содержания компонентов ниже приведенных в таблице 1: SiO_2 на 2–3 мас. %, Al_2O_3 на 1–2 мас. % и сумма щелочей – на 0.5–1 мас. %. Изменения для остальных компонентов малы.

Минеральный состав пород трудно количественно оценить оптическим методом, поэтому рассчитан модалный минеральный состав, который находится в хорошем соответствии с данными РФА. При расчетах принято, что составы слюд соответствуют мусковитовому и парагонитовому миналам, а анкерита – составу $[\text{CaMg}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}(\text{CO}_3)_2]$, который близко соответствует составу, определенному рентгеноспектральным микроанализом.

Для месторождений Ленского золоторудного района впервые использован метод РФЭС (XPS) для выявления особенностей состава УВ. Исследования проведены на аппаратуре LAS-3000 фирмы “Riber”. Спектры калибровались по линии углерода 1s с энергией связи (Есв) 285 эВ. Математическая обработка РФЭ-спектров заключалась в определении полной ширины С 1s линий, взятой на половине их высоты (ПШПВ С 1s) и разложении С 1s линий на компоненты с помощью программы “Origin 6”. Аналитические исследования, включая расчеты, проведены в ЦНИГРИ Ю.В. Щегольковым. Ранее РФЭС, наряду с оже-спектроскопией, использовались для идентификации возможных форм вхождения благородных металлов в составе нерастворимого УВ месторождения Сухой Лог (Дистлер и др., 1996).

УВ изучалось также на сканирующем электронном микроскопе “Jeol” (JSM-530) с энергодисперсионным спектрометром Link ISIS (Oxford) (аналитик М.И. Лапина, ИГЕМ РАН).

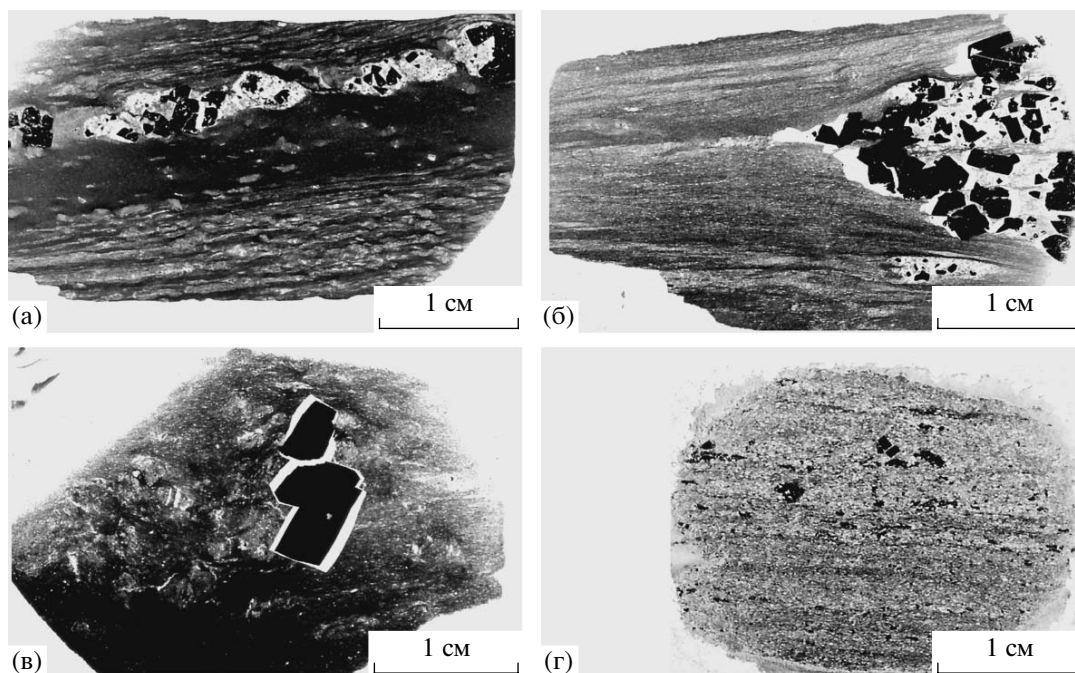
Таблица 1. Валовый химический состав рудовмещающих пород, мас. %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S
<i>Месторождение Сухой Лог</i>											
Околорудные породы											
СЛ-6/62	65.34	0.98	18.70	5.89	0.111	1.71	1.34	2.47	2.84	0.10	0.53
СЛ-6/72	63.27	0.84	17.10	9.08	0.168	3.81	0.83	2.40	2.33	0.11	0.05
СЛ-6/93	74.68	0.70	14.59	1.98	0.064	0.94	2.50	1.91	2.38	0.07	0.19
СЛ-6/133	66.14	0.97	23.28	1.37	0.017	0.83	0.55	2.60	4.09	0.07	0.09
Рядовые руды											
СЛ-6/182	66.98	0.87	19.99	4.06	0.063	1.39	0.82	2.24	3.30	0.11	0.17
СЛ-6/214	41.71	0.36	8.08	29.51	0.138	5.08	0.21	0.51	1.65	0.04	12.70
СЛ-6/225С	63.70	1.06	22.20	4.76	0.047	1.74	0.63	1.19	4.48	0.08	0.12
СЛ-6/225	40.18	0.59	11.46	27.60	0.082	3.55	0.85	0.73	2.04	0.05	12.86
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>											
Околорудные породы											
ВС-1	64.21	0.80	16.77	6.56	0.199	3.01	3.26	2.32	2.41	0.13	0.32
1ВС/03	51.40	1.47	29.52	6.43	0.030	1.31	0.14	0.36	6.66	0.07	2.60
ВС-03	58.22	0.68	23.11	8.57	0.025	3.85	0.08	0.93	4.36	0.08	0.09
Бедные руды											
ВС-3	61.44	0.82	17.31	8.62	0.113	2.67	2.02	0.47	3.77	0.03	2.74
С-393/10	74.33	0.68	13.03	2.56	0.148	1.30	3.52	1.33	2.76	0.06	0.27
С-392/36	72.81	0.73	16.30	2.99	0.025	1.66	0.74	0.78	3.58	0.01	0.37
С-392/61	75.07	0.40	9.97	5.62	0.085	1.97	2.83	0.70	2.01	0.02	1.33
К-23/1	72.93	0.58	12.05	5.13	0.128	1.99	3.11	0.74	2.52	0.01	0.83
Богатые руды											
ВС-6	85.35	0.30	5.24	3.50	0.068	1.42	1.35	0.64	1.13	0.10	0.91
ВС-14	43.73	0.41	9.76	25.06	0.017	2.54	0.10	0.34	1.41	0.02	16.62
ВС-14А	65.47	0.77	17.68	8.56	0.032	3.28	0.06	0.40	3.13	0.03	0.60
С-393/23	73.12	0.67	16.23	2.36	0.059	1.72	1.09	1.19	3.45	0.04	0.07
С-392/1	82.74	0.41	6.52	3.64	0.143	0.95	2.45	0.43	1.64	0.02	1.07
С-392/19	59.72	1.24	25.66	3.04	0.044	2.13	0.83	0.66	6.21	0.01	0.46
К-23/90	62.27	1.05	23.64	3.71	0.025	3.06	0.13	0.69	5.30	0.07	0.07
С-430/109	59.81	1.22	27.21	1.39	0.025	1.79	0.77	0.58	6.93	0.06	0.21
К-13/5	72.15	0.47	9.50	8.91	0.178	2.35	2.40	0.34	1.88	0.08	1.73
К-13/105	74.11	0.62	14.72	2.85	0.073	2.02	1.79	0.31	3.26	0.03	0.21
<i>Жильная зона Первенец</i>											
В-10	68.84	0.25	7.72	6.01	0.164	3.54	10.27	0.16	1.83	0.16	1.06
В-10 СЛ	65.82	1.25	19.34	4.60	0.034	1.23	1.20	0.26	4.65	0.25	1.36

Прмечание. Анализы выполнены методом РФЛА (аналитик – А.И. Якушев, ИГЕМ РАН). Потери при прокаливании не определялись.

Изучение индивидуальных флюидных включений в кварце проводилось с использованием криотермокамеры по общепринятой методике (Реддер, 1987), предусматривающей регистрацию температур всех фазовых переходов в процессе нагревания образца от -180 до $+500^{\circ}\text{C}$. При ин-

терпретации результатов использованы экспериментальные и расчетные данные по свойствам систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ и $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ (Такеноучи, Кеннеди, 1968; Brown, 1989). Для определения химического состава флюидов использован метод валового анализа с механическим вскрытием



Фиг. 4. Рудовмещающие породы месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший. Прозрачно-полированные шлифы. а – рассланцованный гидротермально-измененный метапелит с прожилком (кварц + пирит + карбонат) из рудной зоны месторождения Сухой Лог (скважина 6), прожилок расположен вдоль сланцеватости, в нем видны пережимы, служащие признаком будинажа, проба 6/202; б – тонкополосчатый рассланцованный гидротермально-измененный метапелит с крупным гнездом состава (кварц + пирит + карбонат), гнездо имеет форму шпера с “носиком”, вытянутым вдоль сланцеватости по границе светлой и темной полос, границы гнезда в некоторых местах пересекают сланцеватость. Небольшая уплощенная линза того же состава (внизу) вытянута, обтекается сланцеватостью и сливается с тонкими светлыми полосками, месторождение Сухой Лог, скважина 6, проба 6/104; в – метакристаллы пирита с каймой кварца и хлорита в гидротермально-измененной породе из надрудной зоны месторождения Сухой Лог, скважина 6, проба 6/72; г – светло-серая мусковит-кварц-карбонатная гидротермально-измененная порода с вкрапленностью сульфидов, месторождение Голец Высочайший, проба ВС-393/7.

включений (Кряжев и др., 2006). Изотопный состав суммарного углерода определен путем вскрытия включений при 650°C в токе кислорода с последующим масс-спектрометрическим анализом CO₂. Изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца, углерода органического вещества, углерода и кислорода карбонатов определен в ЦНИГРИ по общепринятым методикам (Фор, 1989).

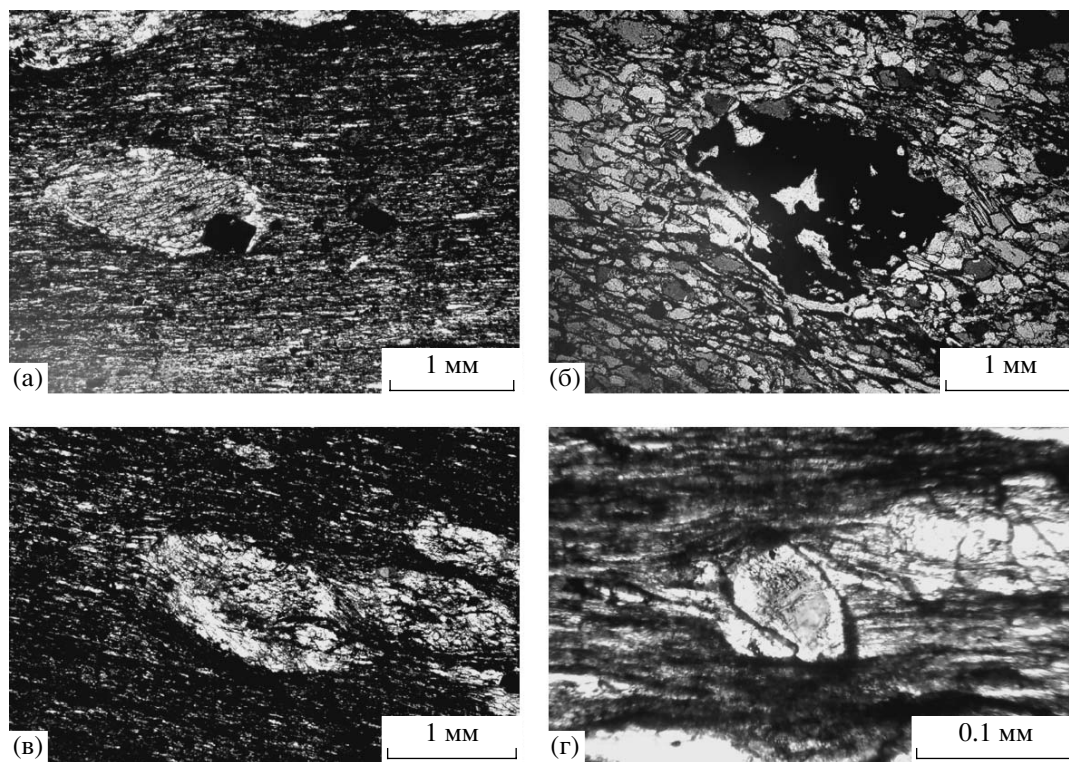
СТРУКТУРНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СВЯЗИ МЕТАСОМАТИЗМА С ПЛАСТИЧЕСКИМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ

Отмеченная при характеристике геологического строения изученных месторождений неравномерность распределения метасоматических преобразований и золота в породах месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший отражается в макро- и микрополосчатости этих пород. Их ритмичная или линзовидная полосчатость связана с чередованием более светлых полосок сильного изменения и более темных – менее измененных (фиг. 4). Полосчатость обнаруживает несколько порядков (рангов) по толщине полос,

более грубая видна в образцах, более тонкая – под микроскопом. УВ присутствует в темных полосках и отсутствует в осветленных, обнаруживающих признаки перекристаллизации. По-видимому, УВ выносилось при перекристаллизации пород и часть его отложилась в виде сгустков в кварцевых прожилках и линзах.

Кроме УВ, темные прослои содержат реликтовые альбит, калиевый полевой шпат, карбонаты, слюду и хлорит. Некоторые участки осветленных перекристаллизованных пород обогащены зернами фосфатов (апатита и ксенотима) и хорошо ограненными кристаллами турмалина, которые, судя по форме, являются новообразованиями. Тонкополосчатая текстура пород подчеркивается не только цветом, но и размером зерен: более измененные участки сложены более крупнозернистыми агрегатами с ассоциацией $Pg + Ms + Sid + Qtz^1$, а менее измененные, тонкозернистые

¹ Здесь и далее: Ab – альбит, Ank – анкерит, Bt – биотит, Carb – карбонат, Cc – кальцит, Chl – хлорит, Kfs – K-полевой шпат, Ms – мусковит, Pg – парагонит, Phng – фенгит, Py – пирит, Qtz – кварц, Sid – карбонаты ряда брейнерит-сидерит.



Фиг. 5. Микроструктуры измененных пород месторождения Голец Высочайший. Прозрачные шлифы.

а – рассланцованный метапелит с темными и более светлыми полосами, в центре – линза (серицит + карбонат) зонального строения, внешняя кайма сильнее серицитизирована и перекристаллизована, в краю линзы – кристалл пирита, проба ВС-03; б – выделение хлорита в форме “бабочки” в зерне пирротина, проба ВС-393/7; в – рассланцованный гидротермально-измененный метапелит с кулисообразно расположенными линзами (серицит + карбонат), светлые (мусковитовые) полосы, сливающиеся в линзу с асимметрично-зональным строением, проба ВС-03; г – полосчатый метапелит с зональным кристаллом турмалина, проба ВС-393/26.

сложены $УВ + \text{полевые шпаты} + \text{Phng} + \text{Qtz} + (\text{Pg} + \text{Ank} \pm \text{Chl})$. Состав светлых полос неоднороден: часть их не содержит карбонатов, в других карбонаты преобладают; кварц мелкий, но образует также прожилки и гнезда с пиритом, приуроченные в основном к рудной зоне. Между выделениями кварца (прожилками и гнездами) и вмещающими измененными породами – резкий контакт без переходных зон. Помимо этого в породах наблюдается еще более тонкая полосчатость, связанная с нитевидными слоями $УВ$ в слабо измененных прослоях и, возможно, отражающая структуру осадочной породы.

Метасоматическая полосчатость согласна со сланцеватостью пород. Степень ориентированности минеральных зерен различна в разных частях разреза. Слабее она выражена вне рудных интервалов и очень высока в отдельных прослоях в рудных зонах. Степень рассланцевания коррелирует с количеством слюд в породах, заметно возрастающая при их содержании выше 20–30 об. %.

Характер полосчатости и ориентированность зон метасоматического осветления пород свидетельствуют о совпадении направлений тектониче-

ских деформаций и фильтрации растворов, вызвавших метасоматизм. Главная масса прожилков и линз кварц-карбонатного состава с пиритом ориентирована согласно со сланцеватостью (фиг. 4 и 5). Линзообразные гнезда имеют “носики”, вытянутые вдоль сланцеватости, которая отчасти их огибают, но при этом границы гнезд срезают тонкую полосчатость пород (фиг. 4). Такие соотношения свидетельствуют об использовании растворами флюидопроницаемых зон, возникших при рассланцевании. Однако наблюдается будинирование осветленных полосок и кварц-карбонатных прожилков (фиг. 4 и 5), что указывает на продолжение пластических деформаций после формирования метасоматических ассоциаций минералов. Таким образом, структурные соотношения позволяют заключить о синхронном развитии околорудного метасоматизма и пластических деформаций в месторождениях Сухой Лог и Голец Высочайший. Полоски метасоматического осветления местами сливаются, образуя шпирообразный агрегат карбонатно-слюдистого состава (фиг. 5). Карбонат со слюдой слагают внешнюю и передовую часть шпиро, оставляя менее преобразованной внутреннюю часть. Подобную структуру

можно назвать “стоп-структурой”, так как она возникает на фронте фильтрующегося раствора, остановленном закрытием трещины перед ним. На этой же фотографии видно кулисообразное расположение трех таких шпиров, служащих головными частями полосок осветления. Периодическое приоткрывание и закрытие флюидопроводящих трещин и их кулисообразное распределение являются характерными чертами сдвиговых деформаций (Русинов, 2005).

В некоторых участках обогащения переотложенным УВ породы приобретают темно-серый цвет и в них видны прямолинейные трещины под острым углом к сланцеватости. Трещины заполнены почти чистым черным УВ, что доказывает мобилизацию и переотложение части УВ во время сдвиговых деформаций.

Жесткий структурный контроль морфологии и пространственного размещения рудно-метасоматических зон, показанный при геологическом описании (приуроченность рудных зон к флексурам и зонам сильного расланцевания, кулисообразное расположение рудных тел), в сочетании с характером метасоматической полосчатости, микроструктурами метасоматитов, соотношениями минералов и сланцеватости свидетельствуют о синхронности метасоматизма и рудоотложения со стресс-сдвиговыми деформациями и расланцеванием пород.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Породы, слагающие охарактеризованные рудные поля, вне рудных тел слабо гидротермально изменены, и характер их метасоматизма отличен от преобразований пород в рудных телах. По валовому химическому составу (табл. 1, 2) такие слабо измененные породы бедны кальцием (0.1–2.5 мас. %), по кремнеземистости соответствуют в месторождении Сухой Лог ряду от дацитов до андезито-дацитов, местами до андезитов ($\text{SiO}_2 = 60\text{--}65$ мас. %), а в месторождении Голец Высочайший они более кремнеземистые ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}75$ мас. %). Кроме того, породы месторождения Сухой Лог немного богаче натрием. Отношение K/Na в слабо измененных и слабо минерализованных породах варьирует от 0.7 до 1 (ат. кол-ва), возрастая в рудной зоне до 2–3. Для пород месторождения Голец Высочайший это отношение во вмещающих породах составляет в среднем 1–2, также возрастая к рудной зоне. Околорудный метасоматизм происходил с привнесением в породы калия и выносом натрия. При небольшой разнице по содержанию щелочей в мало измененных породах месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший породы с рудной минерализацией в последнем содержат значительно больше калия (до 7 мас. % K_2O) по сравнению с минерализованными породами ме-

сторождения Сухой Лог (до 4.5 мас. % K_2O). С увеличением содержания $\text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$, отражающим обогащение мусковитом, в породах возрастает содержание титана и примесных металлов (Cr, V, Ba, Rb). Отличие в положении точек проб месторождения Сухой Лог на фиг. 6 объясняется более низким содержанием в них Ba по сравнению с пробами из других месторождений района. Большая часть бария входит в состав слюд, но в месторождении Сухой Лог часть Ba, возможно, присутствует в других минеральных формах.

Эти главные особенности химического состава отразились и в различии минеральных ассоциаций в породах, вмещающих руды месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший. При в целом сходном наборе минералов (Ab, Kfs, Qtz, Ms, Pg, Carb, Py) в месторождении Голец Высочайший присутствует хлорит и доминируют К-слюды, а в месторождении Сухой Лог отношение К-слюд к натриевым примерно равно. Калиевая слюда в метаморфических породах представлена фенгитом, характерным минералом пород зеленосланцевой фации в регионе (Кориковский, Федоровский, 1980). Парагонит отмечается в широких ореолах в пределах полосы региональной карбонатизации в окрестности рудных полей, что позволяет предположить связь его образования с ранним (региональным) этапом метасоматизма. Более детально составы и взаимоотношения минералов обсуждаются ниже.

В ходе рудно-метасоматического процесса в породы привносились K_2O , CaO, FeO, выносился Na_2O и переотлагался SiO_2 в виде гнезд и прожилков, что отражается в вариациях минерального состава пород (табл. 3). На фиг. 7а показано распределение минералов в скважине 6 месторождения Сухой Лог, где рудный интервал по результатам опробования располагается глубже 172 м. Верхний интервал скважины 6 до глубины 65–70 м сложен метаморфическими породами, слабо метасоматически измененными. Парагонит преобладает в них над калиевой слюдой, а отношение Sid/Ank сравнительно небольшое (1.7). Глубже породы более заметно гидротермально изменены, содержат примерно равное количество калиевой и натриевой слюды, варьирующие отношение Sid/Ank (0–6) и содержание кварца. Непосредственно в рудной зоне (глубже 200–210 м) К-слюда, представленная в основном мусковитом, заметно преобладает над парагонитом. В этом же интервале возрастает отношение Sid/Ank (до 8–16). При этом Mg-Fe-карбонаты представлены цинковым сидероплезитом, что может свидетельствовать о близости его формирования с процессом привноса металлов в зоны рудоотложения.

По скважине 392 месторождения Голец Высочайший (фиг. 7б) наблюдается сходная картина увеличения отношения Sid/Ank в интервале бога-

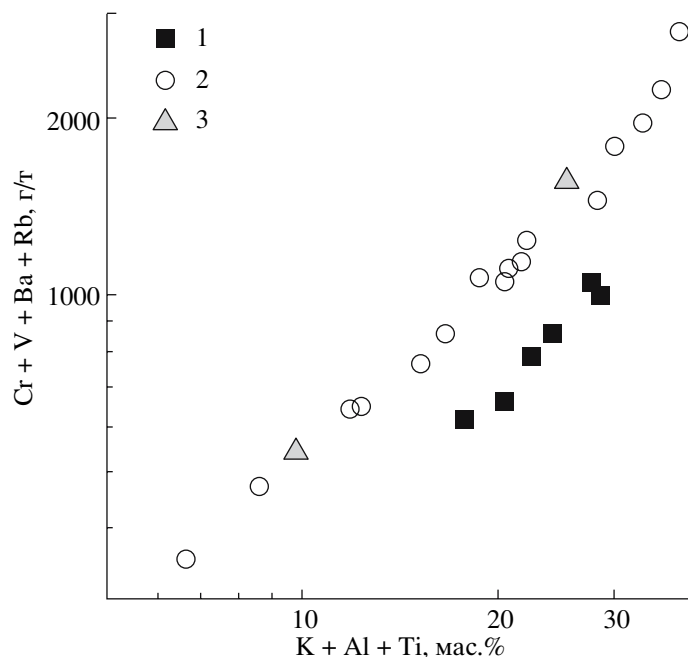
Таблица 2. Содержание металлов в рудовмещающих породах, г/т

№ пробы	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	Y	Pb	As
<i>Месторождение Сухой Лог</i>													
Околорудные породы													
СЛ-6/62	85	115	15	42	115	106	98	142	198	488	31	27	36
СЛ-6/72	78	86	19	39	25	106	90	137	206	411	29		
СЛ-6/93	52	81		11	42	40	79	168	142	397	27	30	16
СЛ-6/133	64	139		13	63	40	157	99	176	639	37	18	
Рядовые руды													
СЛ-6/182	75	109		16	76	50	124	154	167	539	29	16	
СЛ-6/214	57	50	212	547	166	692	31	17	58	239	14	41	342
СЛ-6/225С	90	131		21	27	70	169	101	195	643	32	10	
СЛ-6/225	74	61	107	768	316	839	37	40	88	267	14	40	343
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>													
Околорудные породы													
ВС-1	86	95	23	47	37	101	78	181	208	473	34	18	
1ВС/03	133	142	31	64	30	59	223	71	209	2300	38	47	216
ВС-03	138	174		29	33	192	152	118	159	971	29	18	
Бедные руды													
ВС-3	79	103	43	86	84	188	111	131	201	935	24		34
С-393/10	106	79		12	22	42	76	145	371	595	27		
С-392/36	58	103		12	51	90	115	122	255	825	41	29	130
С-392/61	47	75	15	35	182	49	58	151	93	465	19	53	
К-23/1	51	99	9	43	63	76	76	175	199	534	36	18	31
Богатые руды													
ВС-6	18	28	10	24	29	51	41	104	204	265	32		
ВС-14	55	49	107	134	63	125	24	21	114	297	19	10	
ВС-14А	86	97		18		139	119	76	303	831	50		
С-393/23	61	92		9		56	111	133	238	784	16		
С-392/1	40	44	10	25	68	44	41	109	304	342	28	11	
С-392/19	112	152		16	22	59	196	142	144	1485	29		
К-23/90	98	159		13		114	190	108	153	1327	30		
С-430/109	91	172		10	21	31	242	144	169	1709	33		
К-13/5	50	67	15	53	109	82	51	102	233	469	35		
К-13/105	52	86		16	25	92	104	136	193	818	41		39
<i>Жильная зона Первенец</i>													
В-10	50	39		20	17	42	44	840	102	404	14		37
В-10 СЛ	105	123	16	38	26	65	151	180	171	1181	37	24	69

Примечание. Анализы выполнены методом РФЛА (аналитик – А.И. Якушев, ИГЕМ РАН)

того оруденения (15–25 м). В этом же интервале увеличивается содержание мусковита. Количественные соотношения слюд с приближением к рудным зонам меняются закономерно, но тренды для рассматриваемых месторождений различны (фиг. 8): тренд месторождения Голец Высочайший ближе прижат к Qtz-Ms ребру диаграммы.

Вариации содержания породообразующих компонентов и минералов по разрезу скважин 6 (Сухой Лог) и 392 (Голец Высочайший) сопровождаются заметными колебаниями содержания малых элементов. В рудной зоне по скважине 6 увеличено содержание Co и Ni, менее значительно – Cu, Zn, As, Ba (табл. 2). Естественно, что Cu, As, часть Ni и Zn связаны с сульфидами, но Ni и Zn



Фиг. 6. Соотношение породообразующих и примесных элементов в рудовмещающих породах месторождений Ленского рудного района (пояснения в тексте).

1 – Сухой Лог; 2 – Голец Высочайший; 3 – Вернинское (жильная зона Первенец).

отчасти входят в состав хлорита и карбонатов, а Rb – в состав К-слюды.

Околорудные метасоматиты в месторождении Голец Высочайший несколько отличаются от таковых в скважине 6 месторождения Сухой Лог более высокими калиевоcтью, кремнеземистостью и распределением малых элементов. В участках рудной минерализации, которым соответствует увеличение содержания мусковита (параметр $\alpha = \text{Ms}:(\text{Ms} + \text{Pg})$), отчетливо повышается содержание Cr, V, Ba, Rb и местами Zn даже при низком содержании сульфидов. Важная черта оруденения – неравномерность распределения участков интенсивного метасоматизма и рудной минерализации. Часто в интервале “богатых” руд встречаются образцы с фоновым содержанием золота. Наоборот, в слабо измененных породах отмечены участки сильного изменения с повышенным содержанием золота.

ГЛАВНЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Слюды в исследованных объемах вмещающих оруденение метасоматически измененных пород представлены фенгитом, мусковитом и парагонитом (табл. 4, 5, 6). Средний размер чешуек слюды составляет порядка 20–30 мкм. По данным рентгеноструктурного анализа, в пробах присутствует также смешанослойное образование мусковит-парагонит. В слюдах К-ряда значения параметра

$c \sin \beta$ варьируют от 20.00 до 19.84 Å. В парагонитах этот параметр существенно меньше (от 19.10 до 19.29 Å) и соответствует ряду от чистого парагонита до промежуточного состава с 20% мусковитового минала. Слюды с $c \sin \beta$ от 19.41 до 19.55 Å рассматриваются нами как смешанослойные образования промежуточного К-Na состава с соотношением мусковитового и парагонитового миналов от $\text{Ms}_{40}\text{Pg}_{60}$ до $\text{Ms}_{50}\text{Pg}_{50}$, в единичных случаях до $\text{Ms}_{60}\text{Pg}_{40}$ (Русинов и др., 2005). На дифрактограммах для этих трех групп слюд хорошо различимы базальные отражения второго и пятого порядков (Русинова и др., 2005).

Калиевые слюды распространены повсеместно, в то время как парагонит и калий-натриевые смешанослойные образования встречены лишь в 70% проб из месторождения Сухой Лог, в единичных пробах из месторождения Голец Высочайший и около жильной зоны Первенец в месторождении Вернинское. В месторождении Сухой Лог парагонит и К-Na-слюды встречены в рудном, надрудном и в некоторых пробах из подрудного пространства.

К-слюды не гидратированы и имеют высокую степень кристалличности во всех изученных месторождениях. Об этом свидетельствуют: 1) величины d_1 , не превышающие 10.05 Å; 2) отсутствие разбухания при обработке пробы глицерином; 3) близкие к 100 значения индекса кристалличности (Weber, 1972). Широкие вариации параметра $c \sin \beta$ в слюдах К-ряда могут быть обусловлены:

Таблица 3. Рассчитанный минеральный состав рудовмещающих пород

№ пробы*	Ms	Pg	Kfs	Ab	Qtz	Pyr	Sid	Ank
<i>Месторождение Сухой Лог</i>								
СЛ-6/62	20.5	27	2	4.5	37	1	5	3
СЛ-6/72	17.5	27	2.5	4	35	0	12	2
СЛ-6/93	14.5	18.5	3.5	4	53.5	0.5	0	5.5
СЛ-6/133	29	28	4	4	30	2.5	1.5	1
СЛ-6/182	25	25	2.5	2	38	1.5	4	2
СЛ-6/214	14	6.5	0	0	30	33	6.5	<1
СЛ-6/225	19	10	0	0	24.5	33	12	1.5
СЛ-6/225С	38.5	17	0	1.5	36	<1	5	1
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>								
ВС-392/1	9	5	8	1	60	3	1	5
ВС-392/19	54	1	0	8	30	1	4	2
ВС-392/36	31	11	0	0	52	1	3	2
ВС-392/61	17	10	0	0	60	4	3	6
ВС-393/10	20	14	4	3	56	1	0	2
ВС-393/23	29	15	2	1	55	3	3	2
К-13/5	17	4	0	0	63	5	6	5
К-13/105	28	4	0	0	58	6	2	2
К-23/1	22	10	0	0	57	1.5	2.5	7
К-23/90	46.5	9	0	0	37	0.2	7	0.3

Примечание. * – в числителе – номер скважины и канавы (К), в знаменателе – глубина или расстояние в метрах от южного борта. С – сланец без пирита.

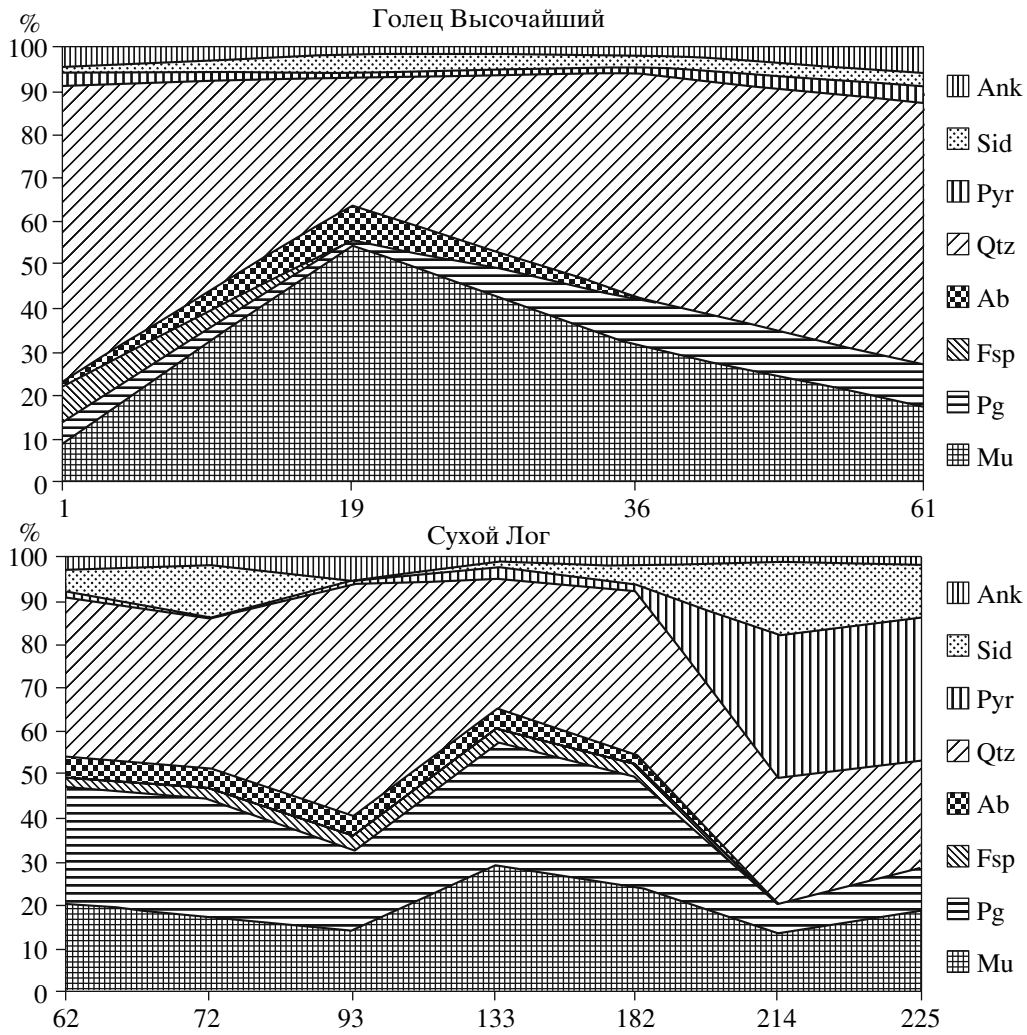
1) изоморфизмом фенгитового типа в ряду мусковит ($c\sin\beta = 19.99\text{--}20.00 \text{ \AA}$) – фенгит ($c\sin\beta = 19.88 \text{ \AA}$) – лейкофиллит (еще более низкие значения параметра); 2) присутствием натрия в структуре мусковита, что мало вероятно из-за низкой температуры процесса; 3) присутствием бария, который, однако, по данным рентгенофлюоресцентного и микрозондового анализов, присутствует лишь как малая примесь. Поэтому очевидно, что вариации параметра связаны в основном с изоморфизмом фенгитового типа.

Диапазон составов калиевых слюд в месторождении Сухой Лог заметно шире, чем в месторождении Голец Высочайший (табл. 4, 5, фиг. 9). В месторождении Сухой Лог наиболее богатые фенгитовой компонентой слюды характерны для подрудной толщи (фиг. 9б), богатой известковистым материалом (глубины 560–599 и 765–798 м по скважине 400). Наблюдается тренд уменьшения фенгитовости от подрудного к надрудному интервалу. По-видимому, в пределах месторождения существует и латеральная зональность, выраженная в этой характеристике. Это следует из сопоставления распределения величин $c\sin\beta$ слюд надрудных интервалов скважины 400 (фиг. 9б) и скважины 6 (фиг. 9в).

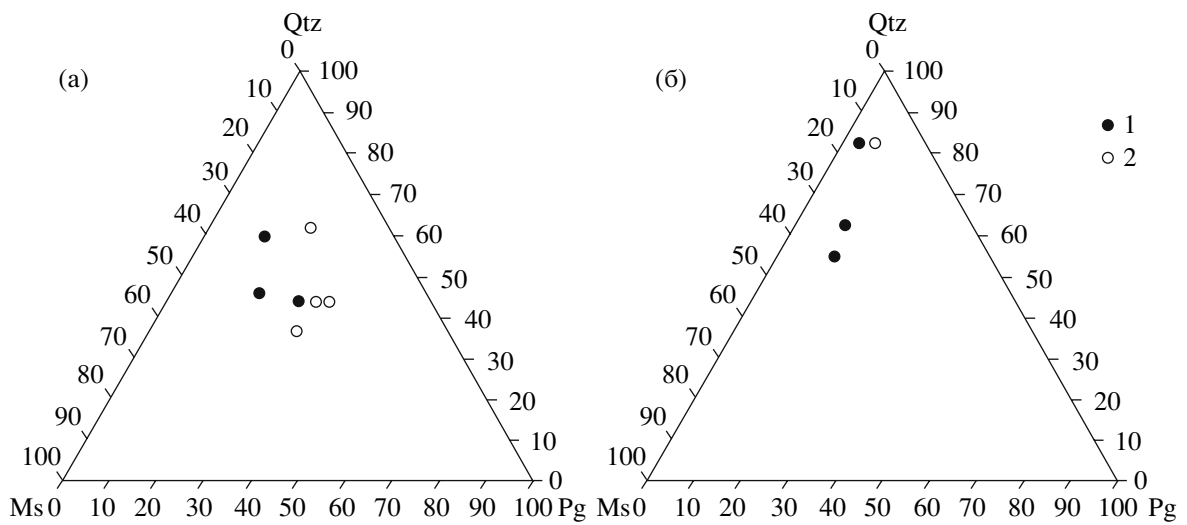
Обнаружено высокое (близкое к 10 мас. %) содержание K_2O с помощью рентгеноспектрального микроанализа в скоплениях УВ среди тонкополосчатых метасоматитов. Калиевая фаза не была идентифицирована из-за малых размеров частиц, но предположительно соответствует мономинеральным агрегатам мусковита. Барий в месторождении Сухой Лог определен в мусковите из рудной зоны (табл. 4). В месторождении Голец Высочайший примесь бария обнаружена во всех проанализированных слюдах калиевого ряда (табл. 5). В анализированных парагонитах (табл. 6) бария практически не обнаружено и отмечается более высокая глиноземистость по сравнению с минералами ряда мусковит–фенгит.

Высокая степень кристалличности К-слюд и отсутствие гидратации определяют нижний предел температуры их образования 200–250°C.

Хлорит – породообразующий минерал, широко распространенный в рудах и вмещающих породах месторождения Голец Высочайший. В месторождении Сухой Лог хлорит обычно встречается на большом удалении от рудной зоны и очень редко – в ее пределах (глубокие горизонты по скважине 485).



Фиг. 7. Модальный минеральный состав горных пород в керне скважин 393 (Голец Высочайший) и 6 (Сухой Лог).



Фиг. 8. Количественные соотношения кварца, калиевой слюды и парагонита в рудовмещающих породах месторождений Сухой Лог (а) и Голец Высочайший (б).

1 – рудные зоны; 2 – над- и подрудные породы.

Таблица 4. Состав калиевых слюд месторождения Сухой Лог

Оксиды, мас. %	Проба СЛ-6/72							Проба СЛ-6/202				
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5
SiO ₂	48.20	48.80	47.71	50.2	53.14	47.13	49.29	49.47	50.09	47.88	50.02	49.76
TiO ₂	0.35	0.45	1.47	0.23	0.33	0.19	0.35	0.25	0.38	0.18	0.30	0.18
Al ₂ O ₃	32.14	32.10	31.44	32.07	28.61	33.50	34.09	35.66	35.44	35.01	33.56	34.07
FeO*	1.71	1.31	1.03	1.80	1.84	1.28	1.44	1.08	1.22	0.91	1.36	1.18
MnO	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
MgO	1.72	1.79	1.06	1.71	2.67	0.71	1.51	1.38	1.25	0.98	1.26	1.41
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.00
Na ₂ O	0.42	0.85	1.28	0.40	0.34	0.62	0.47	0.82	0.61	0.96	0.59	1.11
K ₂ O	8.67	8.52	8.04	8.76	8.88	10.00	8.70	8.49	8.72	9.06	8.75	8.90
BaO								0.13	0.16	0.10	0.15	0.13
Сумма	93.24	93.85	92.14	95.18	95.82	93.46	95.86	97.32	97.91	95.14	96.06	96.75
<i>Кристаллохимические формулы</i>												
Si	3.24	3.25	3.23	3.30	3.46	3.24	3.21	3.17	3.19	3.15	3.25	3.22
Al (IV)	0.76	0.75	0.77	0.70	0.54	0.76	0.79	0.83	0.81	0.85	0.75	0.78
Al (VI)	1.79	1.77	1.75	1.59	1.66	1.96	1.83	1.86	1.86	1.87	1.83	1.82
Ti	0.02	0.02	0.07	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe	0.10	0.07	0.06	0.09	0.10	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.17	0.18	0.21	0.16	0.26	0.07	0.15	0.13	0.12	0.10	0.12	0.14
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.11	0.17	0.05	0.04	0.08	0.06	0.10	0.08	0.12	0.07	0.14
K	0.74	0.72	0.70	0.68	0.74	0.88	0.72	0.69	0.71	0.76	0.73	0.73
Ba								0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Примечание. Здесь и в табл. 5–10 анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "Самеса" (аналитик – С.Е. Борисовский, ИГЕМ РАН). * – все железо приведено в форме FeO.

Хлориты месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший заметно различаются по величине глиноземистости, массовые определения которой были сделаны рентгенометрическим способом. Вычисляемая по формуле величина соответствует количеству ионов Al_x, замещающих Si в формуле [(Mg_{6-x-y}Fe_{2+y}Al_x)₈(Si_{4-x}Al_x)₄O₁₀(OH)₈] (Рентгеновские методы ..., 1965; Дир и др., 1966). Возможные пределы колебаний Al_x от 0.5 до 2.0 ф. ед. Все проанализированные хлориты из пород являются высокоглиноземистыми по степени замещения кремния алюминием и на диаграмме (Дир и др., 1966) попадают для месторождения Сухой Лог в область корундофиллита–псевдотюрингита, а для месторождения Голец Высочайший – в область корундофиллита–псевдотюрингита и рипидолита. Более высокой глиноземистостью (1.50–1.80 ф. ед.) отличаются хлориты месторождения Сухой Лог, причем на гистограмме распределение величин Al_x одинаково для рудовмещающих пород (343–501 м по скважине 485) и для удаленной от рудной лин-

зы толщи (765–798 м по скважине 400). В породах Гольца Высочайшего при в целом широком диапазоне максимум Al_x находится в интервале 1.40–1.60 ф. ед. (фиг. 10).

Интенсивность базальных отражений хлоритов зависит от их состава. Так, среди триоктаэдрических хлоритов железистые обладают интенсивным отражением второго порядка (7 Å), а дитриоктаэдрические и диоктаэдрические, в которых двухвалентные катионы замещены трехвалентным алюминием, отличаются интенсивным третьим порядком (4.7 Å). Соотношение интенсивностей трех первых базальных отражений, определенное по дифрактограммам, было использовано для характеристики составов хлоритов на основании диаграммы, предложенной (Oinuma *et al.*, 1972). Треугольная диаграмма (фиг. 11) состоит из двух половин, разделенных линией равного распределения катионов между силикатным и гидроксильным слоями. Точки проанализированных хлоритов лежат либо вблизи этой линии, ли-

Таблица 5. Состав калиевых слюд месторождения Голец Высочайший

Оксиды, мас. %	Проба ВС-392/4				Проба ВС-393/7				
	1	2	4	5	1	2	3	4	5
SiO ₂	50.79	51.30	52.80	52.07	48.65	49.89	48.41	50.24	48.99
TiO ₂	0.37	0.42	0.41	0.43	0.76	0.43	0.1	0.46	0.46
Al ₂ O ₃	33.8	32.35	33.90	32.46	32.65	33.87	35.15	32.49	32.91
FeO*	1.11	1.11	1.15	1.09	1.62	1.56	1	1.55	1.5
MnO	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
MgO	1.91	1.92	2.18	2.14	1.77	1.82	0.9	1.93	1.67
CaO	0	0.01	0	0					
Na ₂ O	0.77	0.47	0.52	0.47	0.47	0.54	0.86	0.53	0.52
K ₂ O	9.29	8.73	8.61	8.85	9.30	8.99	10.13	9.00	9.17
BaO	0.22	0.22	0.23	0.22	0.22	0.21	0.09	0.23	0.25
Сумма	98.26	96.53	99.8	97.74	95.44	97.31	96.64	96.43	95.47
<i>Кристаллохимические формулы</i>									
Si	3.2399	3.3126	3.29	3.32	3.21	3.21	3.16	3.27	3.23
Al (IV)	0.7601	0.6874	0.71	0.68	0.79	0.79	0.84	0.73	0.77
Al (VI)	1.7818	1.7753	1.78	1.7612	1.75	1.78	1.86	1.76	1.78
Ti	0.0177	0.0204	0.02	0.0206	0.04	0.02	0	0.02	0.02
Fe	0.06	0.0599	0.06	0.0581	0.09	0.08	0.05	0.08	0.08
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.3631	0.1848	0.20	0.2034	0.17	0.17	0.09	0.19	0.16
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.10	0.0588	0.06	0.0581	0.06	0.07	0.11	0.07	0.07
K	0.76	0.72	0.68	0.7201	0.78	0.74	0.84	0.75	0.77
Ba	0.0055	0.0055	0.0056	0.0055	0.0057	0.0053	0.0023	0.01	0.01

бо справа от нее (для триоктаэдрических хлоритов это область избытка железа в гидроксильном слое). В месторождении Сухой Лог все точки легли в поле Mg-Fe (триоктаэдрических) хлоритов (ADBE) и отвечают железистости от 0.8 до 3.5, причем наиболее железистые составы (Fe 2.0–3.5 ф. ед.) соответствуют хлоритам из рудного интервала (скважина 485), а наиболее магнезиальные (Fe 0.8–2.0 ф. ед.) – из удаленной от руды области (скважина 400 инт. 765–798 м). Для месторождения Голец Высочайший сравнивались хлориты фоновых пород и руд богатых и бедных. Оказалось, что точки фоновых хлоритов ложатся обособленно от хлоритов области рудоотложения, соответствуя высокомагнезиальному триоктаэдрическому составу (Fe 1.0 ф. ед. в пробе ВС-03) или высокоглиноземистому дитриоктаэдрическому с интенсивным отражением третьего порядка (проба ВС-1). Диоктаэдрический хлорит (поле BFCG) обнаружен в околожильных породах зоны Первенец, в то время как метасоматиты собственно Вернинского месторождения содержат триоктаэдрический хлорит умеренной железистости (2.0 ф. ед. Fe).

В пробе 6/72 (месторождение Сухой Лог, вне рудной зоны) сделано шесть микрозондовых анализов хлорита, который совместно с кварцем обрамляет метакристалл пирита (фиг. 4в, табл. 7). В хлорите обнаружено довольно высокое содержание никеля. Никелистые хлориты известны в метаморфизованных ультраосновных массивах, но при отсутствии таковых среди пород, вмещающих месторождение Сухой Лог, предполагается привнос никеля растворами. В месторождении Голец Высочайший проанализирован хлорит также из безрудной породы, занимающей надрудную позицию (табл. 8, проба ВС-393/7 из скважины 393). Здесь обособление хлорита заключено в пирротине (фиг. 5б). На диаграмме Хея (Дир и др., 1966) все определенные рентгеноспектральным микроанализом составы ложатся в поле рипидолита, однако в пробе 6/72 суммарное содержание алюминия (ΣAl) и железистость $[Fe/(Fe + Mg)]$ заметно выше, чем в пробе ВС-393/7. Полученные данные были использованы для расчета температур формирования хлоритов, ассоциирующих с сульфидами железа.

Таблица 6. Состав парагонитов месторождения Сухой Лог

Оксиды, мас. %	Проба СЛ-6/72				Проба СЛ-6/202				
	1	2	3	4	1	2	3	4	5
SiO ₂	47.84	47.90	48.14	47.2	47.81	48.37	46.98	48.66	47.47
TiO ₂	0.02	0.02	0	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	39.81	39.51	40.04	39.68	39.53	40.28	40.17	40.3	40.32
FeO*	0.41	0.10	0.22	0.16	0.14	0.29	0.21	0.47	0.29
MnO	0	0	0	0	0.03	0	0.01	0.01	0.01
MgO	0.08	0.05	0.10	0.08	0.12	0.1	0.05	0.11	0.05
CaO	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07
Na ₂ O	7.74	7.51	7.68	7.26	6.66	7.27	7.71	6.8	7.01
K ₂ O	0.57	0.34	0.63	0.60	0.94	0.87	0.54	1.09	0.95
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0	0	0	0	0.03
Сумма	96.51	95.46	96.85	95.03	95.29	97.25	95.74	97.53	96.25
<i>Кристаллохимические формулы</i>									
Si	3.02	3.04	3.02	3.01	3.04	3.02	2.98	3.03	3.00
Al (IV)	0.98	0.96	0.98	0.99	0.96	0.98	1.02	0.97	1.00
Al (VI)	1.98	2	1.98	2	2.00	1.99	1.99	1.99	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.95	0.92	0.93	0.9	0.82	0.88	0.95	0.82	0.86
K	0.05	0.03	0.05	0.05	0.08	0.07	0.04	0.09	0.08
Ba	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Карбонаты, почти неперенные компоненты пород и руд месторождений Ленского золотоносного района, весьма разнообразны по составу. Определены анкериты с небольшой вариацией состава и карбонаты ряда брейнерит–сидерит (“Самеса” MS-46). Рентгенометрически установлено не менее 4-х разновидностей, четко различающихся по межплоскостным расстояниям, соответствующим положению диагностической линии ($10\bar{1}4$).

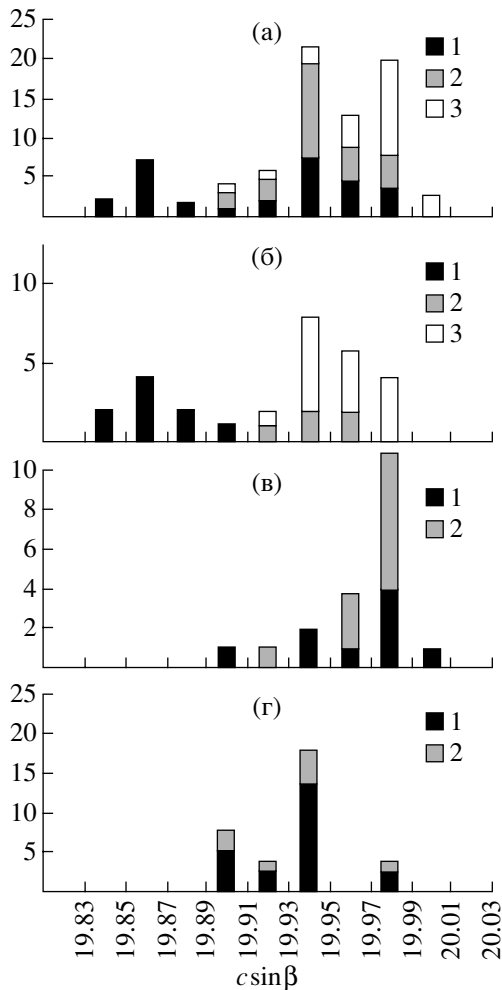
В пробах месторождения Сухой Лог в соответствии с (Михеев, 1957) и картотекой ASTM идентифицированы сидерит ($d_{10\bar{1}4} = 2.78\text{--}2.79 \text{ \AA}$), доломит–анкерит ($d_{10\bar{1}4} = 2.88\text{--}2.89 \text{ \AA}$), кальцит ($d_{10\bar{1}4} = 3.01 \text{ \AA}$); кроме того, встречается карбонат с меньшими, чем у сидерита, значениями этой величины ($d_{10\bar{1}4} = 2.75\text{--}2.76 \text{ \AA}$), который, с учетом данных (“Самеса” MS-46), диагностируется как Mg-Fe-карбонат с содержанием магнетита до 40 мол. % (Mg-сидерит). Таким образом, кроме сидерита и близкого к нему сидероплезита, в которых основ-

ным компонентом является Fe, в этом месторождении также распространены пистомезит и брейнерит (табл. 9). В некоторых карбонатах сидеритового ряда установлена примесь Zn.

В месторождении Голец Высочайший диагностированы сидерит ($d_{10\bar{1}4}$ преимущественно 2.79 \AA , в исключительных случаях – 2.78 \AA), доломит–анкерит ($d_{10\bar{1}4} = 2.88\text{--}2.89 \text{ \AA}$) и кальцит ($d_{10\bar{1}4} = 3.02\text{--}3.05 \text{ \AA}$). Фаза с низкими значениями $d_{10\bar{1}4}$, идентифицированная в месторождении Сухой Лог как Mg-сидерит, в месторождении Голец Высочайший не установлена.

В жильной зоне Первенец обнаружено два вида карбонатов. Белый карбонат диагностирован как доломит–анкерит ($d_{10\bar{1}4} = 2.89 \text{ \AA}$), а розовый – как фосфатно-карбонатная фаза (дернит?).

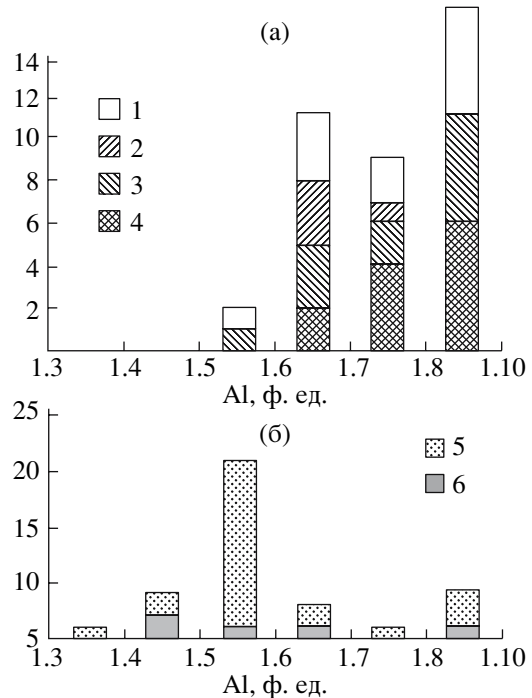
Ниже охарактеризовано распределение карбонатов в пространстве по месторождениям. В месторождении Сухой Лог кальцит не характерен ни для рудной, ни для надрудной области. Он отмечен лишь в дальнем подрудном простран-



Фиг. 9. Гистограммы величин $c \sin \beta$ калиевых диоктаэдрических слюд из пород и руд месторождений Сухой Лог (а–в) и Голец Высочайший (г).

а – по скважинам: 1 – 400, 2 – 485, 3 – 6; б – по разным интервалам скважины 400: 1 – 560–780 м (породы имняхской свиты), 2 – 359–392 м (надрудный интервал), 3 – 33–177 м (надрудный интервал); в – по разным интервалам скважины 6: 1 – рудный интервал, 2 – надрудный интервал; г: 1 – руды, 2 – породы.

стве. Во всех пробах с кальцитом присутствуют хлорит и фенгит. Сидероплезит–брейнерит, напротив, распространен в надрудном и рудном интервалах (диагностирован в пробах из скважин 6 и 400). В пробах из скважины 400 с глубин 33–177 м, т.е. в 60 м и более от рудной зоны, в каждой пробе присутствует только сидероплезит. В пробах из скважины 6 (рудная и надрудная зоны) эта разновидность карбоната, присутствующая в 50% проб, обычно сопровождается в надрудном интервале доломит–анкеритом, а в рудном – сидеритом. Брейнерит и Mg-сидероплезит ассоциируют с собственно парагонитом и со смешанослойной К-На-слюдой. Сидерит в скважине 6 распространен в рудном интервале и вблизи него почти повсемест-



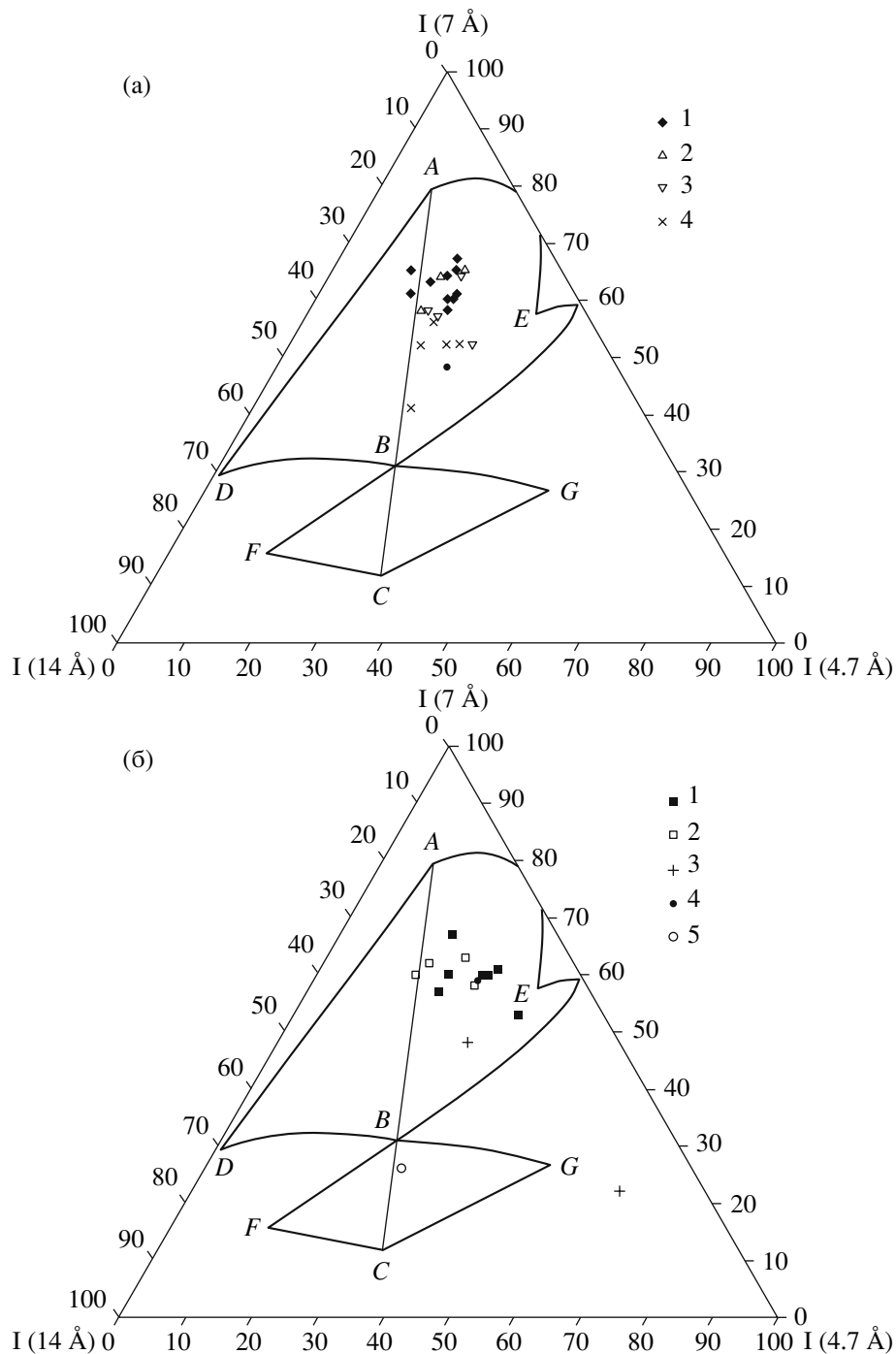
Фиг. 10. Гистограммы глиноземистости хлоритов из пород и руд месторождений Сухой Лог (а) и Голец Высочайший (б).

а: 1 – скважина 485, 343–501 м (рудный), 2 – скважина 400, 33–177 м (надрудный), 3 – скважина 400, 560–599 м (подрудный), 4 – скважина 400, 765–798 м (породы имняхской свиты); б: 5 – руды; 6 – породы.

но. В месторождении Голец Высочайший основных карбонатных фаз две: сидерит и анкерит. Сидерит преобладает в рудной зоне, а анкерит – в безрудном интервале. Кальцит вообще очень редок в этом месторождении.

Турмалины обычны для метасоматически преобразованных пород как для месторождения Сухой Лог, так и других месторождений, для которых изучались прозрачные шлифы (Голец Высочайший и жильная зона Первенец). Обычно в одном шлифе встречаются зерна двух размерностей, из которых более мелкие (около 0.1 мм) прозрачны по всему кристаллу, имеют хорошую огранку и игольчатый габитус, в то время как среди более крупных (до 0.5 мм, иногда более) хорошая кристаллографическая огранка редка (зерна “оглаженные”). Нередко зерна зональные, секториально или концентрически (фиг. 5г). Турмалиновые выделения отчасти связаны с кварцевыми линзами, отчасти – с линзовидно-последовательными скоплениями углеродистого вещества. Ранее (Ленский ..., 1971) отмечалось присутствие последовательных скоплений турмалина в метасадочных породах.

В шлифе ВС-392/4 (метасоматит в рудном интервале) определен состав для трех турмалиновых зерен, одно из которых находится непосред-



Фиг. 11. Диаграммы соотношения интенсивностей базальных отражений хлоритов из месторождений Сухой Лог (а), Голец Высочайший и Вернинское (б).

Поля хлоритов (ABDE и т.д.) представлены по (Oinuma *et al.*, 1972). а: 1 – из рудной зоны (скважина 485, 443–501 м), 2–4 – по разным интервалам скважины 400: 2 – 33–177 м (надрудный интервал), 3 – 560–599 м (подрудный интервал), 4 – 765–798 м (породы имняхской свиты). б: 1 – богатые руды, 2 – бедные и забалансовые руды, 3 – вмещающие породы, 4 – метасоматиты месторождения Вернинское, 5 – околожильные породы зоны Первенец.

ственно в породе, а два – в метакристаллах пирита (табл. 10). Все зерна имеют магнезиально-железистый состав и два из них (одно в породе, одно в пирите) содержат в виде незначительной примеси

хром, цинк и ванадий. Зерно в породе имеет довольно отчетливую зональность: центральная часть обогащена кремнием, алюминием, железом и титаном по сравнению с каймой.

Таблица 7. Состав хлорита месторождения Сухой Лог

Оксиды, мас. %	Проба СЛ-6/72					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	26.68	26.27	25.33	25.46	25.03	25.78
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	23.20	23.22	22.90	23.35	23.37	24.36
FeO	22.19	23.40	24.98	25.47	25.75	25.32
NiO	0.51	0.48	0.59	0.52	0.50	0.54
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03
MgO	15.37	15.04	13.55	12.95	12.97	13.58
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Сумма	88.02	88.47	87.42	87.82	87.68	89.63
<i>Кристаллохимические формулы</i>						
Si	2.740	2.704	2.671	2.674	2.641	2.643
Al (IV)	1.260	1.296	1.329	1.326	1.359	1.357
Al (VI)	1.548	1.521	1.517	1.565	1.548	1.588
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001
Fe	1.906	2.014	2.203	2.237	2.272	2.171
Ni	0.042	0.040	0.050	0.044	0.042	0.045
Mn	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003
Mg	2.352	2.307	2.129	2.027	2.039	2.075
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
<i>Кристаллохимические характеристики</i>						
ΣAl	2.808	2.817	2.846	2.891	2.907	2.945
Fe/(Fe + Mg)	0.448	0.466	0.508	0.525	0.527	0.511
<i>Температура кристаллизации, °С</i>						
T(1)	344	355	366	365	376	375
T(2)	347	359	371	371	381	380
T(3)	318	327	337	338	345	344

Примечание. Температура определена по минеральным термометрам: T(1) – Cathelineau, 1988, T(2) – Jowett, 1991, T(3) – Kradniotis, MacLean, 1987.

Альбит. В препарате из тонких линз УВ в кварце из рудной зоны месторождения Сухой Лог (скважина 6, 198 м) под электронным микроскопом обнаружены микропрожилки таблитчатого альбита с зернами калиевого полевого шпата (фиг. 12). В табл. 10 приведены анализы альбита из метасоматически измененных пород: из рудной зоны месторождения Голец Высочайший (проба ВС-392/4) и из удаленных от руды примерно на 100 м пород месторождения Сухой Лог (проба 6/72).

В результате исследования минеральных парагенезисов и кристаллохимических особенностей минералов переменного состава и структуры на месторождении выявлены элементы зональности, которую в целом можно охарактеризовать как неконтрастную. Большой частью эти элементы относятся к полиасцендентной зональности и

наиболее четко проявлены в крупномасштабном месторождении Сухой Лог. Их формирование связано с последовательным наложением по крайней мере двух этапов метасоматизма на регионально метаморфизованные породы.

Основные минералы метаморфических пород испытывают следующие превращения в направлении к рудовмещающим метасоматитам: хлорит → серицит; пирротин → пирит; олигоклаз → альбит → серицит; сфен → рутил. Кроме того, для рудных зон характерно присутствие кварца вблизи скоплений пирита. Первый этап метасоматизма захватил более значительные объемы пород; его типоморфными минералами являются Mg-сидерит и Na-слюды, заместившие в месторождении Сухой Лог большую часть метаморфического хлорита и часть калие-

Таблица 8. Состав хлорита месторождения Голец Высочайший

Оксиды, мас. %	Проба ВС-393/7				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	25.59	25.49	26.91	26.27	26.4
TiO ₂	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	22.37	21.76	22.81	22.73	22.5
FeO	21.96	23.13	21.75	23.12	23.1
NiO	0	0	0	0	0
MnO	0.31	0.29	0.28	0.30	0.29
MgO	17.49	16.24	17.4	16.62	16.46
CaO	0	0	0	0	0
Сумма	87.79	86.96	89.22	89.11	88.82
<i>Кристаллохимические формулы</i>					
Si	2.64	2.68	2.72	2.68	2.70
Al (IV)	1.36	1.32	1.28	1.32	1.30
Al (VI)	1.37	1.37	1.43	1.41	1.42
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe	1.90	2.03	1.84	1.97	1.98
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Mg	2.69	2.54	2.62	2.53	2.51
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Кристаллохимические характеристики</i>					
ΣAl	2.724	2.694	2.716	2.734	2.715
Fe/Fe + Mg	0.413	0.444	0.412	0.438	0.441
<i>Температура кристаллизации, °С</i>					
T (1)	375	364	351	363	356
T (2)	377	367	353	366	359
T (3)	336	331	320	330	326

Примечания. Температура определена по минеральным термометрам: T(1) – Cathelineau, 1988, T(2) – Jowett, 1991, T(3) – Kranidiotis and MacLean, 1987.

вых слюд метаморфических ассоциаций, имеющих состав от фенгита до лейкофиллита в разных осадочных пачках. Второй этап метасоматизма проявлен более локально, вблизи рудных тел и в их объеме. Типоморфный минерал для этих метасоматитов – мусковит, который отлагается в виде новообразований или псевдоморфно по слюдам предыдущих ассоциаций. Таким образом, во времени выделяются метасоматиты Na-ветви и K-ветви. В результате в породах фиксируются изменения свойств слюдястых агрегатов. Такую зональность можно использовать в поисково-оценочных целях. Так, фенгиты и лейкофиллиты характерны для метаморфических и слабо проработанных гидротермальными растворами пород, мусковит – для рудных зон, а присутствие парагонита и смешанослойного мусковит-парагонит отражает проявление дорудного этапа метасоматизма.

Состав хлоритов в рудных зонах отличается большей железистостью и меньшей глиноземистостью, чем в породах, удаленных от руды.

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО И ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

В разрезе патомской серии Ленского золотоносного района породы с повышенным содержанием рассеянного углеродистого вещества (РУВ) широко развиты в свитах: анангрской, вачской, аунакитской, хомолхинской, угаханской и джемкуканской (перечислены сверху вниз). Аунакитская свита является рудовмещающей для месторождений Невское и Вернинское (включая жильную зону Первенец), хомолхинская – для месторождений Су-

Таблица 9. Составы карбонатов месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший

№ точек измерений	Состав, мол. %					Минерал
	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	ZnCO ₃	
<i>Месторождение Сухой Лог</i>						
Проба СЛ-6/72						
1	0.8	25.6	70.0	3.6	0.04	Сидероплезит
2	0.6	33.5	63.6	2.3	0.02	Пистомезит
3	0.8	25.7	68.1	5.3	0.04	Сидероплезит
4	0.7	25.2	69.5	4.6	0.04	»
5	0.5	27.1	69.9	2.4	0.02	»
6	0.6	29.8	68.2	1.5	0.04	»
7	0.9	37.8	60.4	0.2	0.72	Пистомезит
8	0.4	22.2	75.7	0.8	0.86	Сидероплезит
1	49.7	32.4	16.8	1.5		Анкерит
1	50.2	28.8	16.8	3.9		»
1	50.1	32.5	16	0.7		»
2	50.3	34.6	16.4	0.9		»
2	49.9	31.4	16.1	3.6		»
2	49.2	32.7	16.5	1.0		»
3	50.5	33.1	16.3	0.7		»
3	49.9	32.7	16.8	1.0		»
3	49.7	32.9	16.1	0.8		»
4	50.7	28.1	17.5	3.8		»
4	50.2	28.3	16.6	3.7		»
4	50.2	29.7	15.7	4.5		»
Проба СЛ-6/202						
1	1.6	29.5	68.3	0.6	0.06	Сидероплезит
6	0.5	39.1	59.9	0.4	0.07	Пистомезит
11	1.2	31.8	66.5	0.5	0.07	Сидероплезит
16	0.2	45.2	54.1	0.5	0.06	Пистомезит
21	0.5	40.7	58.2	0.5	0.08	»
2	0.4	44.5	53.0	2.1	0.01	»
7	0.2	43.3	55.7	0.8	0.01	»
12	0.5	26.2	72.9	0.3	0.09	Сидероплезит
17	0.8	42.5	56.2	0.6	0.02	Пистомезит
22	0.2	44.6	54.5	0.7	0.01	»
3	0.8	53.3	45.8	0.1	0.01	»
8	0.8	53.1	46.0	0.1	0.02	»
13	0.4	40.8	57.6	1.2	0.03	»
18	1.4	41.9	56.1	0.5	0.08	»
23	1.4	43.1	54.8	0.6	0.06	»
4	0.4	54.3	43.8	1.6	0.06	Брейнерит
9	0.2	41.1	58.2	0.5	0.01	Пистомезит
14	0.3	52.0	46.9	0.8	0.02	Брейнерит
19	0.1	41.5	57.8	0.5	0.00	Пистомезит
24	0.2	46.7	52.5	0.6	0.01	»

Таблица 9. Окончание

№ точек измерений	Состав, мол. %					Минерал
	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	ZnCO ₃	
5	0.4	51.5	47.2	0.8	0.06	Брейнерит
10	0.4	44.2	54.9	0.5	0.01	Пистомезит
15	0.5	51.9	46.9	0.7	0.02	Брейнерит
20	0.2	57.6	42.1	0.1	0.00	»
25	0.4	54.4	43.6	1.5	0.02	»
26	50.4	32.8	14.9	1.9	0.00	Анкерит
27	50.0	32.0	16.2	1.8	0.00	»
28	49.5	36.2	14.0	0.3	0.00	»
29	49.4	35.8	14.5	0.3	0.00	»
30	50.4	32.6	14.2	2.5	0.00	»
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>						
Проба ВС-392/4						
1	50.5	38.2	9.6	1.8	0.00	Анкерит
2	50.8	37.5	9.6	2.1	0.00	»
3	49.3	40.0	8.8	1.8	0.00	»
4	50.3	37.0	10.4	2.4	0.00	»
5	50.9	37.4	9.6	2.2	0.00	»
6	7.3	0.5	90.3	1.9	0.00	Сидерит
Проба ВС-393/7						
1 (зерно 1)	1.5	0.2	94.1	4.2	0.00	Сидерит
2 (зерно 2)	1.4	0.2	95.1	3.2	0.00	»
3 (зерно 3)	1.9	0.2	94.9	3.0	0.00	»
4 (зерно 1)	52.8	30.5	13.5	3.2	0.00	Анкерит
5 (зерно 2)	52.8	30.1	14.0	3.1	0.00	»
6 (зерно 3)	53.7	28.7	13.9	3.7	0.00	»

хой Лог и Голец Высочайший. Хотя все месторождения и рудопроявления локализованы в углеродистых породах, однако не наблюдается прямой связи масштаба оруденения с обогащенностью рудолокализирующих пород углеродистым веществом.

На месторождении Вернинское в рудовмещающих породах нижней подсвиты аунакитской свиты (ритмично чередующиеся известняки, сланцы, песчаники) содержание $C_{орг}$ преимущественно 0.7–1%, но среди метасоматитов развиты и безуглеродистые разности.

Месторождение Сухой Лог локализовано в породах верхней подсвиты хомолхинской свиты, в которой выделено пять пачек, мало различающихся по химическому составу, но с варьирующим содержанием $C_{орг}$ (Буряк и др., 1986). В верхней (5-й) пачке содержание $C_{орг}$ в филлитовидных сланцах достигает 4%, в 4-й пачке прослой углеродистых сланцев содержат 1–2% $C_{орг}$; 3-я пачка представлена переслаиванием алевритистых и филлитовидных сланцев с алевролитами и тонко-

зернистыми песчаниками с содержанием $C_{орг}$ до 2.5–3.0%; 2-я пачка выделяется более темной окраской, благодаря повышенному содержанию $C_{орг}$ (до 4–5%) в слагающих ее породах (филлитах, алевритистых сланцах, алевролитах) и служит маркирующим горизонтом; 1-я (нижняя) пачка представлена ритмичным переслаиванием темно-серых углеродсодержащих песчаников, алевролитов и сланцев ($C_{орг}$ 1.0–1.5%), среди которых в верхней части разреза появляются прослой с более высоким содержанием $C_{орг}$ (2.5–3.0%). Основное оруденение сосредоточено во 2-й и 3-й пачках, в меньшей мере – в 4-й.

Известно также, что в углеродсодержащих мусковит-кварцевых сланцах джемкуканской свиты, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации, которые содержат $C_{орг}$ (4.26%), оруденение незначительное. Отсутствуют месторождения в породах вачской свиты, которая характеризуется самым высоким содержанием $C_{орг}$ (до 12%) и повышенным кларком Au.

Таблица 10. Состав турмалина и альбита

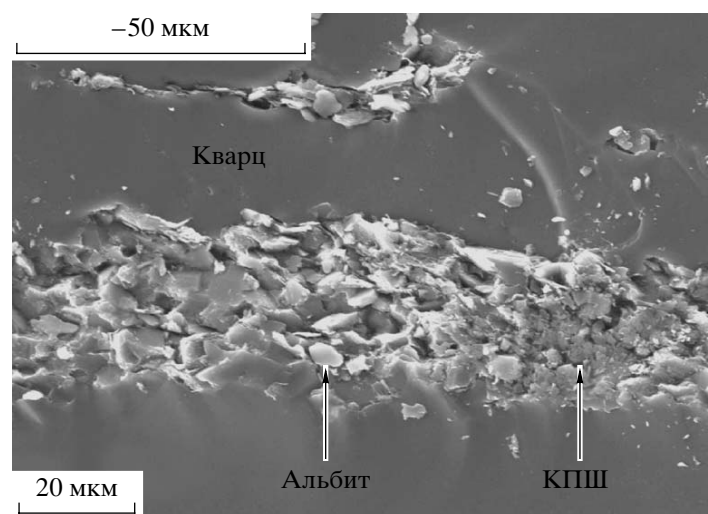
Оксиды, мас. %	Голец Высочайший, проба ВС-392/4						Сухой Лог, проба СЛ-6/72				
	Турмалин						Альбит				
	1-центр	1-край	2	3-центр	3-середина	3-край	1	2	3	1	2
SiO ₂	38.49	38.51	39.83	40.03	40.05	38.81	68.52	68.78	68.86	68.75	68.47
TiO ₂	0.45	0.52	0.45	0.95	0.87	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.33	33.29	32.27	32.33	32.22	31.42	19.64	19.38	19.79	19.41	19.35
FeO	8.13	7.65	4.03	6.84	6.39	4.49	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.30	6.40	9.93	7.99	8.27	9.57	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
CaO	0.59	0.42	0.78	0.24	0.28	0.43	0.01	0.04	0.01	0.04	0.03
Na ₂ O	2.17	2.26	2.43	2.87	2.64	2.70	12.11	11.89	11.94	11.80	11.83
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.00	0.00	0.00	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.00	0.07	0.12	0.09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
V ₂ O ₅	0.02	0.11	0.00	0.04	0.05	0.02	»	»	»	»	»
ZnO	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05	0.02	»	»	»	»	»
Сумма	89.54	89.25	89.72	91.39	90.95	88.06	100.32	100.14	100.65	100.04	99.70

В книге (Золоторудные..., 1986) авторы, подчеркивая наличие стратиграфического контроля в локализации прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения месторождения Сухой Лог, отмечают избирательную приуроченность минерализации к пачке “умеренноуглистых” ($C_{орг} = 0.5-5\%$) филлитов, в то время как в “высокоуглистых” породах ($C_{орг}$ более 6%) оруденение не развито.

Руды месторождения Голец Высочайший содержат от десятых долей примерно до 1% $C_{орг}$.

Для месторождения Сухой Лог по технологическим пробам было установлено, что в руде $C_{орг}$ присутствует в количестве 0.9–2.4%. Согласно (Дистлер и др., 1996), среднее содержание $C_{орг}$ в золоторудной зоне месторождения 0.7 мас. % при локальных колебаниях от 0.2 до 5.0 мас. %; в рядовых пробах между содержаниями $C_{орг}$ и благородных металлов корреляция отсутствует.

Полученные нами аналитические данные по частным пробам из скважины 6 выявили заметную разницу в содержании $C_{орг}$ в рудной зоне (0.6–



Фиг. 12. Микропрожилки альбита с калиевым полевым шпатом в жильном кварце. Месторождение Сухой Лог. Проба СЛ-6/198. Изображение в отраженно-рассеянных электронах.

Таблица 11. Групповой состав рассеянного углеродистого вещества в средневзвешенных пробах. Месторождение Вернинское

№ пробы	Au, усл. ед.	C _{орг} , %	Содержание компонентов РОВ, % отн.			
			ХБ	СББ	К	ХБ + СББ
В2-3 (10)	234	0.98	0.42	0.94	98.64	1.36
В2-32 (8)	3.2	0.94	0.48	0.73	98.79	1.21
В2-4 (10)	1.2	0.76	0.57	0.66	98.77	1.23
В2-5 (8)	0.2	0.71	0.70	0.20	99.10	0.90

Примечание. Данные В.А. Виленкина (ЦНИГРИ). В скобках указано количество индивидуальных проб, учтенных в средневзвешенной пробе. ХБ – хлороформенный битумоид, СББ – спирто-бензольный битумоид, К – кероген.

0.9%) и в рудном теле (2.2–4.6%) месторождения Сухой Лог.

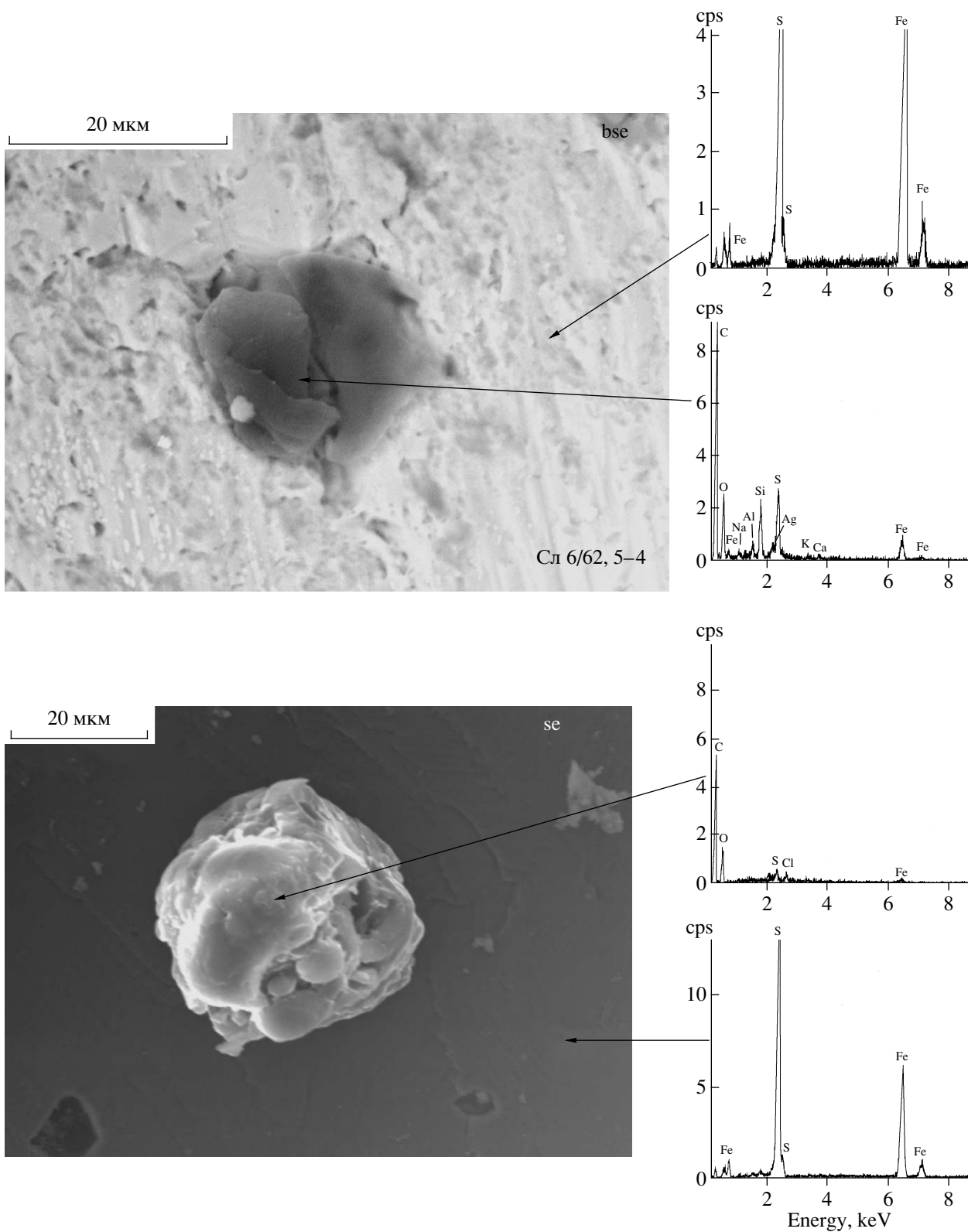
УВ распределено неравномерно. В минерализованных зонах выделяются полосы осветления, обедненные УВ. В образцах пород и руд как макроскопически, так и при микроскопических наблюдениях видно, что УВ образует прослои и линзы в силикатной матрице (фиг. 4) и скопления в кварце рудной зоны. Наряду с этим в породах встречаются явные новообразования УВ сферической формы в перекристаллизованном осветленном слюдисто-карбонатном агрегате. Сферические агрегаты имеют размер до 50 мкм. Отмечено некоторое осветление тонкозернистой углеродистой породы вокруг некоторых кристаллоблоков пирита и присутствие на гранях пирита сажистого черного налета или черной пленки между пиритом и кварцевой оторочкой. Вещество, переотложенное на гранях кубического пирита, образует тонкие пленки или формирует сложные постройки, которые под электронным микроскопом состоят из сферических образований или лент (фиг. 13).

Изучение группового состава рассеянного УВ показало, что оно представлено тонкорассеянным дисперсным нерастворимым углеродистым веществом, т.е. керогеном, и незначительным количеством битумоидов – хлороформенных и спиртобензольных (Виленкин, 1986; Развозжаева и др., 2002 и др.). В табл. 11 приведен групповой состав рассеянного УВ для проб из месторождения Вернинское, по данным В.А. Виленкина. Из приведенных данных следует, что по направлению к рудной зоне увеличивается суммарное содержание битумоидов (примерно в 1.5 раза), при этом относительное содержание в УВ хлороформенного битумоида несколько снижается, а содержание кислого спирто-бензольного битумоида – возрастает в 3.5–4.5 раза.

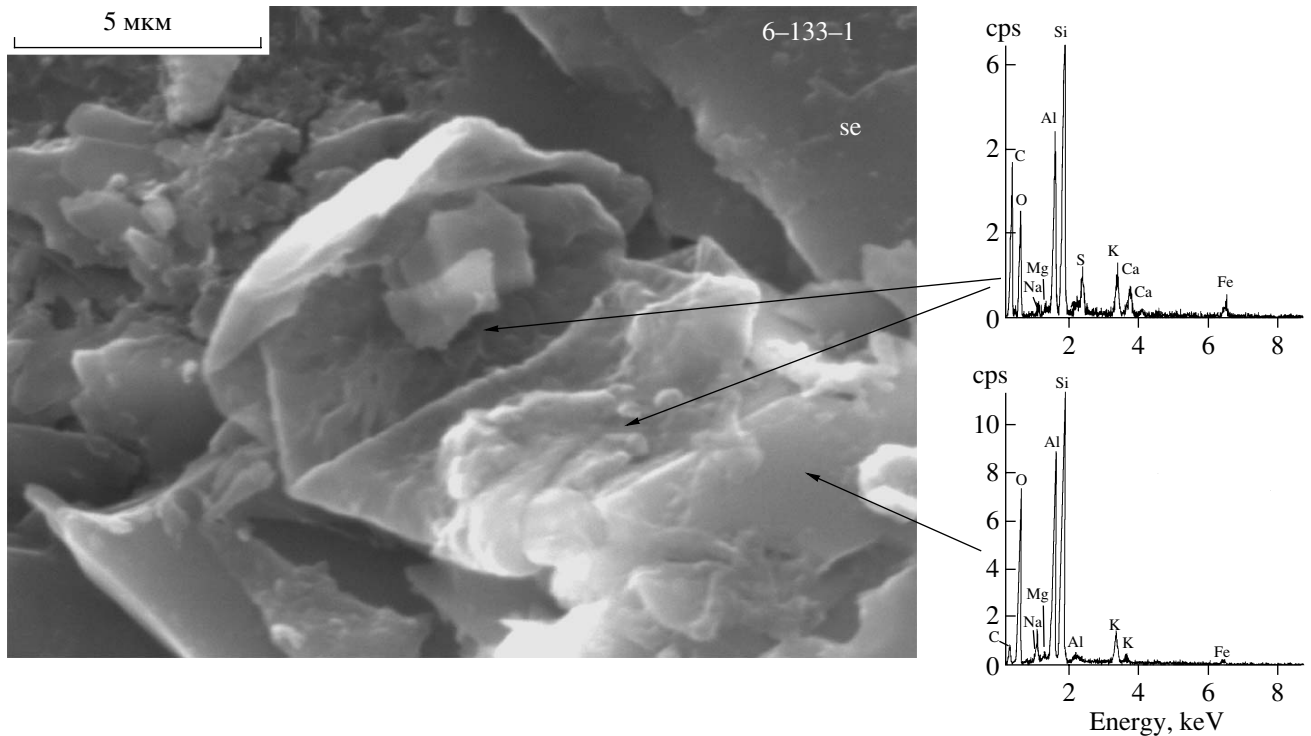
Подробное изучение битумоидов и керогена проводилось в связи с поисками возможных концентраторов благородных металлов (Дистлер и др., 1996; Развозжаева и др., 2002). Элементный состав битумоидов определен Э.А. Развозжаевой для двух проб из месторождения Сухой Лог: одна

из проб (№ 1 по скважине 180) отобрана в зоне интенсивной сульфидизации в центральной части рудной зоны, а другая (№ 5 по скважине 671) – с восточного фланга; проанализированный кероген выделен как беззольный концентрат нерасстворимого углеродистого вещества из проб, отобранных в рудной зоне. Как следует из приведенных в табл. 12 данных, среди гетероатомов в битумоидах преобладает кислород. В последней колонке показано рассчитанное нами отношение $H/C_{ат}$, которое является важной характеристикой УВ и его компонентов. Величина $H/C_{ат}$ равна 1.89–1.81 для ХБ и 1.67–1.54 для СББ. Для керогена из рудной зоны величина $H/C_{ат} = 0.21$ соответствует антрацитам “в угольном ряду” (высшим антраксолитам “в нефтяном ряду”); причем она так же, как и сумма гетероатомов (3%), намного ниже, чем у оксикеритов (Королев, 1998; Kwiecinska, Petersen, 2004). По содержанию углерода и водорода это вещество можно охарактеризовать как метаантрацит, в соответствии с параметрами, приведенными для УВ заключительной стадии низкотемпературного метаморфизма: содержание углерода 93.5–96.5%, водорода 2.5–0.8% (Low temperature ..., 1987).

На основе рентгенометрического изучения углеродистого вещества определяется степень его графитизации, которая характеризуется двумя величинами. Одна из них – величина межплоскостного расстояния (d_{002}), непременно определяется при расчете дифрактограммы. В качестве другой характеристики в настоящее время используется величина областей когерентного рассеяния графитовой фазы (L_c), которая вычисляется по формулам, включающим полуширину отражения (002) углеродистого материала на рентгеновской дифрактограмме. Для этой системы координат разработана классификация степеней графитизации УВ, изучено положение УВ разных зон метаморфизма и некоторых золоторудных месторождений “черносланцевых толщ” (Tagiri, 1981; Русина и др., 1996; Русина и др., 2005). На такой диаграмме точки углеродистого материала из пород вачской свиты, метаморфизованных в сери-



Фиг. 13. Формы выделения углеродистого вещества на плоскостях метакристаллов пирита. Слева – вид в обратно-рассеянных электронах и точки получения ЭДС-спектров, справа – ЭДС-спектры.



Фиг. 13. Окончание.

цит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (Александров и др., 1976), имеющие $d_{002} = 3.38 \text{ \AA}$, попадают в область хлоритовой зоны метаморфизма и соответствуют слабо упорядоченным графитам (стадия графитизации Γ_1). УВ из рудной зоны, по данным рентгенометрического анализа (Дистлер и др., 1996; Развозжаева и др., 2002), охарактеризовано как неструктурированное графитоподобное вещество или неупорядоченная форма графита. Это подтверждает его организацию на уровне предграфитовой стадии, соответствующей антрацитам или высшим антраксолитам (A_{5-6}) и указывает, что в рудной области УВ менее графитизировано, чем в регионально метаморфизованных породах. Аналогич-

ные факты были ранее отмечены для других золоторудных месторождений, локализованных в углеродистых толщах (Русинова и др., 1996).

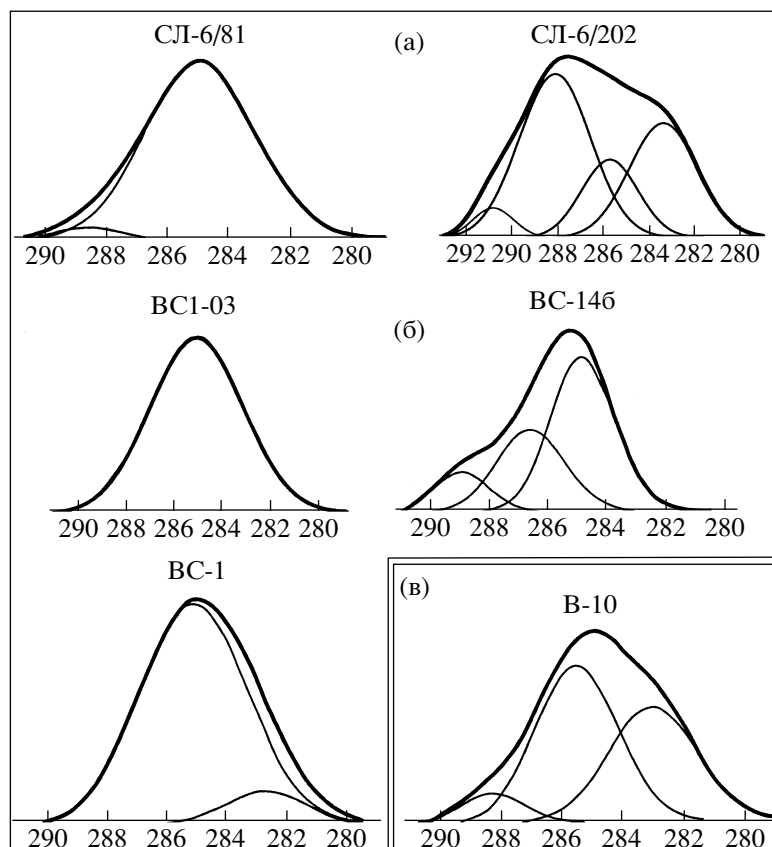
Дополнительные данные по составу получены благодаря использованию анализа РФЭС. Азот присутствует в УВ за пределами рудных зон и отсутствует в рудах, причем не только в богатых, но и в рядовых. Границы зон, выделенных по наличию или отсутствию азота, не совпадают с границами зон, выделяемых по количеству и характеру углеродных связей (C 1s). Аминогруппы сравнительно с нитрогруппами занимают внешнюю часть ореола.

По результатам разложения пика C 1s (фиг. 14) в месторождении Сухой Лог в интервале “безруд-

Таблица 12. Состав битумоидов и нерастворимого углеродистого вещества из руд месторождения Сухой Лог, мас. %

№ пробы	Компоненты	C	H	N	S	Гетеро-атомы N + S+O	H/C _{ат}
1*	ХБ	74.82	10.08	0.10	0.02	15.10	1.89
	СББ	63.79	7.60	0.15		22.67	1.67
5*	ХБ	77.15	9.99	0.08	0.11	12.86	1.81
	СББ	64.91	7.15	0.22		27.94	1.54
K**	БК НУВ	95.22	1.44	–	–	3.36	0.21

Примечание. * – Развозжаева и др., 2002 (№ 1 – скважина 180; № 5 – скважина 671); ** – Дистлер и др., 1996 (кероген из рудной зоны). ХБ – хлороформенный битумоид, СББ – спирто-бензольный битумоид, БК НУВ – беззольный концентрат нерастворимого углеродистого вещества.



Фиг. 14. C 1s-спектры УВ из пород и руд месторождений Сухой Лог (а), Голец Высочайший (б), Вернинское (зона Первенец) (в).

ная порода–руда” отчетливо устанавливается зональность, выраженная в увеличении количества фаз, различающихся составом или структурой. Можно считать, что во внешней зоне метасоматитов УВ представлено одной фазой, характеризующейся энергией связи C 1s около 285 эВ, в промежуточной зоне в углеродистом веществе кроме того появляется пик с более высокой энергией связи (286.5 эВ), в то время как во внутренней зоне, характеризующейся наличием кварц-карбонат-сульфидных четковидных прожилков, наряду с пиком, характеризующим УВ внешней зоны, присутствует пик с более низкой энергией (282.5 эВ).

В месторождении Голец Высочайший пики C 1s однообразны и в основном можно говорить о том, что УВ здесь однофазно и одинаково как в рудной зоне, так и в безрудных интервалах. По обсуждаемому признаку это УВ аналогично углеродистому веществу безрудной зоны месторождения Сухой Лог. Фаза, характеризующаяся пиком C 1s с энергией 283.5 эВ, присутствует лишь в фоновой породе и в безрудной пробе из надрудного интервала.

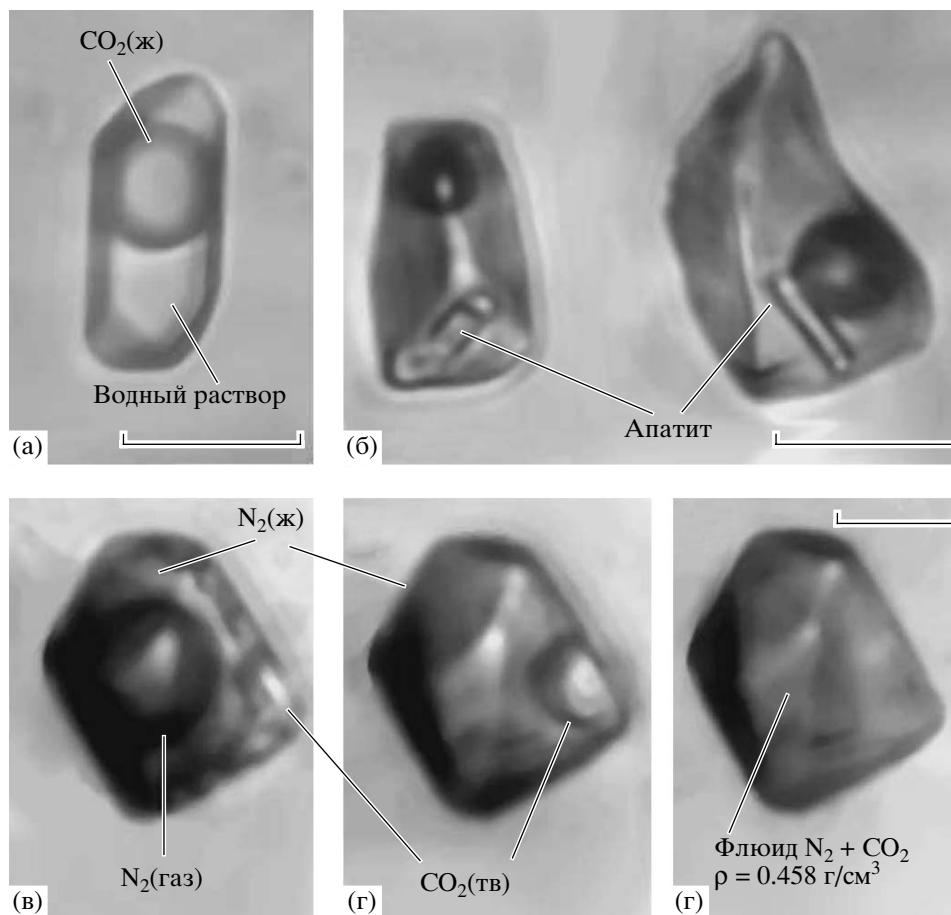
Энергия около 285 эВ соответствует связи C–C, смещение пиков в сторону более высоких энер-

гий связано с присутствием кислородных связей (C–O или C=O), а в сторону низких – с появлением примеси карбидов C–Me (возможно, преимущественно муассанита SiC).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

Тесная пространственно-временная связь золото-сульфидной минерализации и жильного кварца отмечалась всеми исследователями месторождения Сухой Лог. Различают две основные формы проявления кварца – кварц-пиритовые прожилки разнообразной морфологии и малосульфидные кварцевые жилы, которые рассматриваются как продукты единого этапа минералообразования. Это предположение подтверждается одинаковым изотопным составом кислорода кварца жил и прожилков ($\delta^{18}\text{O} = +15.7 \pm 0.1\%$).

Кварцевые жилы выполняют трещины скола и отрыва и сложены крупнокристаллическим слабо деформированным кварцем, содержащим большое число относительно крупных (10–20 мкм) га-



Фиг. 15. Типы флюидных включений в кварце месторождения Сухой Лог.

а – включение водно-солевого раствора и жидкой углекислоты с примесью метана и азота; б – включения водно-солевого раствора с дочерней фазой апатита; в, г, д – включение углекислотно-азотного флюида при температуре: –190°С (в), –147°С (г), –64°С (д). Длина масштабной линейки 10 мкм.

зо-жидких включений (фиг. 15). В кварц-пиритовых прожилках, сформированных метасоматическим путем (образец ШТ-2/42), отмечены только редкие цепочки вторичных относительно низкотемпературных включений.

Возраст кварцевых жил (точнее, возраст Rb-содержащих структурных, минеральных и флюидных включений в кварце) определен изохронным Rb-Sr-методом и составляет 321 ± 14 млн. лет (Чугаев, 2007). Полученное значение совпадает с возрастом гранитов Конкудеро-Мамаканского комплекса (Неймарк, 1993). Таким образом, флюидные включения в жильном кварце характеризуют условия герцинского этапа метасоматизма в рудном поле. Результаты их крио-термометрического исследования и валового химического анализа представлены в табл. 13 и 14.

Абсолютное большинство флюидных включений содержат водно-солевой раствор и газообразную фазу. Существенно газовые включения отмечаются редко, однако их присутствие указывает на близость флюида к состоянию насыщения

и позволяет не учитывать влияние давления на температуру гомогенизации (Реддер, 1987).

Солевой раствор во включениях имеет преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный состав. Судя по закономерному повышению температуры эвтектики от -25 до -7°C , относительная доля хлор-иона снижается по мере падения температуры растворов. Во всех изученных образцах установлено также присутствие фтор-иона. Некоторые (преимущественно низкотемпературные) генерации включений содержат твердую дочернюю фазу, которая по форме кристаллов и оптическим свойствам определена как апатит (фиг. 15). Известно, что фторапатит является широко распространенным минералом, входящим в состав золотоносных кварцевых жил и околожильных метасоматитов района (Шер, Кондратенко, 1962; Буряк, 1982; Буряк, Хмелевская, 1997). Повышенное количество апатита и флюорита отмечено в роговиках на контакте с гранитами Конкудеро-Мамаканского комплекса.

Таблица 13. Параметры флюидных включений в кварце, по данным криотермометрии

№ пробы	V, %	$T_{эвт}$	$T_{пл. льда}$	$T_{пл. гг}$	$T_{гСО_2}$	$T_{гом}$	NaCl	CO ₂	P, кбар
		°C						мас. %	
<i>Месторождение Сухой Лог</i>									
СКВ-416/300	35	Н	Н	8	11–14	330–355	4	15	0.8–0.9
	15–18	–25	–9	6–7	12–13	230–280	6–7	6–7	0.8–1.0
	13	–7	–4.5	Н	Н	200–230	7	–	–
СКВ-6/198	22–25	–25	–6.5	5–9	–7...–8	290–325	2–9	10–12	0.8–1.0
	15–20	–16	–7	8	10–13	250–275	4	6–8	0.8–1.0
	12	–14	–4	Н	Н	200–250	6	–	–
ШТ-2/р. 42	10	–12	–5	»	»	230–270	8	–	1.0*
<i>Жильная зона Первенец</i>									
В-11	27	Н	–9	8–9	8	290–320	2–4	12	0.7–0.9
	14	–22	–8	6–7	19	245–255	6–7	5	0.6–0.7
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>									
ВС-9	26	–29	–10	Н	Н	360–370	14	–	–
	15	–12	–7	»	»	245–255	11	–	–
ВС-1	15–20	–30	–8	–3.5	»	230–310	12–18	–	–

Примечание. V – относительный объем газообразной фазы, %. Температуры фазовых переходов: $T_{эвт}$ – эвтектики, $T_{пл. льда}$ – плавления льда, $T_{пл. гг}$ – плавление газогидрата, $T_{гСО_2}$ – гомогенизации углекислоты (в жидкую фазу), $T_{гом}$ – полной гомогенизации включения (в жидкую фазу). Н – фазовый переход отсутствует или неясно выражен. * – давление определено по сопутствующим включениям (N₂ + CO₂). В каждой группе проанализировано более 20 включений.

Среди катионов в растворах включений преобладает натрий (Na>Ca>Mg»K). Концентрация солей, оцененная по температурам плавления льда и газогидрата, в среднем составляет 6 мас.%-экв. NaCl. По данным валового анализа общая минерализация растворов включений не превышает 30 г/л.

В газовой фазе включений установлены углекислота, метан и азот. В относительно высокотемпературных включениях углекислота преобладает, присутствие других газов устанавливается только по смещению тройной точки CO₂ до –60...–61°C. Мольная доля углекислоты, определенная по ее плотности и относительному содержанию в вакуолях, закономерно уменьшается от 0.15 до 0.06 и ниже по мере падения температуры от 350 до 250°C. Полученные данные находятся в хорошем соответствии с экспериментально определенной зависимостью между температурой и растворимостью CO₂ в растворах NaCl при давлении 0.8–1 кбар и позволяют сделать вывод об изобарическом режиме остывания флюида на глубинах порядка 3–4 км.

В низкотемпературных газо-жидких включениях углекислота визуально не фиксируется. Однако на присутствие газового компонента указывает образование гидратов при низких температурах, а также значительно более высокая

температура гомогенизации (200–250°C) по сравнению с эмпирически установленной температурой гомогенизации включений водных растворов с аналогичной степенью наполнения (100–150°C). Кроме того, в ассоциации с такими включениями находятся включения азота с примесью углекислоты (фиг. 15). По плотности азота и объему фазы твердой CO₂ достаточно точно рассчитаны мольные доли этих компонентов (N₂/CO₂ = 0.85/0.15), которые практически совпадают с результатами, полученными методом КР-спектроскопии подобных включений (Развозжаева и др., 2002). Давление, рассчитанное по таким включениям, составляет около 1 кбар при 250°C.

На высокое давление в вакуолях указывает также декрепитация большинства включений до их гомогенизации. Иногда отмечается растяжение вакуолей (или частичная потеря содержимого) при нагревании с заметным увеличением объема газового пузырька и увеличением температуры гомогенизации на 100–150°C.

Таким образом, в низкотемпературной области азот, вероятно, становится преобладающим компонентом газовой фазы флюидов.

В каждом образце находятся включения нескольких генераций, отражающих постепенное изменение состава флюида по мере снижения температуры. Наиболее высокотемпературные

Таблица 14. Параметры флюидных включений в кварце по данным валового анализа

Месторождение	Голец Высочайший		Первенец	Сухой Лог		
	№ пробы	ВС-1	ВС-9	В-11	СЛ416/300	СЛ6/198
$\delta^{18}\text{O}$ (SiO ₂), ‰	15.0	14.8	16.9	15.8	15.7	–
Содержание H ₂ O, мкг/г	1076	2427	2681	1647	1085	600
<i>Параметры включений</i>						
Сумма солей, г/кг H ₂ O	71	27	10	30	23	–
Na/K	97.4	59.6	67.5	19.6	23.4	5.7
(Na + K)/(Ca + Mg)	68.5	13.8	4.9	1.3	2.8	0.5
(SO ₄ + HCO ₃)/(Cl + F)	0	0.14	0.61	3.30	1.27	–
CO ₂ /CH ₄	1	4	300	86	45	–
$\delta^{13}\text{C}$ (CO ₂ + CH ₄)	–18.0	–16.9	–11.7	–11.7	–16.2	–
<i>Содержание главных компонентов, моль/кг H₂O</i>						
CO ₂	0.290	0.166	0.749	1.817	0.329	Не опр.
CH ₄	0.495	0.044	0.002	0.021	0.007	»
Cl [–]	1.225	0.318	0.065	0.071	0.072	»
F [–]	0.047	0.069	0.031	0.022	0.077	»
SO ₄ ^{–2}	<0.01	0.053	0.013	<0.01	<0.01	»
HCO ₃ [–]	<0.01	<0.01	0.046	0.306	0.189	»
Na	1.118	0.375	0.119	0.149	0.187	0.135
K	0.011	0.006	0.002	0.008	0.008	0.024
Ca	0.014	0.019	0.013	0.079	0.038	0.201
Mg	0.002	0.008	0.011	0.044	0.033	0.131
<i>Содержание микроэлементов, мг/кг H₂O</i>						
Br	221.71	52.02	<10	<10	<10	Не опр.
B	191.53	126.86	116.97	23.78	5.78	6.70
Rb	2.65	1.55	0.20	0.39	0.59	0.85
Cs	1.91	0.82	0.17	0.09	0.18	0.15
Cd	5.54	2.21	1.17	<0.1	2.79	Не опр.
Zn	76.00	43.10	10.00	<1	137.52	Не обн.
Pb	21.15	15.56	11.96	<1	6.91	3.25
Cu	16.64	10.02	5.69	<1	10.64	1.40
Co	1.03	0.99	0.87	0.30	0.77	Не обн.
Ni	15.31	10.17	8.22	2.17	20.26	»
Ba	34.98	15.45	5.78	47.51	9.27	15.85
Sr	145.45	73.57	27.97	86.99	24.57	48.65
Mn	6.41	18.90	8.34	38.93	48.86	Не обн.
As	0.95	0.22	6.48	30.59	6.66	Не опр.
Li	6.25	24.01	135.65	61.95	33.77	11.45
Sb	0.20	0.31	0.33	<0.01	1.49	Не обн.
Mo	<0.01	0.04	0.11	0.84	<0.01	0.40
Bi	<0.01	<0.01	<0.01	0.60	<0.01	0.08
W	0.38	0.21	1.25	0.96	<0.01	0.45
Au	<0.001	<0.001	0.003	<0.001	0.008	0.013

Примечания. * – результаты валового анализа кварца при термическом вскрытии включений (Лаверов и др., 2000₁).

включения расположены вне связи с трещинами и могут быть предположительно отнесены к первичным. Это подтверждается закономерной связью между установленными максимумами температур гомогенизации включений и изотопным составом кислорода кварца. По мере снижения температуры кристаллизации от $365 \pm 5^\circ\text{C}$ (Голец Высочайший) до $340 \pm 10^\circ\text{C}$ (Сухой Лог) и $305 \pm 15^\circ\text{C}$ (жильная зона Первенец) наблюдается соответственное повышение $\delta^{18}\text{O}$ кварца от $+14.9 \pm 0.1\text{‰}$ до $+15.7 \pm 0.1\text{‰}$ и $+16.9\text{‰}$. Все проявления золотоносной кварцево-жильной минерализации при этом могут быть генетически связаны с единым водным флюидом, который характеризовался значением $\delta^{18}\text{O} +10 \pm 0.5\text{‰}$. Однако при этом каждый объект характеризуется достаточно индивидуальными характеристиками химического состава флюидов (табл. 14). В кварце на месторождении Голец Высочайший содержатся наиболее восстановленные ($\text{CH}_4 > \text{CO}_2$) натриево-хлоридные растворы повышенной концентрации. В составе растворов доминирует NaCl, отмечены также относительно высокие содержания Br, B, Rb, Cs, Sr и др. Жильная зона Первенец, напротив, отличается наиболее высоким содержанием углекислоты при относительно разбавленном характере растворов. Включения в кварце месторождения Сухой Лог также характеризуются относительно низкой концентрацией солей ($20\text{--}30$ г/кг H_2O) с повышенным содержанием щелочей, Mn, As, Li, Mo, Bi. Характерно преобладание углекислоты в газовой фазе и пониженное отношение Na/K (табл. 14). Концентрации золота во включениях – весьма низкие (не более 8 мг/т), что хорошо согласуется с данными предшествующих исследований (Лаверов и др., 2000). В повторной кислотной вытяжке золото отсутствует.

Необходимо отметить, что выявленная зональность температур минералообразования проявлена только в масштабе рудного района (градиент не более $2^\circ\text{C}/\text{км}$) и не зависит от положения гранитных массивов. В пределах месторождений, судя по постоянству $\delta^{18}\text{O}$, образование кварца фактически проходит в изотермических условиях. Поскольку золотоносный пирит кристаллизуется близко одновременно с кварцем, полученные термометрические данные можно применить и к продуктивной сульфидной минерализации.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА, КИСЛОРОДА И СЕРЫ

Изотопный состав органического углерода в алевропелитах хомолхинской свиты, вмещающих рудные тела месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший, изменяется в узких пределах $\delta^{13}\text{C}$ от -16.6 до -18.0‰ (среднее из 14 определений -17.1‰) при достаточно широких вариациях $\text{C}_{\text{орг}}$ (0.3 до 4.6% в проанализированных пробах). Та-

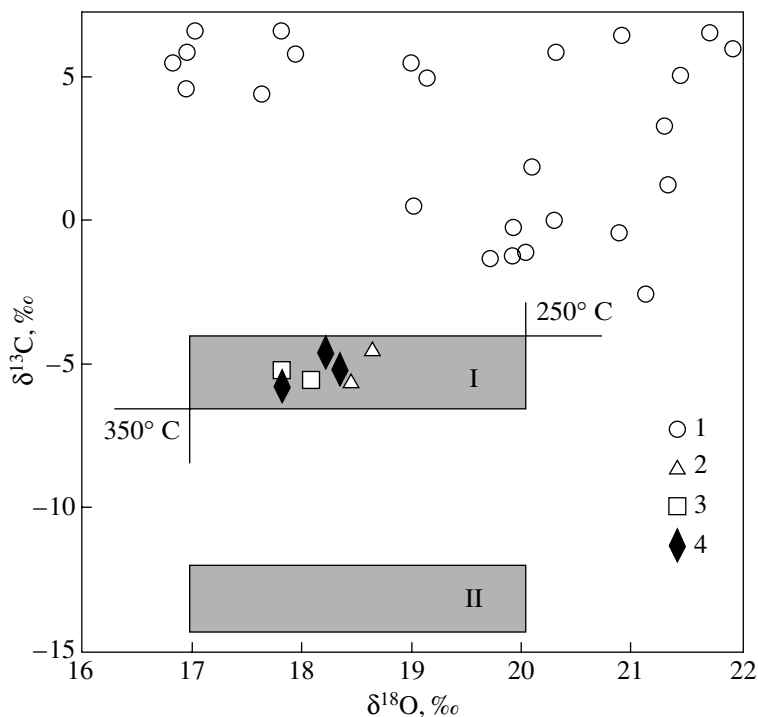
кие же значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ приводятся другими авторами (Развозжаева и др., 2004; Дистлер и др., 1996). Существенно более “легкая” органика содержится в породах аунакитской и вачской свит: $\delta^{13}\text{C}$ от -21.1 до -21.7‰ (Развозжаева и др., 2004). Нами для жильной зоны Первенец получено значение $\delta^{13}\text{C} = -22.5\text{‰}$.

Отсутствие какой-либо зависимости между концентрацией и изотопным составом $\text{C}_{\text{орг}}$, а также отчетливый стратиграфический контроль в распределении значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ свидетельствует в пользу первично-осадочного происхождения органического вещества рудовмещающих толщ. Его локальное переотложение в зонах деформаций, очевидно, не сопровождается значительным изотопным фракционированием.

Карбонатизация как наиболее ранний метасоматический процесс отмечается всеми исследователями. Предполагается, что углерод новообразованного карбоната заимствуется при окислении органического вещества (Дистлер и др., 1996), либо поступает из нижележащих толщ известняков при метаморфизме (Шер, Кондратенко, 1962). Не исключено также, что сегрегации карбонатов возникают в результате растворения и переотложения вещества терригенно-карбонатных пород хомолхинской свиты в процессе гидротермального и дислокационного метаморфизма (Буряк, 1982; Яновский, 1990). В этой связи следует отметить, что в слабометаморфизованных отложениях этого возраста (валухтинская свита) постоянно отмечается присутствие карбонатных пород, от маломощных линз и стяжений черных известняков и доломитов в сланцах до существенно известковистых фаций (Ленский ..., 1971). Фактически, все авторы в качестве источника углерода предполагают осадочные породы патомской серии. Дискуссионен только вопрос о масштабах миграции вещества.

Для выяснения условий формирования карбонатов в рудах месторождения Сухой Лог нами проанализирован изотопный состав кислорода и углерода сидерита, образующего согласные со сланцеватостью скопления метакристаллов, а также анкерита из золотоносных кварц-сульфидных прожилков и кварцевых жил. Также изучены прослои магнезиально-железистых карбонатов (2–5 и более см), распространенные в рудах и околорудных породах месторождения Голец Высочайший.

Результаты исследований показывают, что по изотопным параметрам ($\delta^{13}\text{C} = -5.2 \pm 0.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +18.2 \pm 0.4\text{‰}$) перечисленные образования практически не различимы (фиг. 16). Следует признать, что кристаллизация анкерита в кварцевых прожилках происходит в результате переотложения магнезиально-железистых карбонатов в изотермических условиях при низком отношении раствор/порода (в ат. % кислорода и углерода).



Фиг. 16. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов.

1 – известняки, доломиты баракунской и валюхтинской свит среднего-верхнего рифея (Покровский и др., 2006); 2 – магнезиально-железистые карбонаты в породах месторождения Голец Высочайший; 3 – линзовидные скопления сидерита в породах месторождения Сухой Лог; 4 – выделения анкерита в жильно-прожилковом кварце месторождения Сухой Лог.

Представлены расчетные области состава карбонатов, находящихся при 350–250°C в изотопном равновесии с водой ($\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$) и: I – с графитом ($\delta^{13}\text{C} = -17\text{‰}$), II – с углекислотой флюидных включений в кварце ($\delta^{13}\text{C} = -11.5\text{‰}$) (Фор, 1980; Carothers *et al.*, 1988).

Результаты Rb-Sr-исследований (Чугаев, 2007) свидетельствуют также о закрытом характере минералообразующей системы в отношении стронция (и, вероятно, кальция).

Вариации изотопного состава кислорода карбонатов месторождения Сухой Лог находятся в пределах величин $\delta^{18}\text{O}$, свойственных известнякам и доломитам в регионе (фиг. 16). Однако исследованные карбонаты значительно обогащены легким изотопом углерода по сравнению с обычными морскими осадками. Таких изотопных аномалий на данном стратиграфическом уровне разреза не зарегистрировано (Покровский и др., 2006). Очевидным объяснением служит диагенетическая природа сидеритовых прослоев, формирующихся при значительном участии изотопно-легкого $\text{C}_{\text{орг}}$ терригенных осадков. Весьма вероятны также эпигенетические изменения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного вещества, связанные с метаморфическими и гидротермально-метасоматическими процессами. Расчеты показывают, что наблюдаемое распределение изотопов углерода в системе органическое вещество–карбонаты отвечает равновесному для температур 350–250°C. Интересно также отметить, что расчетный равновесный изо-

топный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C}$ около -27‰) при 350°C близок к изотопному составу углерода битумоидной фракции вмещающих пород. Можно предположить, что по крайней мере часть углеводородов является продуктом взаимодействия растворов с углеродисто-карбонатными породами. С точки зрения существующих представлений об образовании битумоидов за счет отдельных фракций органического вещества (Галимов, 1973) установленная на месторождении разница в 10‰ между изотопным составом углерода керогена и углерода битумоидов является аномально большой.

Результаты анализов включений в кварце свидетельствуют о доминирующей роли вмещающей углеродисто-карбонатной среды при формировании углекислотно-метанового флюида, заключенного в вакуолях. Одним из возможных механизмов мобилизации восстановленного углерода мог служить гидролиз органического вещества (например, $\text{C} + \text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{CH}_4$). Именно продукты такого процесса находятся во включениях в кварце месторождения Голец Высочайший ($\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -17\text{‰} \dots -18\text{‰}$ при $X_{\text{CO}_2} = X_{\text{CH}_4}$). Флюид-

ные включения в жильном кварце месторождения Сухой Лог содержат более тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C}$ до -11.7%). При этом флюид резко неравновесен с изученными карбонатами: из растворов с таким изотопным составом углерода и при установленных отношениях $\text{CO}_2/\text{CH}_4 \gg 10$ должны кристаллизоваться магнезиально-железистые карбонаты с $\delta^{13}\text{C} = -11...-15\%$ (фиг. 16). Поэтому наиболее вероятно, что во включениях содержится смесь продуктов окисления органического вещества и разложения магнезиально-железистых карбонатов, замещаемых кварцем и пиритом. Последнее положение согласуется с повышенным количеством Са, Mg, Mn в растворах включений.

Изотопный состав серы сульфидов месторождения Сухой Лог изучался многими исследователями (Заири и др., 1977; Дистлер и др., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997). Высказаны весьма противоречивые точки зрения относительно серно-изотопной зональности и генезиса сульфидной минерализации. Эти вопросы требуют детального рассмотрения, поскольку практически все золото месторождения сосредоточено в пирите и условия отложения этого минерала наиболее тесно связаны с рудообразованием.

Вслед за большинством исследователей (Буряк, 1982) нами на месторождении Сухой Лог выделены три типа пирита: тонкозернистая вкрапленность и тонколинзовидные выделения (пирит-1), вкрапленность разобщенных кубических метакристаллов (пирит-2) и прожилковые, гнездово-линзовидные обособления, сопровождаемые кварцем (пирит-3). Согласно существующим представлениям, пириты первых двух типов образовались в процессах накопления, диагенеза и регионального метаморфизма углеродсодержащей осадочной толщи. Преимущественное распространение они получили во внешнем ореоле рудной зоны, в основном в пределах четвертой и пятой пачек верхней подсвиты хомолхинской свиты. Содержание золота в них редко достигает 1 г/т, обычно фиксируются первые десятые–сотые г/т. В пределах рудовмещающей зоны смятия при общем усилении сульфидной минерализации преимущественное распространение получил пирит-3. Морфология его выделений весьма разнообразна. Преобладают прямолинейные прожилки, контролируемые трещинами осевого и межслоевого кливажа. В результате замещения карбонатных слоев в осевой части складки сформировались прожилки сложных извилистых форм. Присутствуют также изометричные и удлиненные метасоматические гнезда пирита, окруженные кварцем. Наблюдаются многократные слияния и разветвления прожилков различных типов, что указывает на единство процесса их образования в условиях тектонических движений. Пирит-3 характеризуется устойчивыми высокими содержа-

ниями золота (десятки–первые сотни г/т) и определяет промышленную золотоносность месторождения.

Авторы провели детальное изучение распределения изотопного состава серы пирита в объеме рудного тела и в околорудном пространстве. Также проанализированы сульфиды месторождения Голец Высочайший (фиг. 17). Результаты показали следующее.

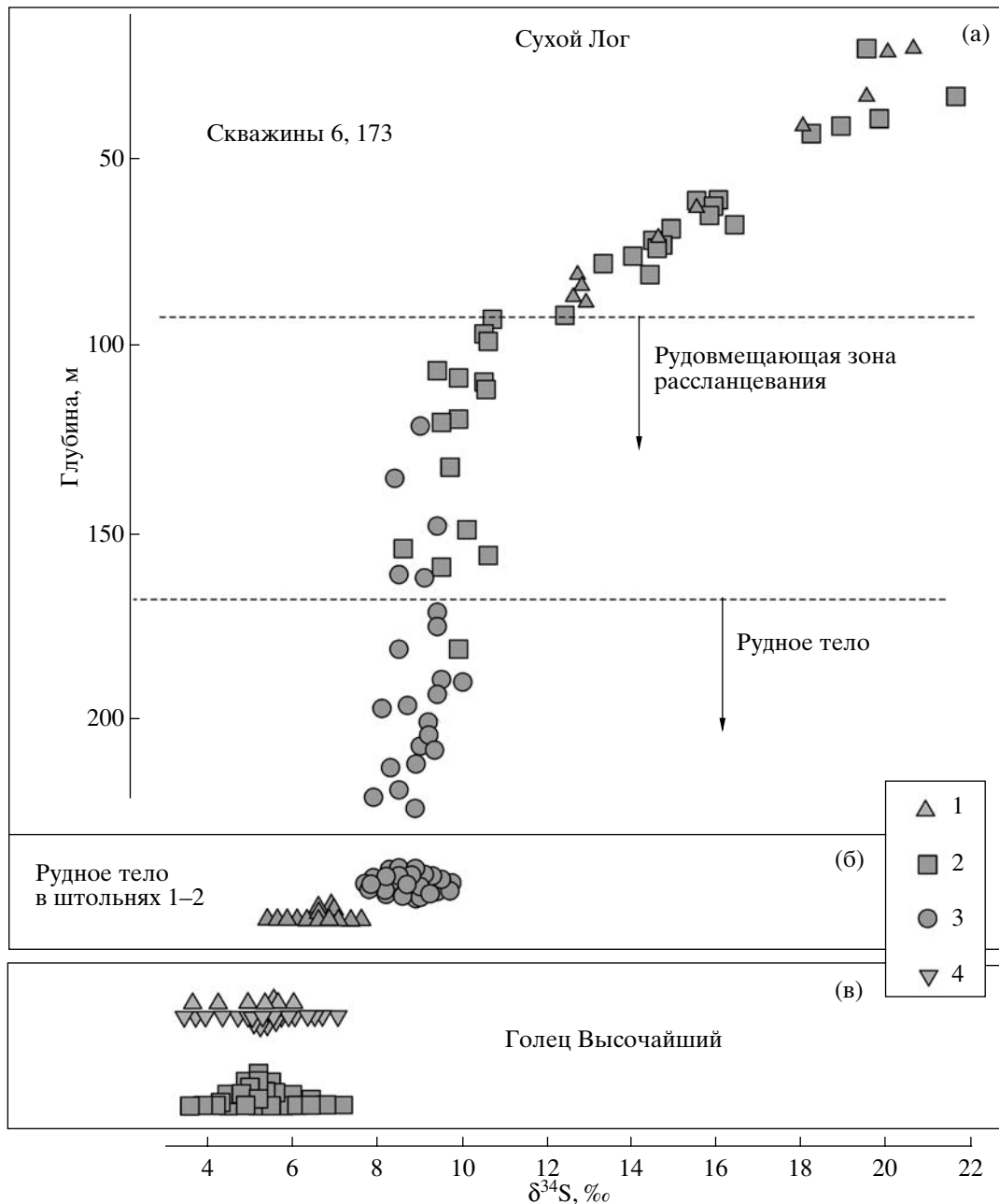
Золотоносный пирит-3 характеризуется весьма постоянными значениями $\delta^{34}\text{S}$, в целом варьирующими в интервале от $+7.5$ до $+9.5\%$ (среднее из 65 определений $+8.5\%$).

Не обнаруживаются систематических отличий между разнообразными формами выделений пирита. Продольная (свыше 1 км), поперечная (200 м) и вертикальная (до 500 м) изотопная зональность в пределах рудного тела отсутствует. При этом пирит-3 сохраняет свои изотопные характеристики независимо от состава вмещающих отложений и отмечается в породах от первой до четвертой пачки хомолхинской свиты.

Подобная изотопная однородность серы однозначно свидетельствует в пользу принадлежности золотоносного пирита к одной генерации. Под этим понимаются единство источника вещества и одинаковые физико-химические условия минералообразования.

Присутствие микропрожилков калиевого полевого шпата в ассоциации с мусковитом в кварце свидетельствует о слабощелочной обстановке формирования кварц-пиритовых прожилков (pH около 6.5 при 250°C и определенной по включениям концентрации $\text{K}^+ = 0.01\text{M}$). Окислительно-восстановительный потенциал соответствует уровню $\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 10\text{--}100$ ($\lg f_{\text{O}_2} = -38$ при 250°C). В этих условиях практически вся сера находится в форме H_2S , $\delta^{34}\text{S}$ остается постоянной в достаточно широком диапазоне f_{O_2} и pH , а пирит практически наследует изотопный состав серы растворов (Омото, Рай, 1982).

Основная масса золота, согласно многочисленным наблюдениям, выделяется несколько позже пирита, преимущественно в центральных наиболее проницаемых частях зоны расланцевания. Причиной рудоотложения могло служить постепенное снижение температуры (от 350 до 200°C) и/или снижение концентрации сульфидной серы в растворах. Исследования пирита методом РФЭС показывают, что значительное количество золота в пирите находится в тонких пленках на естественных поверхностях микротрещин. В обзорных РФ-спектрах раздробленных агрегатов пирита фиксируются интенсивные линии: S 2p, Fe 2p и O 1s, присутствует незначительная линия Si 2p. Наиболее информативны линия S 2p и область нахождения пика золота Au 4f в интервале энер-



Фиг. 17. Изотопный состав серы сульфидов.

а – в разрезах скважин 6 и 173; б – на горизонте штолен месторождения Сухой Лог; в – в рудных телах и околорудных породах месторождения Голец Высочайший. 1–4 – сульфиды: 1 – пирит-1, 2 – пирит-2, 3 – пирит-3, 4 – пирротин.

гий связи ($E_{\text{св}}$) 95–75 эВ. Содержание золота на поверхности составляет 1.4 ат. %, чему соответствует весовая концентрация 8.9%.

В фотоэлектронном S 2p спектре, кроме сульфидного пика ($E_{\text{св}} = 161.7\text{эВ}$), присутствует пик при $E_{\text{св}} = 164.6\text{эВ}$, который можно отнести к полисульфидной сере. Известно, что полисульфидные слои нередко образуются на поверхностях сульфидов при осаждении на них золота из растворов. После интенсивного растирания пирита в

агатовой ступке Au 4f-линия и пик при 164.6 эВ в S 2p спектре не фиксируются.

В существующих генетических моделях предполагается связь рудоносных флюидов со становлением гранитоидов Конкудеро-Мамаканского комплекса (Шер, Кондратенко, 1962) или с метаморфизмом рудовмещающих терригенных толщ (Буряк, 1982). Изотопные данные не противоречат этим концепциям, поскольку однозначно указывают на высокотемпературный гомогенный

источник вещества, имеющий коровую природу. К аналогичному выводу привели исследования изотопного состава свинца в сульфидах и самородном золоте (Неймарк, 1993; Чугаев, 2007). Однако необходимо отметить, что пирит-3 образуется близодновременно с жильным кварцем, а его “изотопные” аналоги обнаружены в измененных гранитах Константиновского штока (Заири и др., 1977). Таким образом, продуктивная сульфидная минерализация месторождения Сухой Лог принадлежит к заключительной фазе герцинского этапа рудогенеза.

За пределами рудовмещающей зоны расщепления характер распределения изотопов серы в пирите резко меняется. Вверх по разрезу наблюдается монотонный рост значений $\delta^{34}\text{S}$ от типично “рудных” до $+21.6\%$ (фиг. 17). В лежащем боку рудного тела имеются только отдельные наблюдения по стволу штольни 2 и глубоким скважинам, которые, однако, позволяют сделать однозначный вывод о симметричном (относительно оси складки) характере изотопной зональности месторождения. Наиболее вероятная причина такого распределения $\delta^{34}\text{S}$ – это присутствие в породах верхней части разреза “тяжелой” серы морских сульфатов (максимальные значения $\delta^{34}\text{S}$ приурочены к подошве 5-й пачки верхней подсвиты хомолхинской свиты). Примечательно, что с увеличением доли тяжелого изотопа серы в пирите неуклонно возрастает содержание типично “морских” элементов – йода и брома (табл. 15).

В мергелях торгинской свиты (фациальный аналог имняхской свиты) описаны прожилки ангидрита, изотопный состав серы которых варьирует от $+12.7$ до $+26.2\%$ (Покровский и др., 2006). В месторождении Сухой Лог породы имняхской свиты содержат прожилки и вкрапленность пирита и пирротина с близким изотопным составом ($\delta^{34}\text{S} = +17.5 \pm 1\%$). Для сульфата, выделенного кислотной вытяжкой из алевросланцев хомолхинской свиты, значение $\delta^{34}\text{S} = +19.8\%$ соответствует изотопному составу серы морских сульфатов позднепротерозойского возраста (Омото, Рай, 1982).

В целом наблюдаемое распределение изотопов серы (широкий разброс $\delta^{34}\text{S}$ с преобладанием положительных значений) свойственно осадочно-диагенетическим системам, закрытым в отношении SO_4^{2-} (Омото, Рай, 1982). Поэтому выявленная зональность может являться отражением первично-осадочного распределения изотопов серы в разрезе. Однако не менее вероятно, что наблюдаемый тренд $\delta^{34}\text{S}$ обусловлен смешением серы двух источников – осадочно-диагенетической серы ($\delta^{34}\text{S}$ около $+20\%$) и серы рудообразующих флюидов ($\delta^{34}\text{S}$ около $+8.5\%$). На это указывает линейная зависимость изотопного отношения от рас-



Фиг. 18. Сульфидная минерализация на месторождении Голец Высочайший.

Метакристалл пирита-2 расположен среди тонкой вкрапленности пирротина. По-видимому пирит при своем росте заимствовал вещество пирротина. Полированный шлиф ВС-03.

стояния до рудной зоны, которая является фактически функциональной. Подобная линейность в осадочно-диагенетическом процессе представляется маловероятной. Однако в случае встречной диффузии двух растворов, резко различающихся по изотопному составу серы, либо в случае односторонней диффузии “рудных” растворов в среде, обогащенной изотопом ^{34}S , в результате неуклонного снижения отношения $S_{\text{флюид}}/S_{\text{порода}}$, результирующая $\delta^{34}\text{S}$ будет иметь именно линейное распределение в пространстве. Соответственно в рудовмещающей зоне вследствие достаточно высокой скорости фильтрации флюидов влияние диффузионных процессов не фиксируется ($S_{\text{флюид}} \gg S_{\text{порода}}$). Подобные явления обычны при развитии гидротермально-метасоматических процессов в сульфидизированных терригенных породах (Кряжев, 2002).

Предлагаемая интерпретация позволяет допустить вероятность формирования метакристаллов пирита-2 не только при метаморфизме, но и в процессе околорудных метасоматических изменений.

По наблюдениям В.А. Буряка (1982) пирит-1 в рудной зоне практически не сохранился. На ее периферии нами отмечены достаточно редкие образования, которые можно отнести к более раннему этапу сульфидной минерализации. Они представляют собой линзовидные кремнисто-карбонатные прослои с тонко- мелкозернистой вкрапленностью пирита и пирротина, линзовидные обособления пирита в кливажных трещинах в ассоциации с магнезиально-железистыми карбонатами. В осевой части зоны смятия пирит-1 в виде реликтов наблюдается в будинах кремнисто-карбонатных пород. Золотоносность пирита крайне неравномерная – от “фоновой” до высокой. Отмеченные взаимоотношения, а также различия значений $\delta^{34}\text{S}$, установленные в объеме штуфа, свидетельствуют о более раннем времени формирования пирита-1 по отношению к основной массе пирита-3.

Отличия в изотопном составе серы рассматриваемых сульфидов как в участках их совместного

Таблица 15. Изотопный состав серы и содержание элементов-примесей в сульфидах (г/т)

№ пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Au	Ag	Pb	Bi	Sb	As	Se	Co	Ni	Cu	Zn	B	Br	I
<i>Месторождение Сухой Лог</i>															
Метакристаллы пирита-2 в надрудном ореоле (скважина 6, 60–160 м)															
СЛ-6/62	16.0	<0.1	1.1	112	18	10	2851	32	153	322	47	80	12	275	25
СЛ-6/65	15.9	0.3	0.3	61	15	4	2274	65	243	387	24	74	11	289	18
СЛ-6/74	14.5	0.6	1.1	99	25	7	2607	48	205	488	36	71	11	265	15
СЛ-6/92	12.4	0.3	1.8	200	13	82	1893	63	215	442	45	155	11	182	7
СЛ-6/99	10.6	0.3	0.8	123	12	16	2089	63	322	454	30	71	13	166	8
СЛ-6/110	10.5	0.1	6.6	674	21	6	2182	79	1059	469	27	104	17	640	7
СЛ-6/133	9.1	0.5	0.9	59	6	12	1708	29	119	319	33	376	9	142	4
СЛ-6/155	8.6	0.6	2.2	46	5	9	3506	24	189	206	28	94	7	186	4
СЛ-6/160	9.5	0.7	4.0	133	11	15	1540	39	214	551	95	151	6	194	4
Пирит-3 из кварц-пиритовых прожилков в рудном теле (скважина 6, 170–225 м)															
СЛ-6/182	8.6	10.3	4.9	93	5	8	1199	31	169	210	39	91	7	145	4
СЛ-6/206	9.2	85.0	16.0	467	8	5	1196	16	441	539	110	585	8	141	3
СЛ-6/214	8.3	7.0	2.1	185	3	7	1244	40	571	549	264	1499	4	96	3
СЛ-6/222	7.9	3.1	1.5	121	2	3	1317	40	367	905	615	228	6	96	3
СЛ-6/225	8.3	44.1	14.4	360	3	20	1861	71	76	847	299	849	8	131	16
Пирит в рудном теле на горизонте штольни 2 (средние)															
Пирит-3 (8)	8.0	44.0	11.6	190	4	45	1498	26	327	621	433	399	8	189	3
Пирит-1 (5)	6.6	1.9	3.1	44	2	7	1300	32	345	774	1730	697	8	91	3
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>															
Сульфиды в образце ВС-03 (фиг. 18)															
Пирротин	4.9	<0.1	4.1	17	1	1	44	21	423	–	735	25	12	110	4
Пирит-2	4.9	<0.1	1.7	18	4	1	934	14	109	–	131	16	43	21	4
Сульфиды в рудных телах (средние)															
Пирит-1 (4)	4.6	1.8	1.9	29	2	12	588	17	228	282	651	209	11	175	4
Пирротин (4)	4.8	0.3	1.5	11	2	14	208	21	140	726	768	152	16	156	4
Пирит-2 (6)	4.8	1.9	2.2	32	4	22	456	17	169	74	481	143	42	109	4

Примечание. Содержание элементов определено методом ICP MS (Elan-6100). Аналитик – И.В. Григорьева, ЦНИГРИ.

нахождения, так и в целом по рудной зоне не превышают 2‰, однако статистически значимы. Пирит-1 в рудном теле характеризуется весьма постоянными значениями $\delta^{34}\text{S}$ от +6 до +7‰, поэтому он не может быть отнесен к осадочно-диагенетическим образованиям. Можно предполагать определяющую роль гидротермально-осадочных процессов при накоплении серы в осадках. Однако не менее вероятным представляется гидротермально-матасоматическое происхождение сульфидов. С этой точки зрения близость изотопных параметров разновозрастной минерализации может рассматриваться как свидетельство существования генетически единой рудообразующей системы, развивающейся на фоне складчато-сдвиговых деформаций.

На месторождении Голец Высочайший исключительное развитие получили сульфиды первых двух типов, причем совместно с пиритом-1 примерно в равных количественных соотношениях находится пирротин-1. По изотопному составу серы эти сульфиды не различаются как в штуфах, так и в целом по месторождению ($\delta^{34}\text{S}$ от +3.5 до +7.5‰), что указывает на неравновесные условия их кристаллизации.

Пирит-2, как и на месторождении Сухой Лог, образуется путем собирательной перекристаллизации ранних сульфидов и полностью наследует изотопный состав их серы. Очевидно, что этот процесс протекал без привноса серы из внешнего источника. В отношении других элементов система не была полностью закрытой. Исходя из стехиометрии сульфидов, можно предположить, что

количество перекристаллизованного пирротина в два раза превышало количество новообразованного пирита. Визуально оцениваемый объем области собирательной перекристаллизации не более чем в пять раз превышает размеры кристалла (фиг. 18). Вместе с тем пирит обогащен мышьяком в 20 раз по сравнению с пирротинном и в 500 раз по сравнению с вмещающими метатерригенными породами. Следовательно, в процессе формирования пирита-2 определенную роль играют мышьяксодержащие растворы. В аналогичной обстановке обнаруживается и золотосодержащий пирит-2, причем его мышьяковистость в рудных интервалах значительно возрастает, а совместно с выделениями самородного золота отмечаются мелкие кристаллы арсенопирита.

В целом сульфиды месторождения Голец Высочайший по морфологии, минеральному составу (присутствию пирротина в ассоциации с пиритом) и низкой золотоносности могут быть сопоставлены с ранней сульфидной минерализацией месторождения Сухой Лог. Отличия в изотопном составе серы, вполне вероятно, могут являться следствием региональной зональности. Диапазон изотопных вариаций фактически продолжает "сухоложский" тренд в сторону снижения значений $\delta^{34}\text{S}$ от +21.5 до +3.5‰ (фиг. 17). Эта тенденция может рассматриваться как с учетом изменения литолого-стратиграфического уровня локализации оруденения, так и вариаций физико-химических условий минералообразования. Однако в любом случае следует отметить высокую изотопную гомогенность серы, указывающую на отсутствие в породах серы биогенного происхождения. Большинство исследователей (Шер, Кондратенко, 1962; Буряк, 1982) зону пирротинизации месторождения Голец Высочайший рассматривают как образование, сопряженное со становлением гранитов Мамско-Оронского комплекса и зональным метаморфизмом. Подобные ореолы развития пирротина формируются при участии гранитизирующих флюидов и имеют отчетливо выраженную метасоматическую природу (Кряжев, 2002).

Детальность выполненных нами исследований позволяет утверждать, что на месторождении Голец Высочайший отсутствует сульфидная минерализация, которая может быть сопоставлена с пиритом-3 главной продуктивной ассоциацией месторождения Сухой Лог. Вероятно, в этом заключается причина отличия масштабов оруденения на этих объектах.

Выявленная приуроченность высоких рудных концентраций к сульфидам определенного изотопного состава свидетельствует о тесной пространственно-временной связи серы и золота в рудообразующем процессе. Коровая природа сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S} = +8.5 \pm 1\%$) и свинца

(Неймарк, 1993; Чугаев, 2007) в рудах позволяет предполагать, что основным источником золота также служат породы протерозойской континентальной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ

Месторождения Ленского золоторудного района приурочены к зонам интенсивного расщепления в пределах мощного коллизионного пояса складчатых и сдвиговых деформаций. Тектоническая активизация пояса проявлялась периодически от докембрия до конца палеозоя. Характер деформаций и возникших структур позволяет рассматривать пояс в палеозойскую эпоху его развития как региональную зону смятия. Месторождения концентрируются во флексуорообразных складках, характерных для сдвиговых деформаций, а рудные тела приурочены к местам наиболее интенсивных плейчатости и расщепления пород. Это свидетельствует о жестком контроле оруденения складчато-сдвиговыми деформациями в пределах региональной зоны смятия.

Породы, вмещающие золоторудные месторождения района, подверглись региональному метаморфизму фации зеленых сланцев (альбит, кварц, хлорит, фенгит, карбонат). Под действием более позднего метасоматизма минеральные ассоциации регионально метаморфизма были преобразованы почти полностью (Сухой Лог), либо частично (Голец Высочайший).

Результаты проведенного детального анализа положения и строения участков интенсивного метасоматизма и богатого оруденения, а также микроструктур метасоматических пород доказывают, что рудно-метасоматический процесс и стресс-сдвиговые деформации, вызвавшие расщепление пород, развиваются параллельно. Действительно, с одной стороны, полосы гидротермального изменения и тонкие золотоносные кварц-пиритовые прожилки следуют направлениям сланцеватости и кливажным трещинам, границы метасоматических гнезд местами пересекают сланцеватость пород, а кварцевые прожилки часто располагаются в изгибах сланцеватости, т.е. в участках растяжения. С другой стороны, наблюдается кулисообразное расположение метасоматических гнезд и будиных кварц-пиритовых прожилков в результате продолжающихся деформаций. Синхронность процессов деформации и метасоматизма доказывается также возникновением в период метасоматизма локальных градиентов давления и, как следствие, переотложением кварца: растворением его из пород, подвергшихся сжатию, и осаждением в участках растяжения в виде гнезд и прожилков. Полосчатое распределение метасоматитов и минерализация золота в рудных зонах соответствуют периодической системе трещин в

рассланцованных породах, т.е. сети флюидопроницаемых каналов. Таким образом, зона смятия в данном регионе функционировала как комплекс каналов флюидной конвекции. Конвекция захватывала большие глубины вплоть до нижней коры, судя по приведенным данным о привносе элементов базитовых магм, а также по натриевому характеру раннего метасоматизма.

Выявленные особенности распространения и взаимоотношений метасоматических породобразующих минералов свидетельствуют о двух послеметаморфических этапах метасоматизма: раннего, натриевой направленности, охватившего обширную территорию, и позднего, калиевой направленности, локального, рудно-метасоматического. Первый этап выражен в формировании парагонит-карбонатного, а второй – мусковит-карбонат-кварц-сульфидного парагенезиса. Последний обычно наложен на парагенезис первого этапа, но в местах его слабого проявления (например, в месторождении Голец Высочайший и на глубоких горизонтах месторождения Сухой Лог) – непосредственно на продукты регионального метаморфизма. Это подтверждает одновременность упомянутых метасоматических парагенезисов.

Имеющиеся радиологические данные не противоречат выводу о двухэтапном характере метасоматизма. А.В. Чугаев (2007) для 12 валовых проб измененных пород, отобранных в скважине № 6 из рудного и надрудного интервалов, получил Rb-Sr-изохрону 447 ± 6 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7126 \pm 1$), а для золотоносных кварц-сульфидных жил и прожилков из той же скважины – изохрону 321 ± 14 млн. лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7166 \pm 4$). Последняя датировка совпадает с K-Ar-возрастом околорудного серицита (313–329 млн. лет) и свидетельствует о синхронности второго этапа с гранитоидным магматизмом.

Установленная последовательность уточняет и существенно конкретизирует существующие представления об эволюции гидротермального процесса в Ленском рудном районе (Шаров и др., 1978; Митрофанов, 2006). Обобщение наших и литературных данных приводит к выводу, что складчато-сдвиговые деформации герцинского возраста в окаймлении Бодайбинского синклинория инициировали глубокую конвекцию флюидов по зоне смятия, вызвавших натриево-карбонатный метасоматизм с привносом Ni, Sr и, возможно, ЭПГ. Повышенное содержание этих элементов (а также Co, Mn и Cu) характерно для комплексов пород, расположенных в надрифтовых зонах, где флюидный поток захватывает материал нижней коры и мантии, в отличие от пород того же возраста, расположенных в межрифтовых блоках (Соколов, 1992). При дальнейшей эволюции зоны смятия в ней формировались гранитные массивы и происходил локальный около-

рудный метасоматизм калиевой направленности с привносом золота, а также Zn, Cu, As и Ba.

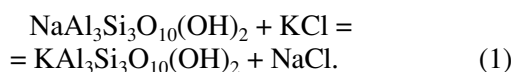
Метасоматический процесс, наиболее детально изученный на месторождениях Сухой Лог и Голец Высочайший, выразился в формировании на первом этапе ассоциации $\text{Pg} + \text{Mg-Sid} + \text{Ank} + \text{Py} + \text{Qtz} + (\text{Chl})$, наблюдаемой преимущественно во внешних частях рудных зон, и на втором этапе – $\text{Ms} + \text{Sid} + \text{Ank} + \text{Py} + \text{Qtz}$ в рудных телах. Таким образом, метасоматическая зональность имеет полиасцендентный характер. Ассоциация минералов вмещающих метаморфических пород ($\text{Ab} + \text{Kfs} + \text{Chl} + \text{Phng} + \text{Cc} + \text{Qtz}$) неустойчива в рудно-метасоматическом процессе. В околорудном пространстве, наряду с реликтовым фенгитом, развиты парагонит, смешанослойный мусковит-парагонит, анкерит и Mg-сидерит. В рудных телах парагонит замещен мусковитом, а среди карбонатов преобладают минералы ряда брейнерит-сидерит. Судя по минеральным ассоциациям, метасоматически преобразованные породы можно отнести к березитоподобным. Однако существенным отличием от березитизации является отсутствие околорудного окварцевания, типичного для березитов парагенезиса ($\text{Qtz} + \text{Ms}$) и слабо щелочной характер раствора (Na-Ca-бикарбонатный). Повышенная щелочность подчеркивается присутствием в рудном кварце микропрожилков альбита и калиевого полевого шпата, зафиксированных в препаратах под электронным микроскопом.

Судя по негидратированому характеру слюд, температура их образования была не ниже 250°C . В зоне околорудного метасоматизма (проба 6/72) температура, определенная по содержанию мусковитового минала в парагоните первого этапа метасоматизма, находится в интервале от 310 до 350°C (Дир и др., 1966). В рудной зоне этот же термометр дает большой разброс значений: от 320 до 450°C . Возможно, значения около 400°C и больше завышены из-за тонкой механической примеси мусковита, которым парагонит замещался. Хлорит первого этапа метасоматизма в сростках с метакристаллами пирита по минеральному геотермометру (Kranidiotis, MacLean, 1987) показывает температуру $320\text{--}345^\circ\text{C}$, а геотермометры (Cathelineau, 1988; Jowett, 1991) дают несколько более высокие значения $345\text{--}380^\circ\text{C}$. Температурные условия второго этапа метасоматизма определены по первичным флюидным включениям в кварце и отвечают интервалу $355\text{--}330^\circ\text{C}$. Эти данные позволяют заключить об узком температурном интервале протекания всего рудно-метасоматического процесса ($300\text{--}350^\circ\text{C}$). Средняя температура кристаллизации кварца несколько различается в исследованных месторождениях: наибольшая она в месторождении Голец Высочайший (365°C), ниже – в месторождении Сухой Лог (340°C) и самая низкая – в месторождении Бернинское (305°C). Учитывая расстояния между

месторождениями, градиент температуры при рудоотложении незначителен и составляет около 2°C/км. Согласно приведенным данным, метасоматические процессы происходили в крупной рудообразующей системе, термостатированной в течение длительного времени на большом пространстве. Минералообразование протекало в изобарических условиях (0.7–1 кбар) на глубинах порядка 3–4 км.

Установленные различия характера УВ в метаморфических породах и в рудных зонах, а также признаки локального переотложения его и возрастание доли кислого спирто-бензольного битумоида в УВ свидетельствуют о его участии в рудно-метасоматическом процессе. Наличие С–О связей и распределение форм азота в УВ месторождения Сухой Лог связано с повышением окислительных условий в рудной зоне: УВ с нитрогруппами приближено к рудным телам, а с аминогруппами – к периферии рудных зон.

Выявленная зональность метасоматических ассоциаций минералов позволяет использовать отношение модалных количеств мусковита и парагонита в породах как показатель интенсивности рудного процесса и близости к рудному телу в данном месторождении. Вытеснение парагонита мусковитом вызывается превышением отношения активностей KCl/NaCl над константой равновесия:



При полном прохождении процесса весь парагонит должен заместиться мусковитом, но в большинстве проб парагонит сохраняется, а его количественные соотношения с мусковитом варьируют. Наибольшая величина отношения Ms/(Pg + Ms) отмечается в зонах рудной минерализации с кварцевыми прожилками и повышенным содержанием сульфидов, т. е. в зонах повышенной флюидной проницаемости. Поскольку величина отношения Ms/(Pg + Ms) отражает степень прохождения реакции (1), то, приняв, что сумма содержания этих слюд при метасоматизме не изменяется (определяется содержанием глинозема в породе), получим, что степень прохождения реакции пропорциональна содержанию мусковита:

$$\alpha = \text{Ms}/(\text{Ms} + \text{Pg}) = \text{Ms}/\text{Const} \quad 0 \leq \alpha \leq 1. \quad (2)$$

Неполная степень прохождения реакции может быть связана с протеканием процесса либо в кинетической области (скорость химической реакции меньше скорости обмена компонентами со средой), либо при недостаточно интенсивной промывке флюидом, т.е. при зависимости α от отношения флюид/порода:

$$\Delta \text{Ms} = r \Delta V_{\text{fl}}(t),$$

где r – скорость прямой реакции (1), $\Delta V_{\text{fl}}(t)$ – объем флюида, просочившегося через данный объем породы за время t . Отношение величин ΔMs в рудном теле и вне его

$$\Delta \text{Ms}'/\Delta \text{Ms}'' = [r' \Delta V_{\text{fl}}(t)]:[r'' \Delta V_{\text{fl}}(t)].$$

Если реакция происходила при сходных T и щелочности в пределах рудной зоны, то $r' = r''$. Величина $\Delta V_{\text{fl}}(t) = \omega t$ (ω – скорость фильтрации флюида). Тогда

$$\Delta \text{Ms}'/\Delta \text{Ms}'' = \omega'/\omega''.$$

Соотношение скоростей фильтрации равно отношению величин проницаемости пород двух сравниваемых участков (зон) (Русинов, Русинова, 2003). Таким образом, возможно установить по количественным отношениям мусковита и парагонита распределение в пространстве зон, проводящих рудные флюиды. На этом основании величину α можно назвать критическим параметром флюидопроводимости. Применимость этого подхода показана на рассмотренных выше примерах скважины 392 (Голец Высочайший) и скважины 6 (Сухой Лог). Сравнение критического параметра для месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший показывает, что в обоих месторождениях он возрастает в рудных интервалах. Однако по абсолютным значениям уровень α выше в месторождении Голец Высочайший. В месторождении Сухой Лог признаком повышенной золотоносности могут быть значения $\alpha > 0.5$, а в месторождении Голец Высочайший – $\alpha > 0.8$.

Показательно поведение серы в рудно-метасоматическом процессе. В рудном теле практически не сохраняется сера более ранних сульфидов, которая полностью замещена здесь серой золотосодержащего пирита. Во внешней зоне, вследствие пониженной скорости фильтрации флюидов, отношение $S_{\text{раствор}}/S_{\text{порода}}$ прогрессивно снижается по мере удаления от проницаемых каналов, что находит отражение в монотонном повышении $\delta^{34}\text{S}$ от “рудных” до типично осадочно-диагенетических значений.

В отношении ряда других элементов устанавливается порододоминантный режим минералообразования. При формировании солевого и газового состава флюидов доминирующую роль играют компоненты вмещающих осадочных пород: органическое вещество ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4$) и осадочно-диагенетические карбонаты (Ca, Sr, Mg, Fe, Mn, HCO_3).

Выявленная приуроченность промышленных концентраций золота к сульфидам со строго определенным изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = +8.5 \pm 1\%$) свидетельствует о пространственно-временной связи серы и золота в рудообразующем процессе. Примечательно, что такие сульфиды установлены только на уникальном месторождении Сухой Лог. В качестве источников рудоносных

Таблица 16. Сравнительная характеристика месторождений Сухой Лог и Голец Высочайший

Характеристики	Сухой Лог	Голец Высочайший
<i>Геологическая позиция</i>		
Рудовмещающие структуры	Зоны смятия и кливажа в замке антиклинальной складки	
Вмещающие породы	Алевролиты, сланцы верхней подсвиты хомолхинской свиты	Алевролиты, сланцы нижней подсвиты хомолхинской свиты
Региональный метаморфизм	Зеленосланцевая фация, мусковит (фенгит)-хлоритовая ступень	
<i>Метасоматические парагенезисы</i>		
Объемные метасоматиты	Парагонит + Mg-сидерит	Хлорит + кварц
Околорудные метасоматиты	К-метасоматиты (мусковитовый тренд)	
<i>Характеристики основных породообразующих и жильных минералов</i>		
<i>Жильный кварц</i>		
Морфология	Система жил и прожилков	Одиночные жилы
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	+15.7 ± 0.1	+14.9 ± 0.1
<i>Сульфидная минерализация</i>		
Главные минералы	Пирит	Пирит + пирротин
$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (пирит-1 + пирит-2)	+5.6...+21.6	+3.5...+7.5
$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (пирит-3)	+7.3...+9.8	Отсутствует
<i>Углеродистое вещество</i>		
Содержание, %	0.6–4.6	0.3–0.7
Характер РФЭС-спектров	C–C, C–O и C–Me связи	Преобладают C–C связи
$\delta^{13}\text{C}$, ‰		–16.6... –18.0
<i>Карбонаты</i>		
Химический состав	Сидероплезит, анкерит брейнерит	Сидероплезит, анкерит
$\delta^{13}\text{C}$, ‰		–4.5... –5.9
$\delta^{18}\text{O}$, ‰		17.8...19.3
<i>Хлориты</i>		
Al, ф. ед.	1.60–1.90	1.50–1.60
<i>Слюды</i>		
	К-слюды: фенгит, мусковит Na-слюды – парагонит, K-Na-смешанослойное образование	К-слюды: фенгит, мусковит Na- и K-Na-слюды редки
<i>Физико-химические характеристики флюидных включений в кварце</i>		
$T_{\text{обр}}$, °C	355–200	370–230
C, мас. %-экв. NaCl	2–9	11–18
(Na + K)/(Ca + Mg)	1–3	14–70
Cl/HCO ₃	<0.4	>30
CO ₂ /CH ₄	45–90	1–4
$\delta^{13}\text{C}$, ‰	–16.2... –11.7	–16.9... –18.0
Микроэлементы	As, Mn, Li, Sb, Mo, Bi	Br, B, Rb, Cs, Pb

растворов на основании полученных данных можно принять области высоких *PT*-параметров в толще земной коры (очаги магм и флюидов).

Главные черты сходства и различия метасоматических процессов, проявленных на изученных золоторудных месторождениях Ленского района, сведены в табл. 16.

Продукты метасоматизма, сходные по минеральным парагенезисам и параметрам флюидов с

описанными выше, проявлены в региональных зонах смятия в различных регионах и в разных геологических формациях. В зеленокаменных поясах Канады и Австралии характерны процессы региональной карбонатизации. В золоторудных полях Сибири среди углеродистых терригенных толщ (месторождения Советское, Нежданинское и др.) отмечено проявление парагонит-карбонатного парагенезиса. Геологическая позиция минерализа-

ции золота, сходная с охарактеризованной выше в Ленском рудном районе, описана для района Центральной Виктории (Юго-Западная Австралия). Углеродистые сланцы, вмещающие рудные тела, рассланцованы, смяты в складки и подверглись здесь объемному метасоматизму с развитием парагенезиса: карбонаты (анкерит и сидерит) + мусковит (иллит) + пирит. Метасоматизм пород сопровождался рудоотложением, и оба процесса были инициированы сдвиговыми деформациями. Характерна полосчатость рудовмещающих пород, развитие порфиробластов карбонатов и метакристаллов пирита в них. В ходе процесса УВ переотлагается, но корреляция между его содержанием и золотоносностью отсутствует. Предполагается глубинный источник флюидов (Bierlein, Cartwright, 2001). Метасоматизм такого типа сопровождается оруденением меди и золота в вулканогенных толщах, а также золота в терригенных толщах. Во всех случаях метасоматизм натриево-углекислого тренда приурочен к зонам стресс-сдвиговых деформаций (к региональным зонам смятия) глубинного заложения, которые вследствие их высокой флюидопроводимости служат каналами конвекции флюидов, привносящих материал нижних горизонтов земной коры или мантии. На поздней стадии развития зон смятия в них возникают камеры гранитной магмы и конвективные потоки послемагматических флюидов, ответственных за отложение минерализации золота и локальный метасоматизм калиевого тренда.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны директору ОАО «ВЫСОЧАЙШИЙ» С.А. Васильеву за предоставленные образцы с месторождений Голец Высочайший и Вернинское, инициировавшие настоящее исследование.

Работа выполнена в рамках темы № 11 плана ИГЕМ РАН при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08–05–00097) и Программы № 2 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров А.Л., Коткин В.В., Иванов С.И. О природе органического вещества в метаморфических сланцах Бодайбинского района // Геология и геофизика. 1976. № 9 (201). С. 135 – 139.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.

Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982.

Бурак В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, кри-

терии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997.

Бурак В.А., Попов Н.П., Дорофеев Д.А. и др. Месторождение Сухой Лог // Геология золоторудных месторождений. 1986. Т. 3. С. 173–185.

Виленкин В.А. Спектроскопия рассеянного органического вещества рудных месторождений: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1986.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966.

Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Заири Н.М., Шер С.Д., Стрижов В.П. и др. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности // Сов. геология. 1977. № 1. С. 90–98.

Золоторудные месторождения СССР. Т. 3. Геология золоторудных месторождений Западной и Восточной Сибири. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 173–191.

Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 22–27.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980.

Королев Ю.М. Рентгенографическая характеристика нафтидов // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 647–659.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. М.: ЦНИГРИ, 2002.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 30–36.

Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Докл. РАН. 2000₁. Т. 371. № 1. С. 88–92.

Лаверов Н.П., Лишевский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2000₂. Т. 375. № 5. С. 652–656.

Ленский золотоносный район. М.: Недра, 1971. Т. 1.

Лишевский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.

Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Дис. д-ра геол.-мин. наук. М. 2006.

- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: ГНТИ литературы по геологии и охране недр, 1957.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. М.: Наука, 1993. С.124–146.
- Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–450.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 2. С. 116–124.
- Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Немеров В.К. Вариации изотопного состава углерода верхнерифейских сланцев в процессах метаморфизма и рудообразования // Тез. докл. XVII симп. по геохимии изотопов. М., 2004. С. 213–214.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология руд. месторождений. 1992. № 6. С. 3–15.
- Русинов В.Л. Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005. № 3. С. 66–79.
- Русинов В.Л., Русинова О.В. Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 378–382.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Борисовский С.Е., Алышева Э.И. Состав метасоматических минералов золоторудного месторождения Сухой Лог как критерий его генетической связи с базит-гипербазитовым магматизмом // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 5. С. 661–665.
- Русинова О.В., Королев Ю.М., Васильева М.Е. Рентгенографические характеристики углеродистого вещества золоторудных месторождений в черносланцевых толщах // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 89–96.
- Русинова О.В., Русинов В.Л., Кражев С.Г., Алышева Э.И. Метасоматизм в золотоносных черносланцевых толщах // Тез. докл. X Всеросс. петрограф. совещ. "Петрография XXI век". Апатиты: КНЦ, 2005. С. 178–180.
- Соколов С.К. Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992.
- Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 137–149.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.
- Чугаев А.В. Rb-Sr изотопная система гидротермального кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухого Лога (Россия) и Колар (Индия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2007.
- Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. Новосибирск: Наука, 1978.
- Шер С.Д., Кондратенко А.К. Метаморфические преобразования пород южной части Ленского золотоносного района // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 48.
- Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. М.: Недра, 1990.
- Bierlein F.P., Cartwright I. Role of the carbonaceous indicator slates in the genesis of lode goldmineralization in the Western Lachlan Orogen, Victoria, Southern Australia // Econ. Geol. 2001. V. 96. № 3. P. 431–450.
- Brown P.E. FLINCOR: a fluid inclusion data reduction and exploration program // Sec. Biennial Pan-Amer. Conf. on research of fluid Inclusion. Program with Abstracts. 1989. P. 14.
- Carothers W.W., Adami L.H., Rosenbauer R.J. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂-siderite // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1988. № 52. P. 2445–2450.
- Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. V. 23. P. 471–485.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A. Genetic model of the black shale hosted PGE-gold Sukhoi Log deposit (Russia) // Mineral Deposits at the Beginning of the 21-st century. Lisse: Swets, Zeitlinger Publ., 2001. P. 151–153.
- Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer // GAC/MAC/SEG Joint annual meeting (Toronto May 27–29 1991). Program with Abstracts V. 16. 1991. A62.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1898–1911.
- Kwiecinska B., Petersen H.I. Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification – ICCP system // Internat. J. of Coal Geology. 2004. V. 57. P. 99–116.
- Low temperature metamorphism. Glasgo: Blackie, 1987.
- Oinuma K., Shimoda S., Sudo T. Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites // Adstr. of Papers for Internat. clay confer. Madrid, 1972. V. 1. P. 161–171.
- Tagiri M. A measurement of the graphitizing-degree by the powder diffractometer // J. Japan. Assoc. Mineral., Petrog., Geol. 1981. № 76. P. 345–352.
- Weber K. Notes on the Determination of illite crystallinity // Neues Jb. Mineral. 1972. P. 267–276.