

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА КАРЛИНСКОГО ТИПА

© 2016 г. А. В. Волков, А. А. Сидоров

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
115017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: tma2105@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.01.2016 г.

Принята к печати 04.03.2016 г.

Месторождения золота карлинского типа (МЗКТ) представляют собой крупные метасоматические тела джаспероидов в карбонатных вмещающих породах, которые содержат субмикроскопическое тонкодисперсное золото во вкрапленном пирите или марказите. Месторождения встречаются в рудных узлах (кластерах), сосредоточенных вдоль достаточно протяженных трендов (разломов), в нижней плите регионального надвига Roberts Mountain (Пров. Бассейнов и Хребтов). В последние годы добыча золота из МЗКТ только в США составляет 9–10% от общемировой. Количество добытого золота и подсчитанного в запасах превышает 10 000 т. Геолого-разведочные работы за последние 10 лет показали, что небольшие по площади кластеры могут иметь значительные ресурсы на глубине. В геологической части модели, рассмотренной в статье, подчеркиваются классификационные признаки МЗКТ, а в генетической ее части на первый план выдвинуты индикаторные факторы рудообразования. МЗКТ сформированы в узком временном интервале от 42 до 34 млн лет, который коррелирует с изменением режима сжатия на растяжение и реювенацией магматизма в северной Неваде. В кластерах МЗКТ не известна разновозрастная меднопорфировая, скарновая и жильная Ag-Pb-Zn минерализация. Для МЗКТ характерны сходные гидротермальные изменения и рудные парагенезисы: растворение и окремнение карбоната, сульфидизация железа во вмещающих породах; формирование Au-содержащего мышьяковистого пирита в закрытой системе, а позднее – в открытой системе – отложение аурипигмента, реальгара и антимонита. Геохимический профиль руды – Au-Tl-As-Hg-Sb-(Te)-Ba – характеризуется низкими содержаниями Ag и полиметаллов. Отмечается высокая корреляция между Au и As, Au и Tl. Отношение Au/Ag $\approx$ 10/1. Не кипевшие рудные флюиды, ранжированные по $T_{\text{гом}}$ от $\approx$ 180 до 240°C, имели низкие концентрации солей (в основном <6 мас. % NaCl экв.) и содержали CO₂ (<4 мол. %). Иллит и местами каолинит, присутствующие в руде, указывают на кислую среду рудообразования. Глубина формирования МЗКТ – около 3 км.

Ключевые слова: Невада, Южный Китай, карлинский тип, месторождение, вкрапленные руды, модель, золото, признаки, генезис.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время остро дискутируется вопрос: почему в мире открыт только единственный сверхкрупный район в Неваде – второй по запасам металла после Витватерсранда в ЮАР, который содержит многочисленные МЗКТ? В связи с этой проблемой широко обсуждаются гипотезы происхождения месторождений карлинского типа [11, 18, 35]. Отметим, что на территории России и в странах СНГ месторождения, уверенно относимые к МЗКТ, также не выявлены.

Суммарные запасы золота в рудном районе Карлин (Провинция Бассейнов и Хребтов, рис. 1) оцениваются более чем в 6000 т [35]. Ежегодная добыча золота из месторождений этого типа в последние годы превышает 175 т – около 9% от мировой добычи, что выводит США на четвертое место в мире по производству золота. Начиная с 1960-х и по 2011 г. было добыто около 4175 т золота [16]. Поя-

вился и прочно вошел в употребление термин “месторождения золота карлинского типа”.

МЗКТ впервые были установлены как самостоятельный класс в 1961 г., хотя несколько месторождений разрабатывались еще в начале 1900-х гг. Затем последовала череда открытий аналогичных месторождений, количество которых в Неваде к 2000 г. превысило 100 объектов [26]. В настоящее время насчитывается 88 месторождений в Неваде, США и 30 – в Южном Китае [16]. Рекордным стал 2000 год, когда из МЗКТ было добыто 275 т золота (рис. 2). К 2011 г. производство золота из карлинских руд сократилось до 172 т (см. рис. 2). Запасы и содержания золота широко варьируют как в рудных узлах, так и в МЗКТ (рис. 3).

Геологоразведочные работы за 50 лет значительно увеличили размеры кластеров с МЗКТ и вместе с развитием рудников показали, что месторождения этого типа встречаются в узлах или линейных группах (трендах), а небольшие по площа-

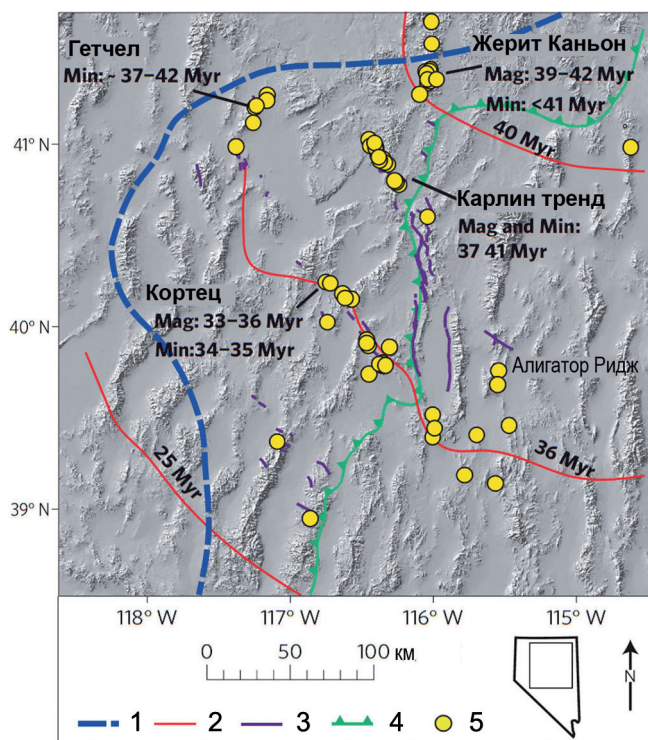


Рис. 1. Карта рельефа территории северной Невады с размещением МЗКТ, [35] с изменениями.

Цифрами на карте обозначен абсолютный возраст в млн лет (Myr): Min – минерализации, Mag – магматизма. 1 – окраина погруженного кратона (на основе изотопии стронция в горных породах); 2 – границы среднетретичных магматических фронтов (относительно Южной Невады), по данным абсолютного возраста; 3 – древние активизированные разломы; 4 – восточное продолжение надвига Робертс Маунтин; 5 – МЗКТ.

Fig. 1. Position of CTGD on relief map northern in Nevada, [35] modified.

The numbers on the map indicated by the absolute age in millions of years (Myr): Min – mineralization, Mag – magmatism. 1 – the outskirts of submerged craton (based on strontium isotope); 2 – Eocene magmatic fronts (with respect to Southern Nevada, with a designated time); 3 – the position of the ancient activated faults; 4 – the position eastern extension thrust Roberts Mountain; 5 – CTGD position.

ди районы могут иметь значительные ресурсы на глубине. Десять месторождений в трендах Карлин, Гетчел и Кортес содержат более 150 т Au, а четыре – более 300 т (см. рис. 3). В последние годы были открыты и разведаны три новых крупнейших месторождения (Лонг Каньон, Кинсли Маунтин и Голдраш) [16].

Геолого-генетическая модель, рассмотренная в статье, обобщает наиболее важные характеристики месторождений золота карлинского типа. Модель основана главным образом на результатах изучения месторождений Карлинского тренда в штате Невада, которые были опубликованы в многочисленных

статьях и монографиях. Кроме того, в модели использованы данные многолетних комплексных исследований золото-сульфидных вкрапленных месторождений, обнаруживающих большое сходство с месторождениями МЗКТ, а также итоги анализа месторождения Алшар (Македония) – одного из немногих, уверенно относимых к карлинскому типу за пределами Невады [3, 41, 42]. Рассматриваемая в разделе модель нацелена прежде всего на поиски месторождений карлинского типа на территории Северо-Востока России и Забайкалья.

ТИПИЗАЦИЯ МЗКТ

В мире известно много месторождений с геологическими особенностями, сходными с МЗКТ, однако эти месторождения – продукты других хорошо изученных гидротермальных систем разных типов [18]. Определенным сходством с МЗКТ обладают дистальные вкрапленные месторождения, ассоциирующие с порфировыми Cu-Mo-Au системами, такие как Лонг Три и Мариголд (Невада), Мелко и Барни Каньон (Юта), Бау (Малазия), Месел (Индонезия), Зачуран (Иран) и др. Очень похожи на МЗКТ дистальные вкрапленные месторождения, связанные с интрузивами гранитоидов (Бэд Маунтан, Невада, Брювери Крик, Канада и Донлин Крик, Аляска и др.), а также эпизональные и вкрапленные орогенные месторождения (Форстевил, Австралия и др.). На сходство с МЗКТ золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд (Майского, Олимпиадинского и др.) в России и странах СНГ указывали Ю.И. Новожилов, А.М. Гаврилов, А.А. Сидоров, А.В. Волков и др. [2, 6, 9, 10].

За пределами Невады вкрапленные месторождения Au в осадочных породах сосредоточены на Юге Китая [45] и встречаются локально по всему миру, в частности на Балканах. Хотя тектонические обстановки формирования этих месторождений отличаются от невадских, вкрапленные месторождения Au в осадочных породах Западно-Кинлинского пояса и области Диан-Цянь-Гуй Южного Китая и месторождение Алшар в Козуфском районе Македонии наиболее близки к МЗКТ [3, 41, 42].

В последнем отчете геологической службы США карлинский и китайский подтипы месторождений объединяются в рамках одной популяции (класса) – месторождений золота в осадочных толщах (sediment-hosted gold deposits), которые характеризуются вкрапленным микронным невидимым золотом [16]. По многим объектам в мире высказываются противоположные версии относительно того, принадлежит ли месторождение карлинскому типу, или только похоже на него, или относится к другому типу месторождений золота в осадочных породах. Такая дискуссия ведется и по месторождению Воронцовскому, расположенному на Урале [8].

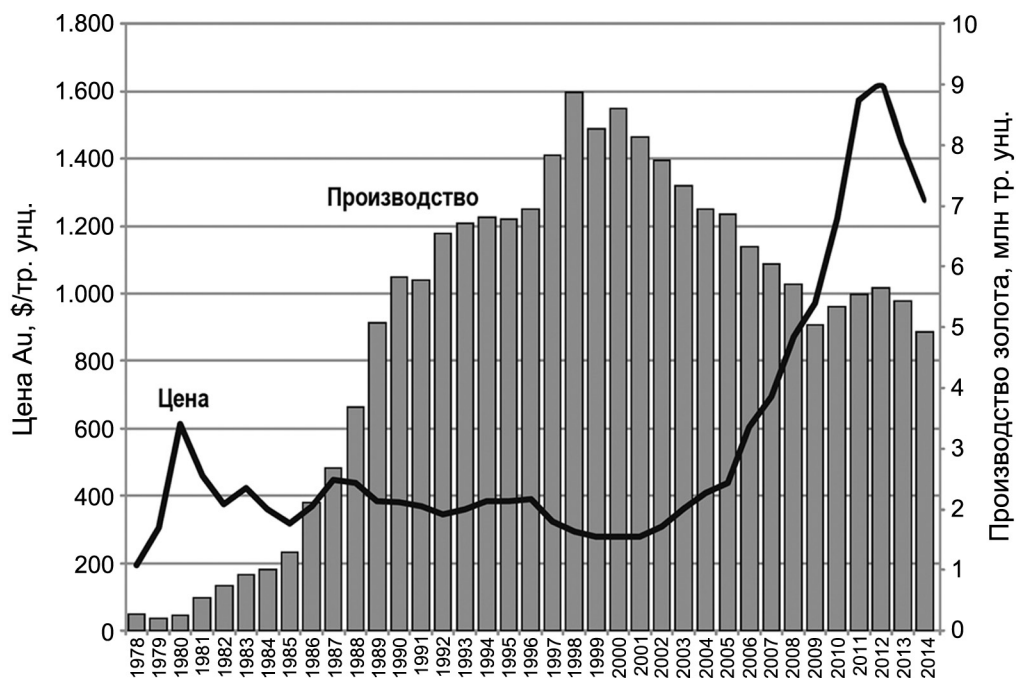


Рис. 2. Динамика добычи золота из МЗКТ, по данным геологической службы штата Невада, 2015 г.

Одна тр. унция = 31.1034768 г.

Fig. 2. Dynamics of production of gold from of Carlin type deposits (according to the Geological Survey of the State of Nevada, 2015).

One tr. ounce = 31.1034768 grams.

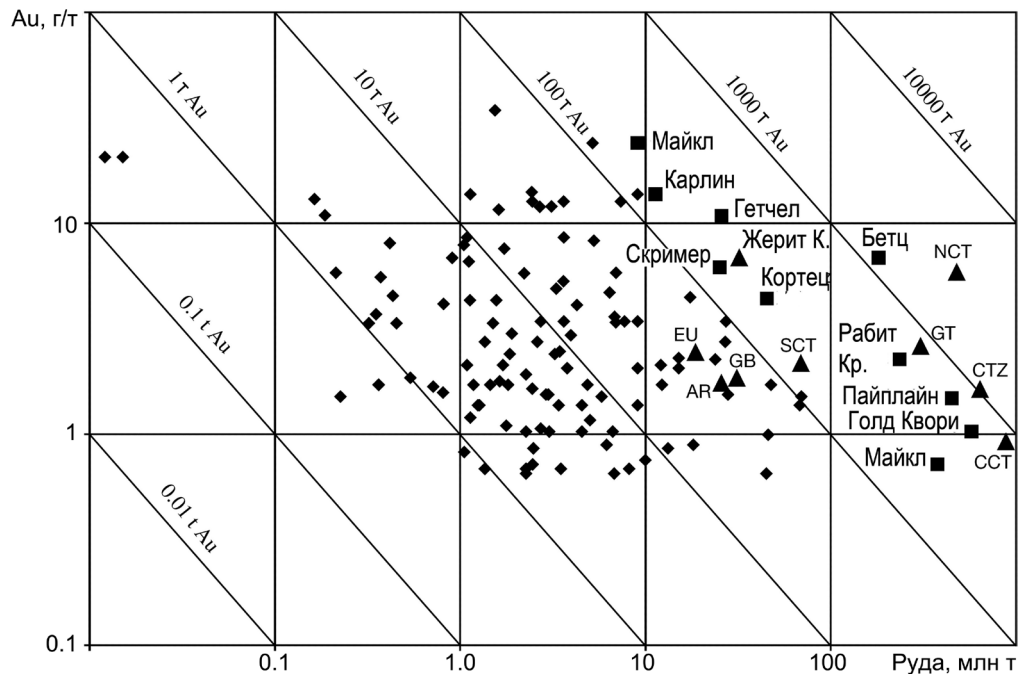


Рис. 3. МЗКТ на диаграмме “содержание–запасы” [19].

Квадратами обозначены МЗКТ с запасами выше 150 т золота, треугольниками – главные рудные районы: EU – Эврика, GB – Голд Бар, GT – Гетчел тренд, JC – Жерит Каньон, NCT – северный Карлин тренд, SCT – южный Карлин тренд.

Fig. 3. The diagram of content–stocks of Carlin type gold deposits [19].

Squares marked Carlin type gold deposits with reserves greater than 150 tons of gold, triangles – main areas: EU – Eureka, GB – Gold Bar, GT – Getchel trend, JC – Zherit Canyon, NCT – northern Carlin trend, SCT – South Carlin trend.

Эти дискуссии не просто академические споры, они имеют важное практическое значение, так как правильное определение МЗКТ прямо указывает на высокий потенциал объекта и методику геологоразведочных работ для его оценки. Неверная оценка типа месторождений приводит геологов к поискам МЗКТ в геологических обстановках, где они не встречаются. Главные отличительные признаки МЗКТ, установленные в ходе подробного сравнения пяти основных трендов (Карлин, Гетчел, Батлемунтан-Эврика, Жерит Каньон и Аллигатор Ридж, см. рис. 1) в штате Невада, приведены в табл. 1 [35].

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Геолого-геофизические данные позволили предложить следующий оригинальный геодинамический сценарий формирования МЗКТ в северной Неваде [36, 39]. По крайней мере, на протяжении последних 100 млн лет Северная Америка дрейфует на запад относительно системы горячек точек (плюмов). Приблизительно 55 млн лет назад край континента достиг Йеллоустоунской горячей точки (плюма) и, начиная с этого момента, дрейфует над ней (рис. 4а). В период 60–43 млн лет назад влияние горячей точки на континент экранировалось субдуцируемой океанической плитой Фараллон (рис. 4б). Полого субдуцируемый под западную окраину Северной Америки слэб плиты Фараллон препятствовал проникновению флюидов и/или магм в кору и способствовал их аккумуляции и накоплению под слэбом (см. рис. 4б). В момент разрушения последнего, приблизительно 42 млн лет назад, “экранирование” прекратилось и скопившиеся магмы и флюиды получили возможность проникать в континентальную кору (рис. 4в).

Основная фаза минерализации в месторождениях карлинского типа произошла 40–36 млн лет назад, как раз тогда, когда золоторудная провинция располагалась над Йеллоустоунским плюмом, более не “экранируемым” субдуцируемой плитой (см. рис. 4в). Отрыв нижнего конца от слэба плиты Фараллон вызвал резкое изменение движения как североамериканской континентальной плиты, так и всех океанических плит в северо-восточном секторе Тихого океана. На окраине Северо-Американского континента установился преобладающий тектонический режим растяжения, обусловивший возникновение металлогенической Провинции Бассейнов и Хребтов. В интервале 46.1–40.4 млн лет назад в районе расположения будущих месторождений формировались водонасыщенные осадочные бассейны, вода из которых впоследствии циркулировала в геотермальных системах.

Первые грабены, связанные с растяжением коры, появились в рифте Рио-Гранде и центральных областях Провинции Бассейнов и Хребтов приблизительно 40 млн лет назад. Одновременно с продолжавшимся андезитовым вулканизмом в близлежащих окрестных осадочных бассейнах началось интенсивное растяжение верхней коры, проявившееся в разломообразовании и вращении тектонических блоков. Процессы растяжения сопровождались формированием сквозных разломов на разных уровнях коры. Наряду с образованием новых разломов реактивировались старые, в частности надвиг Roberts Mountain и сеть древних разломов фундамента северной Невады [18]. Повышенная проницаемость коры, множественные горячие интрузии в коре и огромные запасы воды в осадочных бассейнах способствовали возникновению гигантских по размеру гидротермальных систем. Режим растяжения коры с образованием новых и активизацией древних разломов увеличил проницаемость

Таблица 1. Характерные черты МЗКТ в Неваде [35]

Table 1. Characteristics of Carlin type gold deposits of Nevada, USA [35]

№	Характерные черты МЗКТ
1	МЗКТ сформированы от 42 до 34 млн лет. Этот временной интервал коррелирует изменению режима сжатия на растяжение и реювенации магматизма в северной Неваде
2	МЗКТ встречаются в кластерах вдоль древних, реактивированных рифтовых структур фундамента в нижней плите регионального надвига Робертс Маунтин
3	Для МЗКТ характерны сходные гидротермальные изменения и рудные парагенезисы; растворение и окремнение карбоната; сульфидизация железа в породах; формирование Au содержащего мышьяковистого пирита в закрытой системе и позднее, в открытой системе – отложение аурипигмента, реальгара и антимонита. Геохимический профиль руды – Au–Tl–As–Hg–Sb–(Te)–Ba, с низким Ag и полиметаллами
4	Не кипевшие рудные флюиды, ранжированные от ≈ 180 до 240°C и имевшие низкую соленость (в основном <6 мас. % NaCl экв.) и CO_2 -содержащие (<4 mol %); иллит и местами каолинит указывают на кислые флюиды
5	Формирование на глубине <3 км. Ореол минералогической и геохимической зональности <5 – 10 км шириной и <2 км по вертикали предполагает минимальный температурный градиент. В кластерах МЗКТ не известна разновозрастная медно-порфировая, скарновая и удаленная Ag–Pb–Zn минерализация

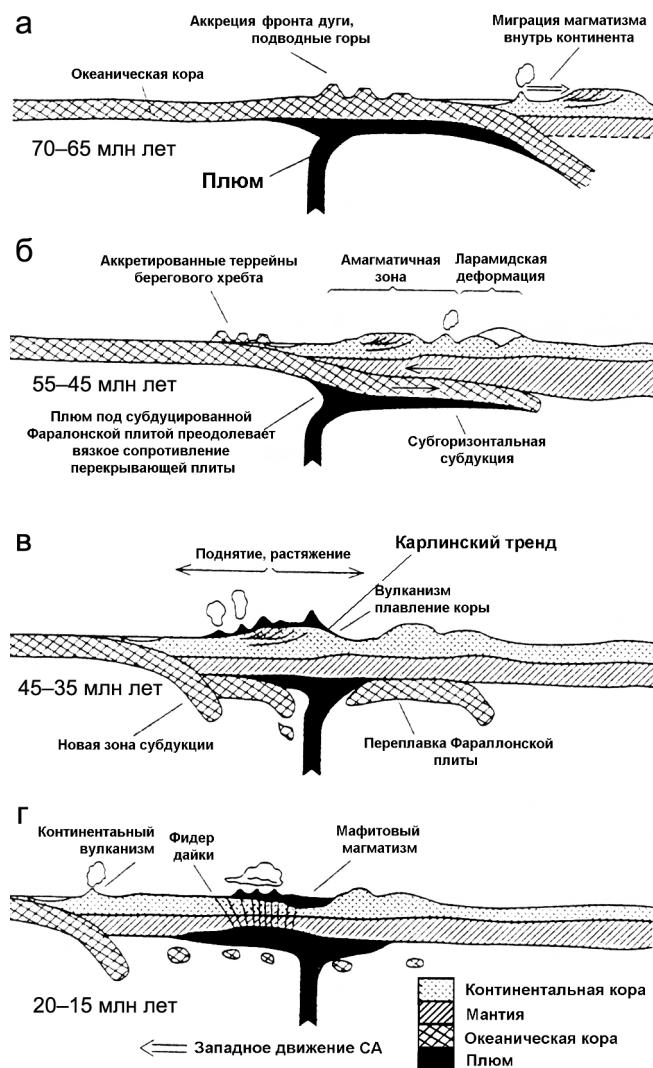


Рис. 4. Интерпретация тектонической эволюции западной окраины Северной Америки за последние 70 млн лет [36].

Реконструкция следа Йеллоустоунской горячей точки, Йеллоустоунский плюм неподвижен, Северо-Американский континент движется на запад.

а – плюм расположен под океанической корой и создает цепочки морских гор, которые аккрецируются к континентальной окраине; б – зона субдукции плиты Фараллон под западную окраину Северо-Американского континента проходит над Йеллоустоунским плюмом; в – ассимиляция части полого субдуцируемого слэба плиты Фараллон плюмом, генерация больших объемов внутрикоровых расплавов, хрупкие деформации верхней коры и начало нового этапа субдукции; г – выплавление бимодальной магмы, относимой к плюму, и формирование дайковых комплексов и покровных базальтов.

Fig. 4. Interpretation of the tectonic evolution of the western margin of North America over the past 70 million years [36].

Reconstruction track Yellowstone hotspot plume, the North American continent is moving to the west.

а – plume is located under the oceanic crust and creates a chain of seamounts that accretions to the continental mar-

gin; б – Farallon subduction zone plate under the western edge of the North American continent passes over Yellowstone plume; в – the assimilation of the subducting slab hollow Farallon Plate, plume generation of large amounts of intracrustal melts, brittle deformation of the upper crust and the beginning of a new stage of subduction; г – outmelting bimodal magma attributable to the plume, and the formation of dike complex and cover basalts.

коры и облегчил подъем магм и флюидов Йеллоустоунского плюма к поверхности.

Таким образом, начало эоценового растяжения в северной Неваде связано, как отмечалось ранее, с удалением Фараллонской плиты из основания североамериканской литосферы. В связи с гравитационным обрушением [30] или со сдвиговыми напряжениями в основании хрупкой коры [54] был восстановлен нижнекоровый тепловой и флюидный поток. Пространственные и временные рамки МЗКТ с начала кайнозойского вулканизма и расширения в северной Неваде предполагают фундаментальную связь между рудообразованием и этими явлениями [27].

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЗКТ

МЗКТ распространены в области, подстилающейся архейской корой или смешанной палеопротерозойской и архейской переходной корой, залегающей между краем рифтовой континентальной окраины и в значительной степени нетронутыми породами кристаллического фундамента. Область МЗКТ, кроме того, подстилается мощной от неопротерозойской до кембрийской толщей терригенных пород, связанных с рифтами, которые поставляли металлы и серу в месторождения, что вытекает из интерпретации Rb-изотопных данных для сульфидных минералов рудной стадии [50].

Распространение МЗКТ в северо-центральной Неваде приурочено к сети основных разломов фундамента, заложенных еще во время неопротерозойского рифтогенеза [50]. Проникающая в фундамент система разломов имела решающее значение для формирования МЗКТ, влияла на последующие сбросы, надвиги, тектонические деформации, магматизм и гидротермальную деятельность, играла роль каналов, собирающих и подводящих глубинные флюиды. Главные МЗКТ контролируются разломами и складками 330–350° и 290–310°, которые интерпретируются как унаследовавшие сеть древних разломов континентального рифтогенеза.

Миогеосинклинали – образовавшаяся на шельфовом склоне – толща содержит большую массу тонкослоистых, сульфидизированных и углеродистых доломитовых илистых известняков и мергелей – первичных вмещающих пород большинства МЗКТ, включая все известные гиганты. Растворение карбонатов во время рудообразования привело к потере объемов и увеличению проницаемости по-

род; окварцевание и частичное выщелачивание доломитовых зерен создало проницаемую зернистую, джаспероидную структуру в породе, доступную для золотоносных флюидов и весьма благоприятную для образования карлинских руд [18].

Палеозойские синседиментационные разломы, вызванные резким ограничением и изменением мощностей осадочных фаций, благоприятны для локализации сингенетических Au и баритовых месторождений, а также рифтовых базальтов [20]. Эта система параллельных разломов, вероятно, унаследовала сеть основных разломов фундамента. Разломы реактивизировались во время осадкообразования или в ходе тектонического растяжения. Деформации мягких осадков и оползневые склоновые брекчии привели к повышению проницаемости и первичной пористости вдоль зон разломов, что способствовало притоку флюидов в известковые породы лежащего бока и образованию первичной диагенетической вкрапленной сульфидной минерализации [17].

Главный вмещающий МЗКТ блок – нижняя плита надвига Roberts Mountain, заложенного во время антлеровского орогена. Большинство гигантских МЗКТ залегают в пределах 100 м от надвига или его проекции. Мелкие месторождения, наоборот, встречаются к востоку от аллохтона Roberts Mountain, где региональные палеозойские надвиги отсутствуют. Надвиги служили экранами любым восходящим флюидам. Непроницаемые мелкозернистые терригенные толщи были надвинуты на проницаемые карбонатные пласты. Создавшиеся таким образом структурные ловушки распределяли восходящие рудообразующие флюиды по латерали. В противном случае флюиды могли отложить золото на протяженном вертикальном интервале (>1 км) или сбросить его вблизи поверхности, как, например, в районе Аллигатор Ридж [37].

Палеозойское сжатие привело стратифицированные толщи к имбрикации в изоклинальные складки и надвиговые пояса северо-западного простирания [34]. Инверсия в результате структурных поднятий (двойные погруженные антиклинали, купола), некоторые из которых впоследствии выступали в качестве участков осаждения для золотосодержащих растворов. После эксгумации последние представляют собой эрозионные окна в терригенных толщах аллохтона Антлер, а окно Лин в Карлинском тренде – наиболее известный пример [18].

Три крупнейших района МЗКТ (Северный тренд Карлин, Гетчел и Пайплайн-Кортес) пространственно связаны с юрскими и/или меловыми дорудными плутонами. Небольшие штоки и многочисленные дайки также присутствуют. Эти тела локализовались вдоль существующих систем разломов в каждом районе, которые впоследствии контролировали рудообразующие флюиды. Широкое присутствие интрузивных массивов в обиль-

ной сети разломов указывает на то, что проницаемая структура архитектуры разломов и трещин вокруг МЗКТ существовала до рудообразования [18].

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ

Руды МЗКТ, как уже отмечалось, представляют собой Au-содержащий и обогащенный микроэлементами мышьяковистый пирит, образующий метасоматические тела замещения в карбонатных вмещающих породах. Для месторождений характерны табличные, стратиформные, морковковидные, Т-образные, неправильной формы рудные тела. Морфологические особенности рудных тел обусловлены формой локальных зон пористости и проницаемости, которые образовались в результате благоприятных литологических особенностей в сочетании с крутыми и пологими разломами.

МЗКТ обычно вытянуты в северном или северо-западном направлении – параллельно крутопадающим разломам, хотя пересечения с северо-восточными крутопадающими разломами в ряде случаев также влияют на их морфологию. Встречаются рудные тела длиной до 3 км по простиранию и более километра по вертикали, хотя они обычно прерывистые. Рудные тела, как правило, расположены под непроницаемым экранирующим горизонтом, а лучшие сорта руды концентрируются под куполами или антиклиналями, где крутопадающие структуры служили подводящими каналами.

В одних МЗКТ хотя магматические породы и присутствуют, но факты, позволяющие генетически связать рудные флюиды с одновременной эпизональной магмой, отсутствуют. Дорудные юрские до третичных дайки и силлы внедрялись вдоль структурных путей, которые впоследствии выступали в качестве подводящих каналов [47]. В других месторождениях дайки и силлы сами служили рудоподводящими каналами во многом благодаря глинистым изменениям [20]. Такие особенности – результат корреляции рудных зон с древними магматическими телами. Дайки, силлы и/или интрузии, приблизительно одновременно с минерализацией, были установлены в некоторых, но не во всех районах. Там, где такие интрузивные породы имеют место, например в Карлинском тренде и Жерит Каньоне [27], рудные минералы и зональность околорудных изменений не связаны с магматическими породами. Минеральные ассоциации, такие как эоценовые скарны и полиметаллические руды замещения, которые можно было бы ожидать здесь, в связи интрузивным магматизмом не были идентифицированы, несмотря на глубокое бурение.

Минералогия и геохимия МЗКТ отражают ассоциацию Au с As, Sb, Tl, Ba, Hg в предпочтении к цветным металлам и Ag (табл. 2). Большинство Au отложилось с минералами главной рудной стадии,

Таблица 2. Содержание золота и других элементов в рудах месторождения Алшар и Карлин [42]**Table 2.** The gold grade and other elements concentrations of ore deposits Alshar and Carlin [42]

Элементы, г/т	Алшар			Карлин	
	Кремнистые руды в доломитах	Джаспероидная руда	Сурьмяный джаспероид	Кремнистая руда в доломитах	Мышьяковая руда в доломитах
Au	3.81	3.75	4.20	7.12	61.35
Ag	3.92	0.30	4.48	0.56	<0,5
As	7 900	6 500	7 800	1750	11100
Sb	2 500	580	69 000	250	115
Tl	30	430	950	<3	150
Hg	13	12	7.3	20	200
Cu	5	5	Н.а.	50	50
Pb	5	10	Н.а.	<7	<7
Zn	25	30	Н.а.	119	<5
Ba	110	Н.а.	Н.а.	520	800

Примечание. Анализы выполнены в рудничной лаборатории Спаркс, Невада, США. Золото и серебро определены пробирным анализом, другие элементы – атомной абсорбцией. Н.а. – элемент не анализировался.

Note. The analyzes were made in the laboratory of mine Sparks, Nevada, USA. Gold and silver by assay test are determined, other elements – by atomic absorption. Н.а. – the item is not analyzed.

в том числе Au-содержащими мышьяковистым пиритом, марказитом, кварцем, каолинитом, дикки-том и иллитом. Эти минералы – мелкозернистые и обычно по объему незначительные [14, 26] по сравнению с реликтовыми минералами вмещающих пород, которые включают кварц, слюды, глинистые минералы, доломит, кальцит, пирит, а также различные формы углерода. Однако в богатых рудных телах или месторождениях (например, Майкл, Дип Стар) рудных гидротермальных минералов больше, чем породных [20].

Минералы позднерудного этапа, как правило, макроскопические, образовавшиеся в пустотах или сквозных трещинах, когда гидротермальные системы охладилась. Среди них обычно преобладают кальцит, пирит и/или марказит, кварц, аурипигмент, реальгар и антимонит, причем реальгар и кальцит чаще всего осаждаются последними.

Другие минералы, в том числе галлахит, флюорит, киноварь, сфалерит и теллуриды, а также микроэлементы присутствуют в некоторых месторождениях [26]. Барит как позднерудный минерал обильен и пространственно связан с рудами на месторождении Рейн. В других месторождениях по времени отложения барит пострудный, как и некоторые кальцитовые жилы. Кистевидный пирит и/или марказит и сфалерит с низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ – пострудный и супергенный по происхождению [15].

В МЗКТ выделяют четыре промышленных типа золотых руд [41]: 1) сурьмяная золотосодержащая джаспероидная руда (Au + As + Tl); 2) кремнистая золотая руда (Au + Sb + Tl); 3) мышьяковая золотая руда (Tl + Hg + Sb + Au); 4) таллиевая руда (Tl > 0.1%, Au < 0.1 г/т).

В рудах МЗКТ обычно развиты три разновременные минеральные ассоциации: пирит-маркази-

товая, антимонитовая и аурипигмент-реальгар-лорандитовая. В МЗКТ две последние объединяются в одну позднюю рудную стадию [18].

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород широко развиты на МЗКТ. Интенсивность трансформаций на разных участках одного месторождения весьма неравномерная. Выделяются следующие типы метасоматических преобразований: декарбонизация, окварцевание, аргиллизация и доломитизация. На рис. 5 показан пример, иллюстрирующий пространственное взаимоотношение между рудной зоной и окорудными изменениями вмещающих пород на месторождении Карлин.

Декарбонизации в пределах МЗКТ подвергаются карбонатные толщи – известняки, мергели и доломиты. Вынос кальция из породы сопровождается отложением кварца, формирующим джаспероиды, и аргиллизацией. Интенсивную декарбонизацию в некоторых месторождениях продуцируют брекчии коллапса, в результате значительно повышаются пористость, проницаемость, а реакция флюид–порода приводит к образованию богатой руды [20].

Второй распространенный процесс, связанный с декарбонизацией, – образование доломитового песка. Его сопровождает окварцевание, особенно трещинных доломитов. В результате коррозии доломитов гидротермальными растворами возникает своеобразный доломитовый песок вместе с пятнами и корками оксидов железа и зелеными и желтыми вторичными минералами [41].

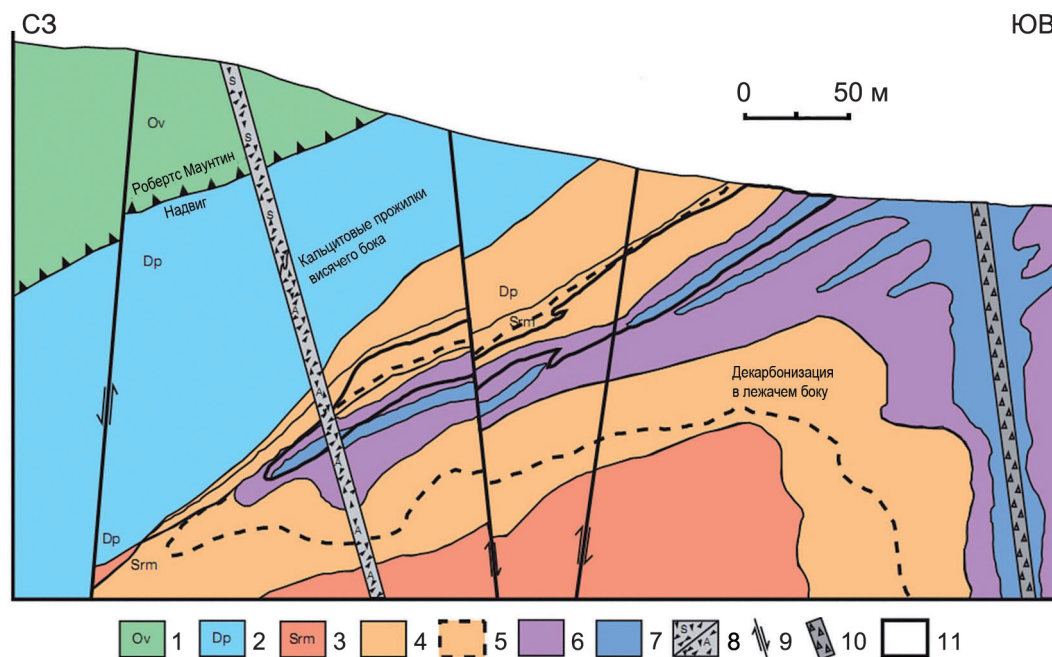


Рис. 5. Геологический разрез рудной зоны месторождения Карлин, [19] с изменениями.

1 – ордовик, формация Винни (неизменная); 2 – девон, формация Попович (неизменная); 3 – силур–девон, формация Робертс Маунтин (неизменная); 4 – зона растворения кальцита; 5 – зона прогрессивного растворения кальцита и доломита; 6 – кремнисто-аргиллитовая зона с реликтами доломита; 7 – джаспероиды; 8 – серицитизированные и аргиллизированные дайки; 9 – крутые нормальные разломы; 10 – зона брекчирования; 11 – рудная зона (>1 г/т).

Fig. 5. Geological section of the Carlin ore zone field, [19] modified.

1 – ordovician Winnie formation (unaltered); 2 – devon Popovich Formation (unaltered); 3 – silurian–devonian, Roberts Mountain Formation (unaltered); 4 – zone of calcite dissolution; 5 – area progressive dissolution of calcite and dolomite; 6 – siliceous-argillaceous zone with relics of dolomite; 7 – jasperoids; 8 – sericitized argillised and dikes; 9 – steep normal faults; 10 – zone of breccias; 11 – ore zone (>1 g/t).

Интенсивность окварцевания в пределах МЗКТ варьирует от слабой до образования джаспероидов по всем типам карбонатных пород. Окварцованные породы появляются в результате метасоматического замещения пород вдоль разломов и зон трещиноватости разных направлений. Содержащие кремнезем гидротермальные растворы также двигались вдоль тектонически подготовленных зон и стратиграфических горизонтов, благоприятных по проницаемости и особенностям химического состава, в дотретичных и третичных карбонатных толщах. Конечным продуктом этих изменений были штокверки и слабо окварцованные зоны трещиноватости.

Для джаспероидов обычны брекчиевая текстура, кварцевые жилы и тонкие прожилки. Джаспероиды состоят из тонкозернистого микрокристаллического кварца, который маскирует текстуру первичных карбонатных вмещающих пород. Хотя джаспероиды достаточно обычны для карбонатных толщ в МЗКТ, однако в некоторых месторождениях более широко развиты слабо окварцованные вмещающие породы.

Кварцевые жилы и прожилковые зоны в пределах месторождений встречаются преимущественно

но в джаспероидах. Тонкие кварцевые прожилки (1–5 мм) обычно содержат вкрапленности пирита, марказита и антимонита, иногда в них отмечаются линзовидные скопления этих минералов. Кроме прожилков, в джаспероидах обнаружены пустоты и каверны, выполненные друзами кварца (отдельные кристаллы достигают в длину 0.5–1.0 см), ассоциирующими с антимонитом и содержащими таллий минералами.

По сравнению с осадочными породами дайки и силы (базальты, андезиты-базальты, лампрофиры, диориты а также “невадиты”) в МЗКТ вблизи разломов и зон окварцевания обычно интенсивно аргиллизированы и серицитизированы. Аргиллизиты состоят из тонкозернистой светлоокрашенной глины (каолинит ± дикит ± иллит), серицита, кварца, гидроксидов железа, ярозита, гипсита, кальцита, сидерита, марказита, пирита, реальгара, аурипигмента и многочисленных таллийсодержащих минералов. Зона аргиллизитов перекрывает другие метасоматические породы – джаспероиды и кремнистые породы [44].

Зона вторичного окисления достаточно широко проявлена на МЗКТ. Продукты окисления включа-

ют вторичные оксиды и гидроксиды железа, сформировавшиеся по сульфидным рудам, и глинистые минералы гумидного облика – по вулканогенно-осадочным породам. В результате окисления сульфидов в МЗКТ происходят высвобождение упорного золота, увеличение его размеров, следовательно, появляется возможность его извлечения цианистыми растворами и методом кучного выщелачивания. Таким образом, изучение зоны окисления МЗКТ – одна из первоочередных задач геологоразведочных работ.

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЙ МЫШЬЯКОВИСТЫЙ ПИРИТ

МЗКТ, вероятно, наиболее известны субмикронным Au, также называемым “невидимым”, в богатых микроэлементами пирите и марказите, в которых содержание Au превышает сотни грамм на тонну. Необходимо отметить, что золото распределено в рудах МЗКТ достаточно равномерно по сравнению с другими типами месторождений (коэффициент вариации около 0.5).

Золотосодержащие пирит и марказит встречаются в отдельных зернах, как правило, менее нескольких микрон в диаметре или в виде мелких включений в более ранних сульфидах. Видимое золото наблюдается локально [20, 53] и интерпретируется как освобожденное и укрупненное в процессе выветривания и окисления пирита рудной стадии [53].

Пробность упорного тонкодисперсного золота, заключенного в сульфидах, по расчетным данным, близка к 1000 [1, 4, 9]. По данным мессбауэровской спектроскопии в большинстве золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд золото находится в арсенопирите и пирите в виде химически связанного в их структуре или в металлическом состоянии с размером частиц 2 нм [7, 22].

Пирит рудной стадии МЗКТ имеет концентрации Au, достигающие ~9000 г/т [45]. В целом содержание золота в руде – функция от концентрации золотосодержащего мышьяковистого пирита рудной стадии. Мышьяк – наиболее распространенный элемент в нестехиометрическом пирите; его концентрация в некоторых случаях достигает ~15%, или превышает их [45], хотя концентрации от 2 до 8% более распространены и показатель As/Au интенсивно варьирует. Содержания мышьяка, подобные карлинским, установлены также в древних пиритах, связанных с интрузивами, и в пострудном пирите. Другие микроэлементы в пирите и марказите представлены в диапазоне от ~0.25 до 1.00% (Sb, Hg, Tl, Te и Cu), а также переменными, но обычно низкими концентрациями Pb, Mo, Zn, Mn, Bi, Ni, W, Ag и Co [20, 26, 53].

Содержащая металлы кайма зонального пирита (рис. 6) свидетельствует о химии рудообразую-

щего флюида и позволяет предполагать, что ранние растворы имели высокие концентрации Au. Ранние флюиды на месторождениях Гетчел и Майкл [20] представлены внутренней каймой пирита с повышенными концентрациями As, Hg, Tl, Te, Cu, Pb ± в дополнение к Au. Со временем концентрации большинства металлов снизились. Так, пиритовые каймы, отвечающие флюидам поздних стадий, обладают более низкими концентрациями Au и других рудных элементов, содержания некоторых металлов ниже пределов определения, а другие металлы, включая Pb и W, встречаются в повышенных количествах, что интерпретируется как выщелачивание из вмещающих пород [18].

Несмотря на многочисленные исследования, механизм осаждения невидимого золота в пирите МЗКТ до сих пор дискутируется. Изучение просвечивающей электронной микроскопией с высоким разрешением образцов из нескольких МЗКТ позволило определить, что в пирите преобладает Au в виде твердого раствора [40, 45]. Наноразмерные частицы Au⁰ присутствуют в твердом растворе, где концентрация Au превышает молярный предел растворимости, который зависит от концентрации As (Au/As > 0.02). Au⁺¹ присутствует в твердом растворе ниже этого предела растворимости [45]. Интерпретация данных результатов показывает, что пиритовые зерна адсорбировали Au из ненасыщенных по этому металлу рудообразующих растворов [18].

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД

Углеродистые (черные) карбонатные породы встречаются в каждом тренде МЗКТ и обычно вмещают некоторое количество руды [26, 28]. Природный углерод (C_{орг}) установлен в межзерновых пленках и частицах вдоль осадочных слоев, а также концентрируется в стилолитах. Кроме того, C_{орг} локализуется в порах, по трещинам в кварце и кальците, слагающим жилы и прожилки. Породы с высокой концентрацией C_{орг} (>2%) отлагались в замкнутых бескислородных бассейнах – потенциальных нефтяных источниках. Высокое отношение S/C свидетельствуют об эвксинных (придонных) условиях их образования [33]. Вмещающие породы с высокой концентрацией C_{орг} в Карлинском тренде и районе Аллигатор Ридж служат важным признаком нефтеобразования, миграции и накопления нефти в структурных ловушках [27, 28]. В породах, залегающих ниже аллохтона Робертс Маунтин, природный углерод представлен скрытокристаллическим графитом [33]. Миграция нефти в районе происходила до внедрения юрских интрузий [20, 28]. Температурное моделирование показало, что генерирование нефти и последующий катагенез были связаны с развитием аллохтона Робертс Маунтин [24]. Четкой связи между содержанием C_{орг} и Au в кар-

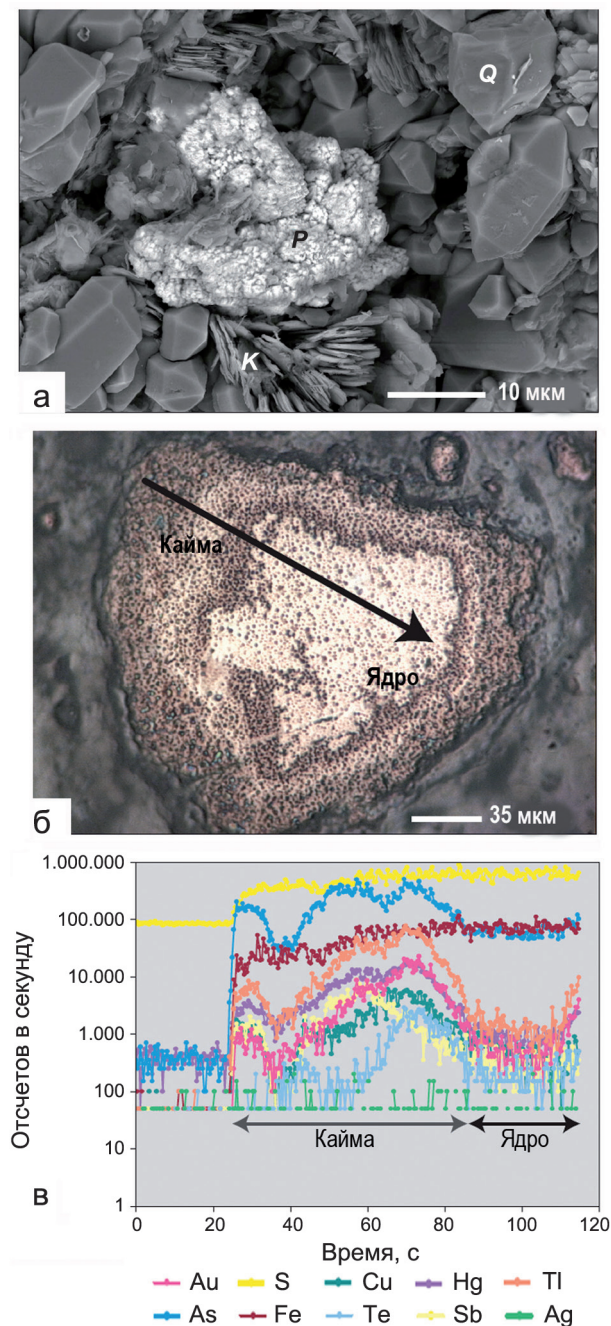


Рис. 6. Изображения и анализы пирита рудной стадии месторождения Туркиоз Ридж, [35] с изменениями.

а – сканированная электронная микрофотография руды, состоящей из кварца (*Q*), каолинита (*K*) и пирита (*P*); б – электронное изображение пирита, показывающее дорудное ядро и кайму рудного этапа (подписаны) и положение пересечения LA-ICP-MS; в – результат пересечения LA-ICP-MS, отражает значительное увеличение микроэлементов от ядра к кайме. Отсчет прямо связан с содержаниями анализируемых изотопов и выявляет внутреннюю кайму с высокими концентрациями Au, Tl, Hg, Cu и Te и вторую, внешнюю, узкую кайму с высокими концентрациями Au, Tl, Hg, Cu и Sb.

Fig. 6. Images and analyzes of pyrite ore stage of a Turkioz Ridge deposit, [35] modified.

а – a scanning electron micrograph of the ore consists of quartz (*Q*), kaolinite (*K*) and pyrite (*P*); б – an electronic image of pyrite showing preore core and rim of the ore stage, and the position of LA-ICP-MS intersection; в – the result of LA-ICP-MS intersection, shows a significant increase in trace elements from the nucleus to the border. Count directly related to the content of isotopes and analyzed to reveal the inner rim with high contents of Au, Tl, Hg, Cu, and Te, and another narrow rim with high contents of Au, Tl, Hg, Cu, and Sb.

линской руде не установлено. Большинство рудных тел встречается в породах с низким содержанием $C_{орг}$ [26, 28].

На золото-сульфидных вкрапленных месторождениях Северо-Востока России четкой корреляции между золотом и содержанием $C_{орг}$ в рудах, как и в МЗКТ, не отмечается [4, 6]; наиболее равномерные содержания золота свойственны участкам со средними концентрациями углерода. В процессе рудообразования $C_{орг}$ выносится или крайне неравномерно перераспределялся внутри зон гидротермально измененных пород. В частности, содержание $C_{орг}$ во вкрапленных золото-сульфидных рудах Майского месторождения варьирует от 0.08 до 1.44% [4].

На верхнем уровне земной коры в системах МЗКТ органическое вещество могло быть прямым источником H_2S [29]. Органическое вещество поддерживает восстановительные условия флюида, а H_2S – преобладающая форма S во флюиде, что позволяет гидротермальным растворам собирать и транспортировать Au к местам рудообразования [26].

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Золотосеребряное отношение (обычно >10 в осадочных породах и ≈ 10 в дайках и силлах) демонстрирует стабильно более высокую транспортировку и осаждение Au по отношению к Ag в МЗКТ. Отношение Au/Ag – ключевой критерий, отличающий МЗКТ от других типов месторождений драгоценных металлов. Только в 10% МЗКТ установлены промышленно значимые содержания Ag. Обычно высокие содержания последнего (>5 г/т) связаны с наложением на золотоносные джаспероиды **Au-Ag эпitherмальной минерализации** [16]. Элементы, привнесенные во вмещающие породы, на всех МЗКТ включают S, As, Au, Sb, Hg, Tl. Переменно-привнесенные в измененные породы элементы представлены Te, Cu, W, Mo, Se, Fe, Ag, Pb, Si, Ba, Cs и Zn [18].

Как показал состав пирита рудного этапа, некоторые из перечисленных элементов, в том числе Cu и Te, могут быть компонентами раннего, с высоким содержанием Au рудообразующего флю-

ида, в то время как другие могли быть ремобилизованы из вмещающих пород. Свинец в карлинских рудах, вероятно, имеет разнообразное происхождение, связанное как с глубинным источником – протерозойскими породами, поставлявшими Pb в ранние рудообразующие флюиды, так и с рудовмещающими породами – поставщиками Pb в позднерудные флюиды [49]. Элементы, выносимые из пород рудообразующими флюидами, представлены C, Ca, Mg, Sr, Mn, Na и Sc [26]. Калий – переменноподвижный, локально привнесенный или вынесенный в следовых количествах элемент [26]. Концентрации Fe относительно стабильны как в осадочных породах, так и мафических дайках большинства месторождений. Однако железо было привнесено в руды месторождения Скример, некоторые рудные зоны Гетчел и в незначительных количествах в руды месторождения Аллигатор Ридж [18].

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Флюидные включения (ФВ) в минералах рудной стадии МЗКТ небольшие по размерам, редкие, их трудно связать с Au минерализацией. Тем не менее, изучение ФВ в рудах МЗКТ в нескольких районах Невады позволило получить близкие результаты (рис. 7). Флюиды рудной стадии характеризуются низкими и средними температурами (180–240°C), низким уровнем солености (2–3 мас. % NaCl экв.), содержат CO₂ (<4 моль.%), CH₄ (<0.4 моль.%) и H₂S (10⁻¹–10⁻² моль.%). Результаты показали, что рудообразование не было связано ни с кипением флюида, ни с его расслоением [19].

Показатель pH высокотемпературных флюидов (>330°C) на глубоких горизонтах, где они находились в равновесии с вмещающими породами,

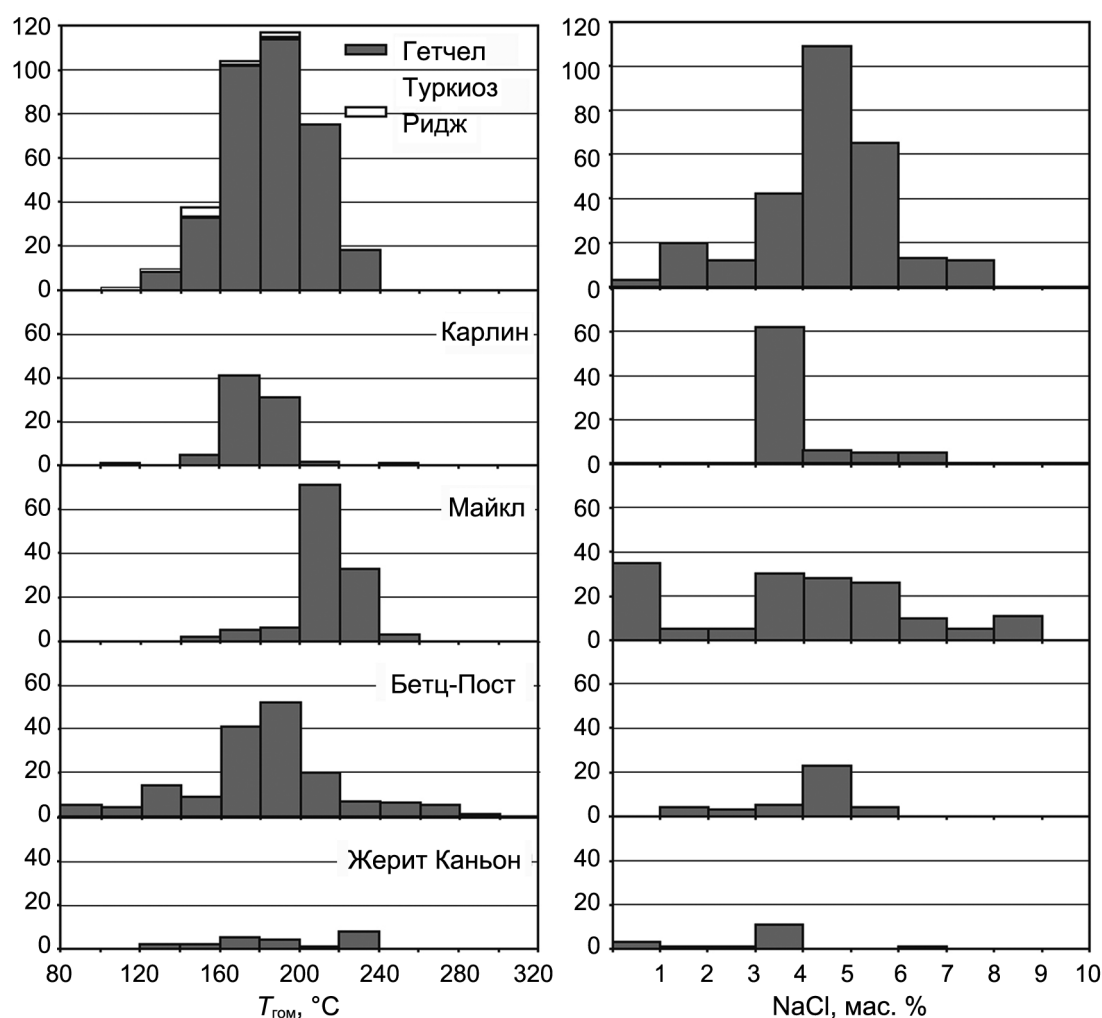


Рис. 7. Температуры гомогенизации и соленость по данным изучения ФВ в кварце рудного этапа ряда МЗКТ, [19] с изменениями.

Fig. 7. Homogenization temperature and salinity data for the study of fluid inclusions in quartz ore stage series of Carlin type gold deposits, [19] modified.

был близок к нейтральному [23]. В связи с охлаждением рудного флюида при движении к поверхности H_2CO_3 диссоциировалась постепенно, создавая более кислые растворы (рН до 4.3–4.5), которые растворяли карбонаты и гидролизировали полевошпат в каолинит, дикит или иллит. Расчеты подтверждают, что типичные рудообразующие флюиды МЗКТ с концентрацией H_2S больше чем $\approx 10^{-2}$ моль. % соответствуют отношению $\text{Au}/\text{Ag} > 3$, и это отношение возрастает с увеличением концентрации H_2S [21].

Для содержащих тонкодисперсное (упорное) золото в арсенипирите и пирите вкрапленных руд Ау-сульфидных месторождений (Олимпиадинском и Майском) были установлены сходные с МЗКТ термобарогеохимические особенности, однако их интерпретация другая [5]. Масштабное изучение флюидных включений на Ау-сульфидных вкрапленных месторождениях (Майском, Чукотка и Олимпиадинском, Енисейский край) показало, что метасоматические вкрапленные руды в зонах расщеливания и смятия, в терригенных и терригенно-карбонатных толщах могли быть образованы ранними существенно газовыми рудообразующими флюидами [5]. Это подтверждает установленный глубоким структурным бурением огромный вертикальный размах вкрапленного сульфидного оруденения (>1.5 км, на месторождениях Майское, Неждановское). Последующее возникновение поздних гидротермальных рудообразующих флюидов, сформировавших жильную минерализацию, могло быть результатом смешения рудоносных газов с метеорными водами на верхних горизонтах минералообразующей системы [2]. Отметим, что аналогичная интерпретация термобарогеохимических данных по МЗКТ недавно была опубликована [35].

РУДООБРАЗОВАНИЕ

Подавляющее проявление субмикронного Ау в обогащенном микроэлементами пирите (см. рис. 6) предполагает, что единый процесс контролирует образование МЗКТ. Компьютерное моделирование и геохимические исследования показывают, что процессы сульфидизации связаны с рудным комплексом, окорудными изменениями и содержанием золота [18]. Сульфидизация, объясняющая невидимое золото в пирите, и отсутствие привноса Fe характерны для большинства рудных зон МЗКТ [26]. Общее отсутствие видимого золота в МЗКТ и его преобладание в пирите подтверждают, что Ау соосаждалось и/или адсорбировалось мышьяковистым пиритом с помощью химических реакций на основе уменьшения значений $a_{\text{H}_2\text{S}}$ [45].

Моделирование направления реакции вместе с результатами изучения ФВ в поздних минералах рудного этапа показывают, что аурипигмент, реалгар и антимонит осаждаются в связи с охлаждением

раствора после формирования Ау-пирита. Охлаждение до температур выше $\approx 180^\circ\text{C}$ соответствует образованию джаспероидов с сетчатодрузовою текстурой кварца. При температурах значительно ниже $\approx 180^\circ\text{C}$ растворы были бы пересыщены по отношению к кварцу, что приводило бы к осаждению халцедона или аморфного диоксида кремния [37].

ГЛУБИНА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Отсутствие признаков кипения флюидов показывает, что диапазон минимальных глубин образования МЗКТ составляет от ≈ 1.7 до 6.5 км, а максимальная глубина, вероятно, находилась в интервале от 5.0 до 8.0 км. Последние трековые исследований апатита дают оценки, которые соответствуют меньшим глубинам, чем по данным изучения ФВ. Эти данные свидетельствуют о том, что современный уровень эрозии поверхности лежит от ≈ 1.0 до 2.0 км ниже эоценовой эрозионной поверхности [25]. В совокупности данные ФВ, апатит-трек моделирование, текстуры джаспероидов и геологические реконструкции показывают, что верхние уровни МЗКТ образовались в диапазоне глубин от ≈ 0.3 до ≈ 3.0 км, а более глубокие уровни некоторых месторождений формируются не глубже 5.0 км [37].

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ ФЛЮИДОВ

Изотопные исследования О и Н в МЗКТ проводились по ФВ, глинистым минералам и кварцу. Они не позволили определить конкретный источник рудного флюида, что, по-видимому, связано с трудностями выявления, сбора и/или чистотой выделения анализируемых минералов рудного этапа или отражает существующие различия в разных районах, включая большее или меньшее разбавление глубинного рудного флюида.

В большинстве исследований получены низкие значения $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$, подтверждающие, что вода в значительной степени была метеорного происхождения. Тем не менее, высокие значения $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ФВ и глинистых минералов из месторождения Гетчел показывают, что большая часть воды в нем имела глубинный источник – либо магматический, либо метаморфический. Мантийный Н в ФВ рудного этапа данного месторождения поддерживает эту интерпретацию [19], хотя мантийный Н мог также быть освобожден из коровых структур при расширении осадочных бассейнов [31].

Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ из глинистых минералов и ФВ на всех месторождениях уменьшаются от ранней рудной стадии к поздней, что соответствует позднерудной инфильтрации метеорных вод, которые, смешиваясь, разбавляют либо глубинный магматический флюид, либо метаморфический. Или зна-

чения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ показывают, что в рудообразующую систему были вовлечены только метеорные воды. Однако минеральные парагенезисы, исследования массообмена, а также химическое моделирование подтверждают, что большая часть Au была отложена до смешения флюидов и связана с сульфидизацией вмещающих пород, как отмечалось ранее. Вместе с тем полученные данные позволяют утверждать, что глубинные магматические или метаморфические воды могли в составе рудообразующего флюида транспортировать металлы для МЗКТ [18].

Диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита основной рудной стадии МЗКТ не позволяет однозначно определить источник восстановления S (рис. 8). Оценка данных по изотопии серы осложняется в связи с разнообразием аналитических методов, при помощи которых они были получены. Самые надежные из опубликованных результатов исследований подтверждают широкий диапазон значений изотопов серы (рис. 9), который отвечает осадочному источнику [14, 20, 26]. Такой же источник могло иметь и золото в пирите из руд МЗКТ. Вместе с тем ионно-зондовые локальные анализы $\delta^{34}\text{S}$ пирита рудной стадии демонстрируют небольшой диапазон значений (от -1 до $+7\text{‰}$), который соответствует магматической сере. Эти данные позволяют предположить магматический источник серы пирита рудной стадии МЗКТ [51]. Минералы позднерудной стадии, как правило, имеют высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ (см. рис. 8), отвечающие осадочному источнику серы [20]. Пострудный переход к высоким отрицательным значениям $\delta^{34}\text{S}$ (около -30‰) в гнездовидном пирите и/или марказит $\pm$ сфалеритовых прожилках (см. рис. 8) в некоторых месторождениях предполагает охлаждение и окисление H_2S в гидротермальных флюидах при завершении рудообразования и последующем супергенном выветривании [20].

В результате изучения изотопии свинца из рудных минералов месторождений Гетчел и Туркиоз Ридж были определены два источника Pb [27, 49]. Первый – в пирите основной рудной стадии – имеет средние значения изотопного состава, отвечающие неопротерозойским и кембрийским терригенным породам восточной Невады. Второй источник Pb в поздних сульфидах по изотопному составу типичен для ордовикско-девонских кремнистых терригенных и известковых пород в Карлинском тренде. Значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в сульфидах железа рудной стадии и в антимоните, аурипигменте и реальгаре позднерудной стадии месторождения Жерит Каньон также находятся в диапазоне, отвечающем породам корового уровня и осадочному источнику Os [27].

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЗКТ

Модели формирования МЗКТ можно разделить на три группы, две из которых предполагают их

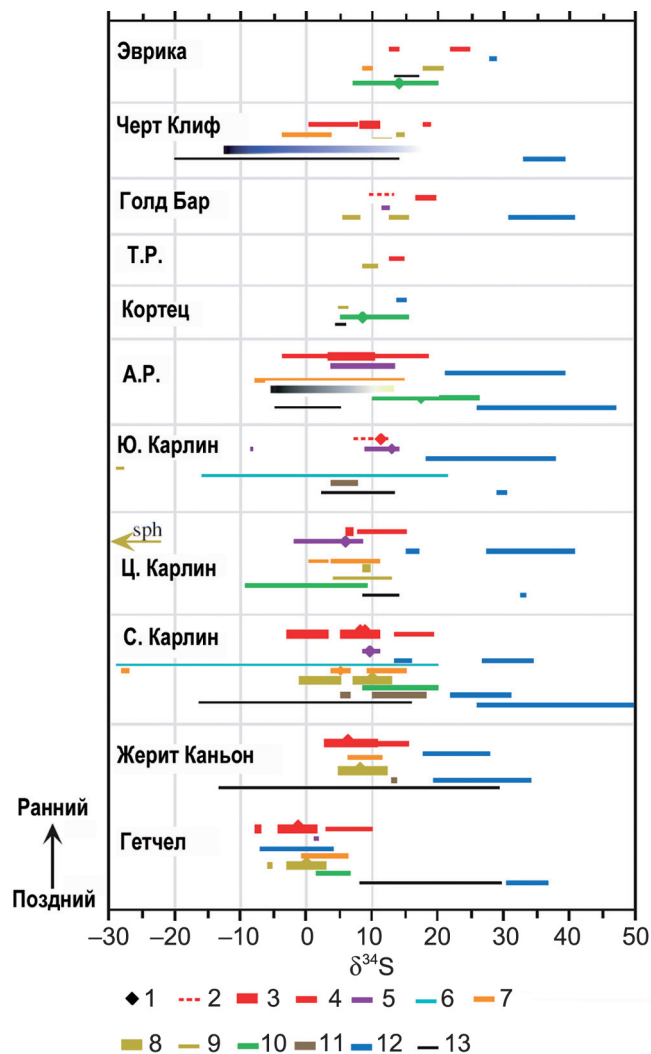


Рис. 8. Изотопы серы сульфидных минералов, барита, алунита и H_2S в рудообразующих флюидах ряда месторождений МЗКТ, [19] с изменениями.

1 – значения или режим; 2 – H_2S (200° , алунит, предположительно рудная стадия); 3 – H_2S (200° , главная рудная стадия); 4 – H_2S (200° , позднерудная стадия); 5 – супергенный алунит; 6 – гнездовидный пирит/марказит (+/...сфалерит); 7 – Sb и As сульфиды позднерудной стадии (Карлин); 8 – главная рудная стадия, колчеданы (Карлин); 9 – смешанные син- и диагенетические и главной рудной стадии Fe-сульфиды; 10 – минерализация, связанная с интрузивами; 11 – минерализация, сходная с миссисипским типом; 12 – барит; 13 – син- и диагенетические пирит +/- другие сульфиды.

Fig. 8. Sulfur isotopes of sulfide minerals, barite, alunite and H_2S in the ore-forming fluids of some Carlin type gold deposits, [19] modified.

1 – value or regime; 2 – H_2S (200° , alunite, presumably ore stage); 3 – H_2S (200° , the main ore stage); 4 – H_2S (200° , post ore stage); 5 – supergene alunite; 6 – bunch shaped pyrite/marcasite (+/...sphalerite); 7 – Sb and As sulfides post ore stage (Carlin); 8 – the main ore stage, pyrites (Carlin); 9 – mixed syn- and diagenetic stage and the main ore Fe-sulfides; 10 – mineralization related intrusions; 11 – the similar to Mississippi type mineralization; 12 – barite; 13 – syn- and diagenetic pyrite +/- other sulfides.

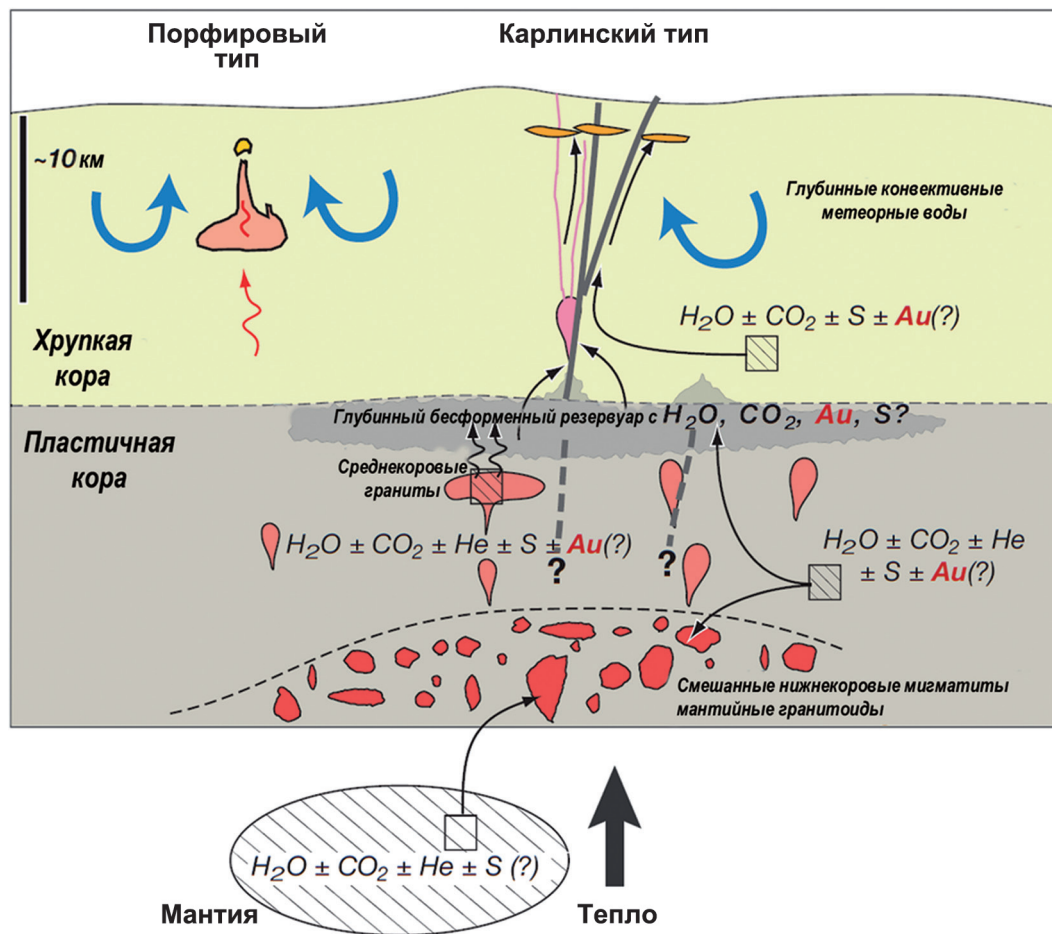


Рис. 9. Генетическая модель МЗКТ, [19] с изменениями.

Fig. 9. Genetic model of Carlin type gold deposits, [19] modified.

амагматичность: 1) переотложения и/или бассейновая; 2) метаморфогенная (орогенная); 3) магматическая. Все три потенциально продуцируют джаспериоды в карбонатсодержащих породах при низких температурах. Открытие и детальное изучение в Неваде месторождений с новым, так называемым удаленно-вкрапленным **Au-Ag типом** оруденения дали импульс к развитию магматической модели.

В результате крупного обобщения [18] на основе сходства всех месторождений МЗКТ в штате Невада была предложена следующая генетическая модель их формирования (рис. 10), которую можно отнести к третьей группе. Как отмечалось ранее, в эоцене астеносфера вновь появилась в основании литосферы Северной Америки, когда пологий слэб плиты Фараллон обрушился в мантию. Это событие генерирует высококалийный известково-щелочной магматизм, охвативший южную часть района распространения МЗКТ ≈ 42 млн лет назад. Поскольку слэб плиты Фараллон перестал существовать, мафические мантийные магмы проникали в ниж-

нюю кору, генерируя ее частичное плавление и передавая полученные из мантии ювенильные летучие вещества на коровый уровень (см. рис. 9). Магматический расплав в конце концов достиг точки насыщения летучими веществами и выделил гидротермальные флюиды, которые могли транспортировать Au в бисульфидных комплексах. Магматические флюиды с возможной подпиткой метаморфическими флюидами продолжали двигаться вверх, извлекая попутно из вмещающих пород и растворяя в себе разные компоненты. Au вместе с As, Sb, Hg, Tl, S и **небольшими количествами других металлов**, такими как Pb, могло быть извлечено из неопротерозойских пород, в частности глинистых пластов [46]. Когда утолщенная верхняя кора стала расширяться, водные гидротермальные флюиды мигрировали и поднимались вдоль глубинных сквозных разломов, связанных с вновь открывшимися протерозойскими рифтогенными структурами (см. рис. 9). Реакции между углеродистыми, сульфидизированными и баритсодержащими карбонатными породами и восходящим потоком флю-

Глубина, м	Вертикальная зональность оруденения	Характерные минералы	Примеры месторождений
100–200		Зона аргиллизитов под экраном вулканитов	Реальгар, киноварь, минералы таллия, антимонит
200–300		Зона джаспероидов	Кварц, халцедон, гематит, пирит, марказит, антимонит
300–900	Аи-кварц-антимонитовые жилы Pb-Zn-Ag-сульфидно-кварцевые жилы Аи-кварцевые жилы Вкрапленные Аи-сульфиды	Зона оруденения типа Карлин	Пирит, марказит, антимонит
900–3000		Зона золото-сульфидного вкрапленного оруденения	Пирит, арсенопирит
3000–5000		Арсенопирит	Майское Нежданника Кючус Олимпиада Бакырчик Кокпатас Донлин Крик Ашанти Форстевил

Рис. 10. Модель вертикальной зональности золотосульфидного вкрапленного оруденения [52].

Fig. 10. Model of vertical zoning of disseminated gold-sulfide mineralization [52].

идов могли привести к возрастанию концентрации H_2S , тем самым увеличивая насыщенность флюида Au. Рудоносные флюиды, как представляется, поднимались выше к поверхности, возможно, в связи с термальным разогревом верхней части земной коры (на глубине 6–10 км) plutonic очагами.

В большинстве районов рудные флюиды были разбавлены глубоко конвектирующими метеорными водами. Рудоносные флюиды накапливались в областях пониженных напряжений (тектонических релаксаций) вдоль границ более ранних юрских и меловых штоков и в структурных ловушках, где были сосредоточены водоупоры, способствуя повышенной реакции флюид/порода. Активные флюиды декарбонатизировали, аргиллизировали и сульфидизировали вмещающие породы. Образование пирита уменьшало a_{H_2S} в рудном флюиде, тем самым вызывая соосаждение или адсорбцию золота и других металлов из дисульфидных комплексов. Au было зафиксировано в богатых микроэлементами пиритах, в виде субмикронных частиц самородного Au или структурно связанного Au. Возможно, снижение притока рудных флюидов и вовлечение метеорных вод в систему вызвали смешивание флюидов, их охлаждение и осаждение минералов поздней рудной стадии.

Металлы, полученные из местных терригенно-кремнистых и карбонатных пород, образовали минералы поздней рудной стадии и отложились во внешней каемке пирита. Поздние кальцитовые жи-

лы сформировались над рудными телами или наложались на минерализацию рудной стадии, когда активный флюид был нейтрализован. Остаточные, разбавленные, низкотемпературные флюиды на выходах рудных зон локально сформировали безрудные джаспероиды.

В относительно недавней статье [35] изложенная модель получила дальнейшее развитие. Авторы отмечают, что хотя характеристики месторождений карлинского типа хорошо изучены, но общепринятое объяснение их генезиса отсутствует. В этой публикации дается во многом новая интерпретация известных фактов в пользу магматического источника золота, в которую интегрированы новые данные (микронзондовые анализы рудных минералов, экспериментальные данные по фракционированию металлов, геохронологические и изотопные данные, характеризующие интрузивный магматизм региона). Авторы связывают формирование МЗКТ с переходом от пологой субдукции к возобновлению магматизма в режиме растяжения. Они также полагают, что астеносферный апвеллинг создавал магму, которая производила и накапливала золотоносные флюиды на глубинах 10–12 км. Поднявшись к поверхности, водные флюиды с повышенными концентрациями сероводорода и высоким отношением золота к меди смешивались с метеорной водой. В нескольких километрах от поверхности флюиды растворяли и сульфидизировали карбонатные толщи, что приводило к

отложению золотоносного пирита. Причем золото транспортировалось сероводородными комплексами в газовой фазе флюида. В то же время в модели этих авторов убедительно показано, что МЗКТ могут формироваться и в других системах и обстановках, в частности орогенной и порфировой как эпизональные месторождения. Большое количество и масштаб месторождений карлинского типа в Неваде – результат уникальной конвергенции специфической геологической обстановки и тектонического импульса, что привело к чрезвычайно эффективному переносу и осаждению золота.

МОДЕЛЬ МНОГОЯРУСНОГО СТРОЕНИЯ РУДНОЙ КОЛОННЫ

Ранее мы отмечали определенные черты сходства руд Майского месторождения с рудами Карлина [2, 10, 52], которые были положены в основу многоярусной модели строения рудной колонны (см. рис. 10). Следует отметить, что приведенные в [35] выводы во многом корреспондируют с нашей моделью, представленной далее.

Самый верхний уровень оруденения карлинского типа мы изучали на месторождении Алшар в восточной Македонии [3]. Рудная зона здесь образовалась под экраном покрова щелочных эффузивов четвертичного возраста (4 млн лет). Причем нижний горизонт туфопесчаников вмещает Au-As-Sb-Tl-вкрапленные руды. Этот факт указывает на тесную связь формирования руд месторождения Алшар с вулканическими процессами.

Кроме того, в керне глубокой структурной скважины (более 1500 м), пробуренной в пределах Карлинского тренда, в интервале 700–1000 м отмечено появление в рудах наряду с главными золотоносными минералами – мышьяковистым пиритом и марказитом – золотоносного игольчатого арсенопирита [48]. Таким образом, вкрапленные руды МЗКТ на этих глубинах практически неотличимы от майских руд [2].

Результаты бурения глубоких структурных скважин на месторождениях Майское и Нежданинское показали, что вкрапленные руды непрерывно распространены от поверхности до глубин 1300 и 1500 м соответственно [2].

По данным компьютерного моделирования [4] на глубоких горизонтах (850–1000 м и более) в рудных телах Майского месторождения было установлено почти двукратное уменьшение среднего содержания мышьяка в рудном теле с 1.5 до 0.8–0.7% по сравнению с вышележащими горизонтами, а содержание золота сохранилось на прежнем уровне (10.0–11.0 г/т). По-видимому, этот факт может быть объяснен резким уменьшением содержания мышьяка в пирите вкрапленных руд. Хорошо известно, что высокомышьяковистый пирит образуется при температурах меньше 200°C [13].

Таким образом, можно предположить существование представленной нами зональности вкрапленного оруденения (см. рис. 10). На близповерхностном уровне (до 300 м) развиты джаспероидные метасоматические руды, содержащие самородную ртуть, мышьяк, киноварь, реальгар, аурипигмент и минералы таллия. В интервале на 300–1000 м развит так называемый карлинский тип руд, представленный вкрапленной золотоносной пирит-марказитовой минерализацией. На гипабиссальном уровне (1500–3000 м) развиты вкрапленные пирит-арсенопиритовые, а ниже – вкрапленные существенно арсенопиритовые руды. Следовательно, общий размах рудной колонны может достигать 3000 м и более. Значительный вертикальный интервал формирования вкрапленного оруденения, по-видимому, связан с особыми условиями рудообразования.

Родство тонковкрапленных золотых руд разных месторождений в углеродисто-глинистых (глинисто-карбонатных) толщах по сопутствующим сурьмяно-ртутным и другим минералогеохимическим ассоциациям, возможно, отражает элементы состава первичных недифференцированных источников – от углеводородных флюидов до гидротермальных растворов [12]. Однако сурьмяные и в особенности ртутные геохимические аномалии фиксируются в надрудной зоне подавляющего большинства самых разных рудных месторождений. Элементы подобной геохимической зональности очевидны и для вкрапленных золото-сульфидных (Au-As-Sb) месторождений. Вместе с тем на участках пересечения (наложения) сурьмяно-ртутного оруденения на золотоносные зоны обычно выявляются залежи вкрапленных руд с промышленными концентрациями золота. Соотношения золотых и сурьмяно-ртутных минеральных ассоциаций показывают, что ранние стадии сурьмяных и ртутных месторождений благоприятны для концентрации золота в гидротермальных растворах. Предложенная модель (см. рис. 10) объясняет отсутствие открытий крупных месторождений типа Карлина в других, кроме Невады, золото-рудных провинциях мира высокой эродированностью этих регионов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренная геолого-генетическая модель минералообразующей системы МЗКТ позволяет прогнозировать оруденение карлинского типа в терригенно-карбонатных толщах фундамента палеозойских, мезозойских и четвертичных вулканогенных поясов и в оперяющих их зонах ТМА [2]. В восточных регионах России месторождения этого типа могут быть найдены в карбонатных толщах юрского, девонского и каменноугольного возраста Куульского и Айнахкургенского поднятий

(Чукотка), Омолонского кратонного террейна (Магаданская область), Приколымского террейна (Восточная Якутия), развитых в основании Охотско-Чукотского, Уяндино-Ясаченского, Кедонского и Восточно-Сихотеалинского вулканогенных поясов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы президиума РАН № 4 “Месторождения стратегического сырья в России: инновационные подходы к их прогнозированию, оценке и добыче”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадалов С.Т. (1972) О причинах возникновения концентрации золота в сульфидных минералах. *Узбекский геологический журнал*, (2), 75-82.
2. Волков А.В. (2010) Вкрапленные золото-сульфидные месторождения Северо-Востока России: особенности поисковой геолого-генетической модели. *Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии*. М.: ИГЕМ РАН, 37-59.
3. Волков А.В., Серафимовский Т., Кочнева Н.Т., Томсон И.Н., Тасев Г. (2006) **Au-As-Sb-Tl эпитеpmальное** месторождение Алшар (Южная Македония). *Геология рудн. месторождений*, **48**(3), 205-224.
4. Волков А.В., Сидоров А.А. (2001) Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 180 с.
5. Волков А.В., Сидоров А.А. (2005) Об условиях образования золото-сульфидных вкрапленных руд. *Докл. АН*, **403**(2), 220-223.
6. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., Сидоров В.А. (2002) Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-востока России. *Геология рудн. месторождений*, **44**(3), 179-197.
7. Генкин А.Д. (1998) Золотоносный арсенопирит из золоторудных месторождений: внутреннее строение зерен, состав, механизм роста и состояние золота. *Геология рудн. месторождений*, **40** (6), 551-557.
8. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. (2010) Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (Карлинский тип): новые данные и проблемы. *Литосфера*, (6), 66-73.
9. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. (1999) Золото-сульфидные месторождения в терригенных углеродистых толщах. М.: ЦНИГРИ, 220 с.
10. Сидоров А.А., Волков А.В. (2000) О некоторых аналогиях в строении и составе рудных залежей на золото-сульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чукотка). *Докл. АН*, **375**(6), 807-811.
11. Сидоров А.А., Томсон И.Н. (2001) Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций. *Вестн. РАН*, **70**(8), 719-724.
12. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова А.П., Полохов В.П. (1984) Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР. *Геология рудн. месторождений*, (6), 19-21.
13. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. (2007) Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 107 с.
14. Arehart G.B., Chrysoulis S.L., Kesler S.E. (1993) Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits. *Econ. Geol.*, **88**(2), 171-196.
15. Bawden T.M., Einaudi M.T., Bostick B.C., Meiborn A., Wooden J., Norby J.W., Orobona M.J.T., Chamberlain C.P. (2003) Extreme $\delta^{34}\text{S}$ depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin trend, Nevada; Evidence for bacteriogenic supergene sphalerite. *Geology*, **31**(6), 913-916.
16. Berger V.I., Mosier D.L., Bliss J.D., Moring B.C. (2014) Sediment-Hosted Gold Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models. Open-File Report 2014-1074, June 2014, Virginia, Reston: U.S. Geological Survey. 46 p.
17. Bloomstein E.I., Massingill G.L., Parratt R.L., Peltonen D.R. (1991) Discovery, geology, mineralization of the Rabbit Creek gold deposit, Humboldt County, Nevada. *Geology and ore deposits of the Great Basin*. Reno: Geological Society of Nevada, 821-843.
18. Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A. (2005) Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*. Ed. by J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards. Society of Economic Geologists, 451-484.
19. Cline J.S., Stuart F.M., Hofstra A.H., Premo W., Riciputi L., Tosdal R.M., Tretbar D.R. (2003) Multiple sources of ore-fluid components at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, US. *Mineral exploration and sustainable development*. Rotterdam: Millpress, **2**, 965-968.
20. Emsbo P., Hofstra A.H., Launa E.A. (2003) Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid component, and genesis of the Meikle, and Neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin trend, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1069-1105.
21. Gammons C.H. (1997) Thermochemical sulfate reduction: A key step in the origin of sediment-hosted disseminated gold deposits. *Soc. Econ. Geol. Guidebook Series*, **28**, 141-146.
22. Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L., Wagner F.E., Stanley C.Y., Safonov Yu.G., McMahan G., Friedl J., Kerzin A.L., Gamyranin G.N. (1998) A multilevel study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia Russian Federation. *Econ. Geol.*, **93**(4), 463-487.
23. Giggenbach W.F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd ed. New York: Wiley and Sons, 737-796.
24. Gize A.P. (1999) Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits. *Econ. Geol.*, **94**(5), 967-979.
25. Hickey K.A., Donelick R.A., Tosdal R.M., McInnes B.I.A. (2003) Restoration of the Eocene landscape in the Carlin-Jerritt Canyon mining district. Constraining depth of mineralisation for Carlin-type Au deposits using low-temperature apatite thermochronology [abs.]. Geological Society of America Abstracts with Program. **35**(6), 358.
26. Hofstra A.H., Cline J.S. (2000) Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. *Econ. Geol.*, **13**(2), 163-220.

27. Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O., Folger H.W., Phinisey J.D., Loranger R.J., Dahl A.R., Naeser C.W., Stein H.J., Lewchuk M. (1999) Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States-relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism. *Econ. Geol.*, **94**(5), 769-802.
28. Hulen J.B., Collister J.W. (1999) The oil-bearing, Carlin-type gold deposits of Yankee basin, Alligator Ridge district, Nevada. *Econ. Geol.*, **94**(6), 1029-1050.
29. Hunt J.M. (1996) Petroleum geochemistry and geology. N. Y.: Freeman, 743 p.
30. Jones C., Sonder L., Unruh J.R. (1998) Lithospheric gravitational potential energy and past orogenesis: Implications for conditions of initial Basin and Range and Laramide deformation. *Geology*, **26**, 639-642.
31. Kennedy B.M., Kharaka Y.K., Evans W.C., Ellwood A., DePaolo D.J., Thordsen J.J., Ambats G., Mariner R.H. (1997) Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, **278**, 1278-1281.
32. Kesler S.E., Fortuna J., Jeffrey Z.Ye. (2003) Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1137-1157.
33. Leventhal J.S., Giordano T.H. (2000) The nature and roles of organic matter associated with ores and ore-forming systems: An introduction. *Econ. Geol.*, **95**(1), 1-25.
34. Madrid R.J., Roberts R.J. (1991) Origin of gold belts in north central Nevada. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin, Field Trip Guidebook. Compendium*. Reno: Geological Society of Nevada, 927-939.
35. Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. (2011) Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits. *Nature Geos.*, (4), 122-127.
36. Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall Jr. G.H., Hynes A. (1998) Plume-modified orogeny: An example from the western United States. *Geology*, **26**(8), 731-734.
37. Nutt C.J., Hofstra A.H. (2003) Alligator Ridge: A shallow Carlin-type gold district. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1225-1241.
38. Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N. Y.: J. Willy and Sons, 509-567.
39. Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall Jr. G.H. (1997) Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary "Carlin" mineralization in the Great Basin of Nevada? *Geology*, **25**(7), 627-630.
40. Palenik C.S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Wang L., Ewing R.C. (2004) "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *Amer. Min.*, **89**(8), 1359-1366.
41. Percival T.J., Radtke A.S. (1994) Sedimentary rock-hosted disseminated gold mineralization in the Alsar district, Macedonia. *Canad. Mineral.*, **32**, 649-655.
42. Percival T.J., Radtke A.S., Jancovic S.R. (1990) Gold mineralization of the Carlin type in the Alsar district, Macedonia, Yugoslavia. *Proc. of the Eight Quadrennial IAGOD symposium*. Ottawa (Canada), 637-646.
43. Peters S.G. (2002) Geology, geochemistry, and geophysics of sedimentary-hosted Au deposits in P.R. China: U.S. Geological Survey Open-File Report: 02-131, Version 1.0, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-131/OF02-131.pdf>.
44. Radtke A.S., Rye R.G., Dickson P.W. (1980) Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposits, Nevada. *Econ. Geol.*, **75**(5), 641-672.
45. Reich M., Kesler S.E., Utsunoyiya S., Palenik C.S., Chrysosoulis S., Ewing R.C. (2005) Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 2781-2796.
46. Seedorff E. (1991) Magmatism, extension, and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great Basin-Mutual effects and preliminary proposed genetic relationships. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin. Symposium Proc.: Geological Society of Nevada*. Reno, 133-178.
47. Teal L., Jackson M. (2002) Geologic overview of the Carlin Trend gold deposits. *Gold Deposits of the Carlin trend: Nevada Bureau of Mines and Geology*, **111**, 9-19.
48. Theodore T.G., Kotlyar B.B., Singer D.A. (2003) Applied geochemistry; Geology and Mineralogy of the Northernmost Carlin trend, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(2), 287-316.
49. Tosdal R.M., Hickey K.A., Donelick R.A., Arehart G.B., Chakurian A.M. (2003) Distinguishing hydrothermal events using apatite fission-track thermochronology; Implications for Au-mineralization in the Carlin-Jerritt Canyon region, northern Nevada. *Geological Society of America Abstracts with Program*, **35**(6), 402.
50. Tosdal R.M., Wooden J.L., Kistler R.W. (2000) Inheritance of Nevadan mineral belts from Neoproterozoic continental breakup. *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond. Geological Society of Nevada Symposium Proc.* Reno, 451-466.
51. Vikre P.G. (2000) Subjacent crustal sources of sulfur and lead in eastern Great Basin metal deposits. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, 764-782.
52. Volkov A.V. (2007) Model of Multilevel Structure of Ore-Columns and Conditions of Formation of Large and Superlarge Au-As-Sb-Disseminated Deposits of Invisible, Refractory Gold. *Digging deeper. Proc. of the IX biennial SGA meeting*. Dublin, Ireland, 18-21 August 2007, **1**, 573-576.
53. Wells J.D., Mullens T.E. (1973) Gold-bearing arsenic pyrites, determined by microprobe analysis, Cortes and Carlin gold mines, Nevada. *Econ. Geol.*, **68**(2), 187-201.
54. Westaway R. (1999) The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, **308**, 407-443.

The geological-genetic model of Carlin type gold deposits

A. V. Volkov, A. A. Sidorov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of RAS

The Carlin type gold deposits (CTGD) presents large metasomatic bodies of jasperoids in carbonate host rocks, that contain finely dispersed submicroscopic gold in disseminated pyrite or marcasite. The deposits occur in ore clusters that are concentrated along the rather long trends (faults) in the bottom plate of the regional Roberts Mountain thrust fault. In recent years, production of gold of this type deposits in the USA alone amounts to 9–10% of the world. The amount of gold produced and in reserves inventory exceeds 10000 tons. Exploration work over the past 10 years have shown that small-area of clusters may have considerable resources at depth. As part of the geological model discussed of the article highlights CTGD classification features, and in the genetic part – to the indicator factors of mineralization. The CTGD formed in a narrow time interval from 42 to 34 Ma, which corresponds to a change in the compression mode to expansion and rejuvenation of magmatism in northern Nevada. No known coeval porphyry copper, skarn or distal Ag–Pb–Zn mineralization in the clusters of CTGD. Similar hydrothermal alteration and ore paragenesis are typical for CTGD: dissolution and silicification of carbonate, sulphidation of Fe in the rock, formation of Au-bearing arsenian pyrite in closed system, and late in open-space deposition of orpiment, realgar and stibnite. Ore signature is Au–Tl–As–Hg–Sb–(Te)–Ba, with low Ag and base metals. There is a high correlation between Au and As, Au, and Tl. The Au/Ag ratio is about 10. Non-boiling ore fluids ranged from ~180 to 240°C and were of low salinity (mostly <6 wt % NaCl eq.) and CO₂-bearing (<4 mol %)/ Illite and local kaolinite indicate acidic fluids. CTGD was formed at a depth of about 3 km.

Key words: Nevada, South China, Carlin type deposits, disseminated ores, model, gold, features, genesis.

REFERENCES

1. Badalov S.T. (1972) About the causes of the concentration of gold in sulphide minerals. *Uzbeksky geologicheskii zhurnal*, (2), 75-82. (In Russian)
2. Volkov A.V. (2010) Disseminated Gold-sulfide Deposits in the Russia Northeast: features of geological and genetic models. *Sovremennye problemy rudnoy geologii, petrologii, mineralogii i geokhimii*. Moscow, IGEM RAS, 37-59. (In Russian)
3. Volkov A.V., Serafimovski T., Kochneva N.T., Tomson I.N., Tasev G. (2006) The Alshar Epithermal Au-As-Sb-Tl Deposit Southern Macedonia. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **48**(3), 175-192. (In Russian)
4. Volkov A.V., Sidorov A.A. (2001) *Unikal'nyy zolotorudnyy rayon Chukotki* [Unique gold ore district of Chukotka]. Magadan, SVKNII DVO RAS Publ., 180 p. (In Russian)
5. Volkov A.V., Sidorov A.A. (2005) Conditions of the Formation of Disseminated Gold-Sulfide Ores. *Dokl. AN*, **403**(5), 700-703. (In Russian)
6. Volkov A.V., Sidorov A.A., Goncharov V.I., Sidorov V.A. (2002) Disseminated Gold-sulfide Deposits in the Russia Northeast. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **44**(3), 159-174. (in Russian)
7. Genkin A.D. (1998) Gold-bearing arsenopyrite of gold deposits: the internal structure of the grains, composition, growth mechanism and the state of gold. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **40**(6), 551-557. (In Russian)
8. Mursin V.V., Sazonov V.N., Ronkin Yu. L. (2010) Model formation the Vorontsov gold deposit in the Urals (Carlin type): new data and problems. *Lithosfera*, (6), 66-73. (In Russian).
9. Novozhilov Yu.I., Gavrilov A.M. (1999) *Zoloto-sulfidnye mestorozhdeniy v terrigennykh tolshchakh* [The gold-sulphide deposits in clastic strata]. Moscow, TSNI-GRI Publ., 220 p. (In Russian)
10. Sidorov A.A., Volkov A.V. (2000) On some analogies in the structure and composition of the ore zones of gold-sulphide deposits Carlin (USA, Nevada) and May (Russia, Chukotka). *Dokl. Akad. Nauk*, **375**(6), 807-811. (In Russian)
11. Sidorov A.A., Tomson I.N. (2001) Ore bearing black shale strata: the convergence of alternative concepts. *Vestn. Ross. Akad. Nauk*, **70**(8), 719-724. (In Russian)
12. Tomson I.N., Sidorov A.A., Polyakova A.P., Polokhov V.P. (1984) Graphite-ilmenite-sulphide mineralization in ore districts of the East USSR. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (6), 19-21. (In Russian)
13. Tjukova E.E., Voroshin S.V. (2007) *Sostav i paragenезис arsenopirita v mestorozhdeniyakh i vmeshchajushchikh porodakh Verkhne-Kolymского региона (k interpretacii genezisа sul'fidnykh assotsyatsii)* [The composition and arsenopyrite parageneses in deposits and host rocks the Upper Kolyma region (to the interpretation of the genesis of sulfide associations)]. Magadan, SVKNII DVO RAS Publ., 107 p. (In Russian)
14. Arehart G.B., Chrysoulis S.L., Kesler S.E. (1993) Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits. *Econ. Geol.*, **88**(2), 171-196.
15. Bawden T.M., Einaudi M.T., Bostick B.C., Meiborn A., Wooden J., Norby J.W., Orobona M.J.T., Chamberlain C.P. (2003) Extreme $\delta^{34}\text{S}$ depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin trend, Nevada; Evidence for bacteriogenic supergene sphalerite. *Geology*, **31**(6), 913-916.
16. Berger V.I., Mosier D.L., Bliss J.D., Moring B.C. (2014) Sediment-Hosted Gold Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models. Open-File Report 2014-1074, June 2014, Virginia, Reston, U.S. Geological Survey. 46 p.
17. Bloomstein E.I., Massingill G.L., Parratt R.L., Peltonen D.R. (1991) Discovery, geology, mineralization of the

- Rabbit Creek gold deposit, Humboldt County, Nevada. *Geology and ore deposits of the Great Basin*. Reno, Geological Society of Nevada, 821-843.
18. Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A. (2005) Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*. Ed. by J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards. Society of Economic Geologists, 451-484.
 19. Cline J.S., Stuart F.M., Hofstra A.H., Premo W., Riciputi L., Tosdal R.M., Tretbar D.R. (2003) Multiple sources of ore-fluid components at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, US. *Mineral exploration and sustainable development*. Rotterdam, Millpress, 2, 965-968.
 20. Emsbo P., Hofstra A.H., Launa E.A. (2003) Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid component, and genesis of the Meikle, and Neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin trend, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1069-1105.
 21. Gammons C.H. (1997) Thermochemical sulfate reduction: A key step in the origin of sediment-hosted disseminated gold deposits. *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, **28**, 141-146.
 22. Genkin A.D., Bortnicov N.S., Cabri L., Wagner F.E., Stanley C.Y., Safonov Yu.G., McMahan G., Friedl J., Kerzin A.L., Gamyagin G.N. (1998) A multilevel study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia Russian Federation. *Econ. Geol.*, **93**(4), 463-487.
 23. Giggenbach W.F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd ed. New York, Wiley and Sons, 737-796.
 24. Gize A.P. (1999) Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits. *Econ. Geol.*, **94**(5), 967-979.
 25. Hickey K.A., Donelick R.A., Tosdal R.M., McInnes B.I.A. (2003a) Restoration of the Eocene landscape in the Carlin-Jerritt Canyon mining district. Constraining depth of mineralisation for Carlin-type Au-deposits using low-temperature apatite thermochronology [abs.]. Geological Society of America Abstracts with Program. **35** (6), 358.
 26. Hofstra A.H., Cline J.S. (2000) Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. *Econ. Geol.*, **13**(2), 163-220.
 27. Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O., Folger H.W., Phinisey J.D., Loranger R.J., Dahl A.R., Naeser C.W., Stein H.J., Lewchuk M. (1999) Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States-relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism. *Econ. Geol.*, **94**(5), 769-802.
 28. Hulen J.B., Collister J.W. (1999) The oil-bearing, Carlin-type gold deposits of Yankee basin, Alligator Ridge district, Nevada. *Econ. Geol.*, **94**(6), 1029-1050.
 29. Hunt J.M. (1996) Petroleum geochemistry and geology. N. Y., Freeman, 743 p.
 30. Jones C., Sonder L., Unruh J.R. (1998) Lithospheric gravitational potential energy and past orogenesis: Implications for conditions of initial Basin and Range and Laramide deformation. *Geology*, **26**, 639-642.
 31. Kennedy B.M., Kharaka Y.K., Evans W.C., Ellwood A., DePaolo D.J., Thordsen J.J., Ambats G., Mariner R.H. (1997) Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, **278**, 1278-1281.
 32. Kesler S.E., Fortuna J., Jeffrey Z.Ye. (2003) Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1137-1157.
 33. Leventhal J.S., Giordano T.H. (2000) The nature and roles of organic matter associated with ores and ore-forming systems: An introduction. *Econ. Geol.*, **95**(1), 1-25.
 34. Madrid R.J., Roberts R.J. (1991) Origin of gold belts in north central Nevada. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin, Field Trip Guidebook. Compendium*. Reno, Geological Society of Nevada, 927-939.
 35. Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. (2011) Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits. *Nature Geos.*, (4), 122-127.
 36. Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall Jr. G.H., Hynes A. (1998) Plume-modified orogeny: An example from the western United States. *Geology*, **26**(8), 731-734.
 37. Nutt C.J., Hofstra A.H. (2003) Alligator Ridge: A shallow Carlin-type gold district. *Econ. Geol.*, **98**(6), 1225-1241.
 38. Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N. Y., J. Willy and Sons, 509-567.
 39. Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall Jr. G.H. (1997) Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary "Carlin" mineralization in the Great Basin of Nevada? *Geology*, **25**(7), 627-630.
 40. Palenik C.S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Wang L., Ewing R.C. (2004) "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist.*, **89**(8), 1359-1366.
 41. Percival T.J., Radtke A.S. (1994) Sedimentary rock-hosted disseminated gold mineralization in the Alsar district, Macedonia. *Canad. Mineralogist*, **32**, 649-655.
 42. Percival T.J., Radtke A.S., Jancovic S.R. (1990) Gold mineralization of the Carlin type in the Alsar district, Macedonia, Yugoslavia. *Proc. of the Eight Quadrennial IAGOD symposium*. Ottawa (Canada), 637-646.
 43. Peters S.G. (2002) Geology, geochemistry, and geophysics of sedimentary-hosted Au deposits in P.R. China, U.S. Geological Survey Open-File Report: 02-131, Version 1.0, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-131/OF02-131.pdf>.
 44. Radtke A.S., Rye R.G., Dickson P.W. (1980) Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposits, Nevada. *Econ. Geol.*, **75**(5), 641-672.
 45. Reich M., Kesler S.E., Utsunoyiya S., Palenik C.S., Chrysosoulis S., Ewing R.C. (2005) Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 2781-2796.
 46. Seedorff E. (1991) Magmatism, extension, and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great Basin-Mutual effects and preliminary proposed genetic relationships. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin. Symposium Proc.: Geological Society of Nevada*. Reno, 133-178.
 47. Teal L., Jackson M. (2002) Geologic overview of the Carlin Trend gold deposits. *Gold Deposits of the Carlin trend: Nevada Bureau of Mines and Geology*, **111**, 9-19.
 48. Theodore T.G., Kotlyar B.B., Singer D.A. (2003) Applied geochemistry; Geology and Mineralogy of the Northernmost Carlin trend, Nevada. *Econ. Geol.*, **98**(2), 287-316.

49. Tosdal R.M., Hickey K.A., Donelick R.A., Arehart G.B., Chakurian A.M. (2003) Distinguishing hydrothermal events using apatite fission-track thermochronology; Implications for Au-mineralization in the Carlin-Jerritt Canyon region, northern Nevada. *Geological Society of America Abstracts with Program*, **35**(6), 402.
50. Tosdal R.M., Wooden J.L., Kistler R.W. (2000) Inheritance of Nevadan mineral belts from Neoproterozoic continental breakup. *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond. Geological Society of Nevada Symposium Proc.* Reno, 451-466.
51. Vikre P.G. (2000) Subjacent crustal sources of sulfur and lead in eastern Great Basin metal deposits. *Geological Society of American Bull.*, **112**, 764-782.
52. Volkov A.V. (2007) Model of Multilevel Structure of Ore-Columns and Conditions of Formation of Large and Superlarge Au-As-Sb-Disseminated Deposits of Invisible, Refractory Gold. *Digging deeper. Proc. of the IX biennial SGA meeting.* Dublin, Ireland, 18-21 August 2007, **1**, 573-576.
53. Wells J.D., Mullens T.E. (1973) Gold-bearing arsenic pyrites, determined by microprobe analysis, Cortes and Carlin gold mines, Nevada. *Econ. Geol.*, **68**(2), 187-201.
54. Westaway R. (1999) The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, **308**, 407-443.