УДК 550.42:546.22:552.16:553.411

С. И. ТУРЧЕНКО (ИГГД РАН)

Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений

Понимание источника серы при метаморфизме является важным для выяснения полного цикла рудогенеза от источника до отложения руды в некоторых типах месторождений. В работе рассмотрены T-P пределы перехода пирита в пирротин, которые высвобождают серу в соответствующих литологических породах при метаморфизме. Результаты исследования показывают, что большая часть серы высвобождается в узком T-P интервале и одновременно происходит преобразование хлорита в мусковит и образование H_2O для гидротермальных флюидов. Они формировались при метаморфизме от зеленосланцевой до низкотемпературной части амфиболитовой фаций, когда вместе с этим могли образовываться золоторудные месторождения. Рассмотрены тектонические позиции таких золоторудных месторождений, а также роль сульфидно-углеродистых осадочных пород.

Ключевые слова: *высвобождение серы, метаморфизм пород, источники серы, воды, золота, тектонические позиции месторождений золота.*

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Sulfur release during rock metamorphism in the Earth's crust: application to gold deposits genesis

Understanding of sulfur source during metamorphic rock reworking is important for understanding the complete cycle of ore genesis in sulfide deposits. The T-P limits of pyrite-pyrrhotite transformation, which released sulfur as a result of metamorphism, are discussed in the paper. Results of the study show that most of sulfur is released in a narrow interval of temperature that transforms chlorite to muscovite and simultaneously releases H_2O. Most of sulfur and water for hydrothermal fluids, when gold ore deposits can also be formed, are generated under metamorphism from greenschist to the lower-temperature part of amphibolite facies. Tectonic positions for forming such ore deposits and role of carbonic-sulfide sediments and deformations also are shown.

Keywords: *sulfur release, rocks metamorphism, sources of sulfur, water, gold, tectonic positions of gold deposits.*

Как цитировать эту статью: Турченко С. И. Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 60–66.

Введение. Сера тесно ассоциирует со многими рудными месторождениями, и сульфидные минералы являются главными ресурсами для многих металлов. Во многих месторождениях источники серы – метаморфические породы. Орогенные золоторудные месторождения (ОЗМ), в отличие от осадочных месторождений типа карлин, известны как метаморфогенные месторождения в породах метаморфизованных в фации зеленых сланцев и переходной к амфиболитовой фации. Это соответствует коровой модели [16], которая более вероятна, чем модель формирования золоторудных месторождений в условиях вплоть до гранулитовой фации [15, 17]. Но все же многочисленными исследованиями было показано, что ОЗМ не могут образовываться за пределами средней части амфиболитовой фации, потому что флюидный поток через обычные типы пород в этих условиях уже достигает температуры 650 °C (т. е. температуры плавления пород) и не может существовать, но в условиях высокого давления этого не происходит.

Источник метаморфической серы для ОЗМ образуется при переходе пирита (FeS_2) в пирротин (FeS) во время регионального метаморфизма, который совпадает с производством H_2O при преобразовании хлорита в мусковит в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. При этом надо иметь в виду, что весь бюджет золота находится в пирите [14, 22, 29]. Ранние исследования также показали, что сера во многом производится из сульфидно-графитовых пород [5, 13] и вулканогенных колчеданных месторождений [11, 30], так как они насыщены пиритом. В этих породах пирит преобразуется в пирротин в широком интервале температур от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Однако, колчеданные месторождения и сульфидно-графитовые сланцы

© Турченко С. И., 2019

во многих регионах не часто преобладают, так что они не могут давать значительных количеств метаморфической серы, как другие источники (например, мафитовые вулканогенные породы, в которых переход пирита в пирротин в породах с 20 % пирита может высвободить около 105 кт серы). Такие породы могут быть источниками серы и золота в региональном масштабе [19, 26].

Процессы, происходящие в породах-источниках метаморфической серы. Было установлено, что метаморфическая H_2O производится при прогрессивном метаморфизме во время преобразования гидроксилсодержащих минералов (как хлорит) в менее гидроксиловые минералы (как амфибол) в течение длительных реакций преобразования минералов. При низкой температуре в зеленосланцевой фации гидроксильные минералы, такие как хлорит и слюды, переходят в безгидроксиловые минералы (гранат, ставролит) в амфиболитовой фации. Подобные реакции происходят и при метаморфизме мафитовых и ультрамафитовых пород. Вдобавок, метаморфические CO_2 и H_2O производятся при превращении карбонатных минералов в кальциево-силикатные минералы [2] или реакцией между графитом и H_2O [3, 10]. Много такого метаморфического флюида образуется в условиях нижней амфиболитовой фации, благоприятной для перехода пирита в пирротин. Пирит широко распространен как компонент разных породных типов и является обычным в осадочных обстановках из-за бактериальной сульфатной редукции, особенно в породах, богатых органическим веществом, таких как черные углеродистые сланцы. Пирит является также типичным минералом вулканогенных пород, подверженных подводноморскому метасоматозу. Хотя имеются и другие сульфидные и сульфатные минералы (барит, гипс и ангидрит), но главный бюджет серы определяется все же присутствием пирита.

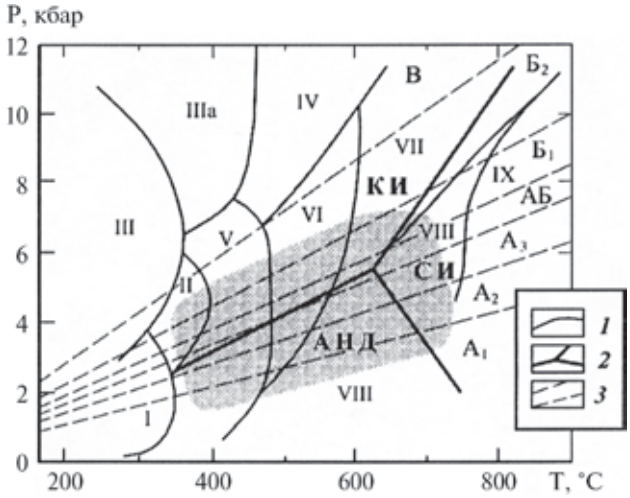
Во время прогрессивного метаморфизма пирит переходит в пирротин, и таким образом происходит высвобождение серы, согласно реакции: $FeS_2 = FeS + S$. В природных метаморфических обстановках происходят два совместных процесса с высвобождением серы и выделением H_2O, CO_2, CH_4, CO, H_2, H_2S, SO_2 и S_2 во флюид [6] по реакциям:

$$FeS_2 + H_2O = FeS + H_2S + 1/2O_2$$

$$3FeS_2 + 2H_2O = 3FeS + SO_2 + 2H_2S$$

Эти процессы заключаются в десульфидизации пирита уже при низкой температуре, концентрация серы в метаморфических флюидах значительно возрастает при подъеме температуры. В восстановительных условиях и низкой температуре H_2S распадается и образуются ионы HS^- и H^+ во флюидах, причем H_2S выделяет около 100 % серы при его восстановлении [12, 35]. При температурах выше 400 °C в типичных метаморфических флюидах существуют ионы HS^- в равновесии с ассоциациями пирротин-пирит-графит или пирротин-пирит-магнетит и преобладает серосодержащий флюид, произведенный из H_2S.

Преобладающими в этих процессах гидроксилсодержащими минералами являются хлорит, который сохраняется до 500–600 °C (при давлении менее 5 кбар), и мусковит, разрушающийся в интервале температур 650–700 °C также при давлении менее 5 кбар [1]. Минералообразование в метаморфических породах определяется главными факторами метаморфизма: T, $P_{общ}$, PH_2O, PCO_2, μK_2O, μNa_2O, pH, Eh. Рамки метаморфогенного рудообразования ограничены средней частью кианит-силлиманитовой фациальной серии умеренного давления и средней частью андалузит-силлиманитовой фациальной серии низкого давления в пределах температурного интервала 350–700 °C (фации зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, альмандин-амфиболитовая и куммингтонит-амфиболитовая) (рисунок). Во многих других породах, не только в пелитовых сланцах, существуют события дегидратации, подобные разрушению хлорита и мусковита, например, происходит извлечение железа из окисных и железистых силикатных минералов и производство водного флюида. Соответственно,



Т-Р схема метаморфических фаций и фациальных серий (по [1] с дополнениями автора статьи – серое поле). Серым показаны пределы, в которых осуществляется метаморфогенное рудообразование

1 – границы фаций; *2* – границы моновариантных равновесий кианита (ки), силлиманита (си) и андалузита (анд); *3* – границы фациальных подсерий (А – андалузит-силлиманитовые подсерии: A_1 – хлоритоид-кордиерит-андалузит-силлиманитовая, A_2 – ставролит-андалузит-силлиманитовая, A_3 – ставролит-кордиерит-силлиманитовая; АБ – промежуточная кианит-андалузит-ставролит-силлиманитовая серия; Б – кианит-силлиманитовые подсерии: $Б_1$ – ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовая, $Б_2$ – ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовая; В – глаукофан-лавсонит-омфацит-гранатовая серия). Фации: I – цеолитовая и пренит-пумпеллиитовая, II – пумпеллиит-актинолитовая, III – глаукофан-лавсонитовая, IIIa – глаукофан-эпидотовая, IV – эклогитовая, V – зеленосланцевая, VI – эпидот-амфиболитовая, VII – альмандин-амфиболитовая, VIII – куммингтонит-амфиболитовая, IX – гранулитовая

при этих гидроксил и серу производящих процессах в регионально метаморфических породах, которые включают железистые силикаты [25], оксиды железа и H_2O-содержащие силикаты, пирит может разлагаться уже в условиях среднетемпературного метаморфизма.

Применение для генезиса месторождений золота. Ранние исследования подтверждали, что только определенное количество серы в гидротермальном флюиде необходимо для регионального распространения золота, которое следует за флюидной транспортировкой вдоль узких пространств, где и накапливается в течение длительного промежутка времени [26]. Однако в дальнейшем исследования показали, что золото не только распространено в породном источнике, но также и в пирите, и в частности в пирите углеродистых сланцев [14, 22, 29].

В мафических породах золото концентрируется в магматических сульфидах, которые представлены в основном пиритом, хотя содержание золота в нем, вероятно, достигает около 1 г/т, давая лишь низкую концентрацию. Мышьяк (элемент, аномально изобильный в орогенических золоторудных месторождениях) также обычно содержится в небольших количествах в осадочном и диагенетическом пирите [22]. Поэтому метаморфические процессы, которые ведут к интенсивному преобразованию больших количеств регионально распространенного пирита, сосуществуют вместе со значительным потоком богатых H_2S флюидов, и они обогащаются как золотом, так и мышьяком. Таким образом, золото и мышьяк извлекаются прямо из пирита в богатый сероводородом гидротермальный флюид в виде гидросульфитного вещества. Миграция H_2O происходит одновременно с разложением хлорита, и эти элементы (Au, As) входят во флюид при достижении десульфидизации пирита. Более интенсивное преобразование пирита в пирротин и генерация Au-, As- и H_2S-обогащенных флюидов отмечается там, где метаморфизм происходит в области высокой температуры и низкого давления. Такой Au-As-H_2S обогащенный флюид должен иметь бóльший рудообразующий потенциал, чем флюид с низким содержанием H_2S, который был произведен из породного источника, где происходила неинтенсивная десульфидизация пирита. Эти области, естественно, менее благоприятны для генезиса золоторудного оруденения.

Тектоническое положение, благоприятное для генезиса орогенических золоторудных месторождений. Большинство богатых серой метаморфических гидротермальных флюидов генерируется в окружающих углеродистых сланцах, и именно они являются идеальным источником золотоносных пород. Однако в региональном масштабе и другие породы могут быть таким источником, среди которых мафические вулканиты обладают достаточным потенциалом для рудоносных флюидов [26, 27]. Большинство богатых серой флюидов образуются из пород, в которых происходит быстрое разложение пирита, и, как было сказано выше, такими породами являются сульфидно-углеродистые сланцы [3, 5]. Чтобы получить такое же количество H_2S из мафических пород, их должно быть по объему в два раза больше, чем углеродистых сланцев. Региональное изучение метаморфизованных турбидитов в Новой Зеландии показало, что преобразование пирита в пирротин совпадает с возрастанием содержаний золота и мышьяка во вмещающих породах [29]. Но на фоне этого всегда требуется одновременное рассланцевание пород, которое добавляет возможность образования флюида и извлечения золота и мышьяка из пород в рудоносные флюиды и отложение их в виде самостоятельных минеральных фаз.

Такая интерпретация совпадает с ассоциацией углеродистых сланцев и крупных месторождений золота, таких как Мурунтау [24], Сухой Лог [4], золоторудных полей в фанерозойских метаморфических поясах [22]. Значительные объемы золотоносных мафических пород существуют и в архейских зеленокаменных поясах, например, Норсеман-Вилуна в блоке Йилгарн в Западной Австралии [9], хотя и там все-таки присутствуют сульфидно-углеродистые сланцы – слои Блэк Флэг [21].

Так как сера высвобождается под влиянием не только температуры, но и контроля давления, то особенности тектонического положения золотоносных провинций с термодинамическими условиями фаций II, V и VI (см. рисунок) являются более благоприятными для генерации насыщенных серой метаморфических флюидов. Однако существует много вариаций геотермальных градиентов, выражающихся различными метаморфическими поясами, например, имеются пояса высокого давления и низкой температуры и, наоборот, среднего и низкого давления и высокой температуры. Зоны корового растяжения потенциальны для образования поясов метаморфизма высоких температур и низкого давления и возможной генерации флюидов, богатых серой [7]. А области коллизии типа континент – континент создают благоприятные условия для метаморфических поясов высокой температуры, но также и высокого давления (как метаморфические пояса в Гималаях), которые не идеальны для производства богатых серой флюидов.

Аккреционые орогены также подвержены высокотемпературному региональному метаморфизму, но умеренного или низкого давления, вовлекая в него значительные объемы земной коры. Оба тектонических типа приводят к циркуляции флюидов, но разной степени интенсивности, которая проявляется в ассоциации с разломными системами, ведущими к формированию жильного золото-сульфидного оруденения [31]. Таким образом идеальной тектонической позицией для размещения золотосульфидного оруденения обладают области с региональным метаморфизмом умеренных температур и низкого

давления. Внедрение больших объемов фельзитовых магм в среднекоровые уровни также ведет к формированию ореолов, благоприятных для миграции флюидов, богатых серой и несущих золото и мышьяк из основания теплового потока в верхние уровни коры. Такой тепловой поток вызывает одновременно дегидратацию хлорита + мусковита и десульфидизацию пирита в больших объемах коры, что делает благоприятным образование золотосульфидного оруденения. Однако во многих регионах могло быть так, что высокотемпературный метаморфизм происходил раньше, чем метаморфизм последующей зеленосланцевой фации. Такие повторные метаморфические события часто наблюдаются в архейских и даже фанерозойских поясах, которые не очень благоприятны для образования золотого оруденения орогенического типа.

В данной работе рассматриваются тектонические регионы, где метаморфизм, благоприятный для рождения флюидов, происходил одноактно в T-P условиях преобразования пирита в пирротин и выделения серы. Благоприятные для генезиса месторождений золота регионы могли отвечать следующим тектоническим позициям:

– островодужные бассейны с последующим коровым растяжением;

– аккреционые бассейны, образованные над областями субдукции [18], сжатие или растяжение в которых происходило сразу после событий нижнекорового нагрева;

– комплексы островных дуг, где происходило внедрение фельзитовых магм в метаморфический блок с высоким температурным градиентом, предваряющим аккрецию.

Необходимо также иметь в виду, что во всех вещественных комплексах таких тектонических позиций должны присутствовать: 1 – породы, благоприятные для выделения серы (например, сульфидно-графитовые сланцы), и 2 – комплексы пород, изначально геохимически обогащенные золотом, по крайней мере, в следовом количестве. Такие тектонические позиции были свойственны позднедокембрийским золотоносным орогенам Тянь-Шаня с крупным месторождением золота Мурунтау в Узбекистане [24] и ряде средних по запасам месторождений золота в Уйгурском районе Китая [8], соседнем с Узбекистаном. Эти тектонические причины также характерны для разрешения некоторых загадок в наблюдаемом распределении золоторудных месторождений, вмещаемых породами различных метаморфических условий, большинство которых размещено в породах зеленосланцевой, а значительно меньшее количество – амфиболитовой или гранулитовой фаций. В террейнах, где месторождения золота формировались с участием инъекций фельзитовой магмы в среднекоровые комплексы пород, процессы магматической экстракции из коры глубинного уровня и внедрения в верхние уровни должны были создавать гравитационную стабильность, делающую эти террейны устойчивыми к надвиговой тектонике. В этих менее обычных тектонических позициях месторождения золота не образовывались потенциально в глубинных коровых уровнях, чего нельзя сказать о более позднем времени в условиях зеленосланцевой фации, поскольку коровые породы в таких T-P условиях уже могли производить вторичные золотоносные флюиды. Серосодержащие флюиды, генерированные в глубинной коре при высоком давлении, продолжали генерироваться и на среднекоровых уровнях. Из-за того, что растворимость серы сильно зависит от давления, эти глубинные флюиды могли нести меньше серы, чем флюиды, генерированные на верхних коровых уровнях. Приведенные аргументы, возможно, могут объяснить, почему месторождения золота в террейнах с метаморфизмом гранулитовой фации являются незначительными и редкими.

Заключение. Главным процессом при метаморфическом высвобождении серы и создании гидротермального флюида является преобразования хлорита и пирита в условиях низкого давления зеленосланцевой и низкотемпературной части амфиболитовой фаций, которые приводят к формированию орогенических золоторудных месторождений. Золото в этих месторождениях отлагается из водных золотосульфидных комплексов [23], и это происходит в условиях температур ниже амфиболитовой фации по нескольким причинам:

1. Гидротермальные флюиды составляют часть плотности окружающих пород, и поэтому они мигрируют в восходящем направлении. Месторождения золота, наиболее вероятно, формируются над источником флюидов в регионе.

2. Гидротермальные флюиды должны быть насыщены серой из-за превращения пирита в пирротин и арсенопирита (FeAsS) в лёлингит ($FeAs_2$) [32].

3. За температурной областью выше 650 °C мигрирующие гидротермальные флюиды должны быть насыщенными CO_2, чтобы избежать плавления пород, которое может произойти при потере H_2O (T выше 700 °C). Поскольку многие силикатные породы подвергаются водонасыщенному плавлению при температуре 650 °C, процесс потери H_2O и, таким образом, миграция флюида и формирование золоторудных месторождений не могли бы происходить в условиях, превышающих такие температуры.

4. Очень высокая растворимость золота при высоких температурах [23] делает насыщение флюидов золотом труднодостижимым для последующего осаждения. По этим причинам орогенические месторождения золота не могут образовываться в любых метаморфических условиях, а только в пределах до средней части амфиболитовой фации, где появляются богатые серой флюиды. Вдобавок, давление контролирует высвобождение серы, ограничивая глубины, в которых образуются орогенические месторождения золота. Так как богатые серой флюиды лучше всего генерируются в условиях среднего

и низкого давлений, то месторождения золота, более вероятно, образуются из флюидов в средней трети из 30–40 км мощности сегмента континентальной коры.

Эти положения совпадают с возможностью образования большинства орогенических месторождений золота, которые локализованы в породах, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до нижней части амфиболитовой фации и генерирования богатых серой флюидов. Редки месторождения золота, которые связаны с породами, метаморфизованными в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации и выше. Многие такие месторождения оказываются вторично метаморфизованными (например, Биг-Белл [27] и Гриффин [34] в Австралии; Челленджер [32] и Хемло в Канаде [33]) или были минерализованы в условиях ретроградного метаморфизма, как Ренко в Зимбабве [20].

Определение T-P условий метаморфического высвобождения серы делает фундаментальными основы генезиса орогенических месторождений золота. Температурные условия ниже среднетемпературной части амфиболитовой фации благоприятны для формирования орогенических месторождений золота, а более высокотемпературные – маловероятны для образования подобных месторождений. Условия низкого давления показывают, что флюиды, насыщенные H_2S, Au и As, лучше генерируются в регионах от среднего до высокого геотермального градиента, а это ограничивает возможное тектоническое положение для этих месторождений. Наиболее благоприятными для указанных условий являются заостроводужные бассейны. Другие тектонические положения небольших участков коры с такими метаморфическими условиями не могут объяснить генезис золоторудных металлогенических поясов. Высокий геотермический градиент также объясняет время золоторудной минерализации как близко одновременное с внедрением фельзитовой магмы в среднюю кору, причем фельзитовый магматизм совпадает с проявлением метаморфизма низкого давления и высокой температуры. Однако в некоторых коровых областях инъекция фельзитовой магмы играет прямую роль во введении теплового потока в среднюю часть коры, который является причиной высвобождения серы и одновременного образования метаморфических флюидов. Наконец, контроль давления при высвобождении серы также ограничивает его глубину в одну треть мощности коры, в пределах которой могут образовываться золоторудные месторождения.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0153-2018-0012.

---

1. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л.: Наука, 1973. – 128 с.

2. Кицул В. И. Метаморфизм карбонатных пород ладожской формации // Труды Лаборатории докембрия АН СССР. – 1959. – Вып. 8. – С. 370–385.

3. Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном рудообразовании // Изв. АН СССР. Серия геол. – 1963. – № 3. – С. 54–62.

4. Мигачев И. Ф., Карпенко И. А., Иванов А. И. и др. Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза единого поля и района // Отечеств. геология. – 2008. – № 2. – С. 55–68.

5. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Сев. Карелия). – Л.: Наука, 1975. – 137 с.

6. Турченко С. И. Метаморфогенное рудообразование в рудоносных тектонических структурах докембрия // Планета Земля: Энциклопед. справочник. Том 2«Минерагения». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 116–129.

7. Barley M. E., Krapez B., Groves D. I. et al. The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity // Precambrian Res. – 1998. – Vol. 91. – P. 65–90.

8. Chen H. Y., Chen Y. J., Baker M. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration // Chemical Geology. – 2012. – Vol. 310. – P. 1–11.

9. Collins W. J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // Geology. – 2002. – Vol. 30. – P. 535–538.

10. Connolly J. A. D. and Cesare B. C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites // J. Metamorph. Geol. – 1993. – Vol. 11. – P. 379–388.

11. Craig J. R. and Vokes F. M. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview // Mineralogical Magazine. – 1993. – Vol. 57. – P. 3–18.

12. Evans K. A., Phillips G. N. and Powell R. Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia // Econ. Geol. – 2006. – Vol. 101. – P. 805–818.

13. Ferry J. M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during regional prograde metamorphism // Am. Mineral. – 1981. – Vol. 66. – P. 908–931.

14. Glasson M. J. and Keays R. R. Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions // Econ. Geol. – 1978. – Vol. 73. – P. 496–511.

15. Goldfarb R. J., Baker T., Dube B. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Econ. Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 407–450.

16. Groves D. I. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // Mineral. Deposita. – 1993. – Vol. 28. – P. 366–374.

17. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. – 1998. – Vol. 13. – P. 7–27.

18. Haeussler P. J., Goldfarb R. J., Snee L. C. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska // Geology. – 1995. – Vol. 23. – P. 995–998.

19. Keays R. R. Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks – the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits // Ore Geol. Rev. – 1987. – Vol. 2. – P. 7–63.

20. Kolb J., Kisters A. F. M., Hoernes S. and Meyer F. M. The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in midcrustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe // Mineral. Deposita. – 2000. – Vol. 35. – P. 109–125.

21. Krapez B. and Hand J. L. Late Archaean deep-marine volcaniclastic sedimentation in an arc-related basin: the Kalgoorlie Sequence of the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Res. – 2008. – Vol. 161. – P. 89–113.

22. Large R. R., Danyushevsky L., Hollit C. et al. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits // Econ. Geol. – 2009. – Vol. 104. – P. 635–668.

23. Loucks R. R. and Mavrogenes J. A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions // Science. – 1999. – Vol. 284. – P. 2159–2163.

24. Morelli R., Creaser R. A., Seltman R. et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // Geology. – 2007. – Vol. 35. – P. 795–798.

25. Nesbitt B. E. Metamorphic zonation of sulfides, oxides, and graphite in and around the orebodies at Ducktown, Tennessee // Econ. Geol. – 1980. – Vol. 75. – P. 1010–1021.

26. Phillips G. N., Brown I. J. and Groves D. I. Some requirements for the Golden Mile, Kalgoorlie: significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits // Can. J. Earth Sci. – 1987. – Vol. 24. – P. 1643–1651.

27. Phillips G. N. and de Nooy D. High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia // J. Metamorph. Geol. – 1988. – Vol. 6. – P. 95–114.

28. Phillips G. N. and Powell R. Link between gold provinces // Econ. Geol. – 1993. – Vol. 88. – P. 1084–1098.

29. Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Craw D. et al. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand // Econ. Geol. – 2006. – Vol. 101. – P. 1525–1546.

30. Rosenberg J. L., Spry P. G., Jacobson C. E. et al. The effects of sulfidation and oxidation during metamorphism on compositionally varied rocks adjacent to the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway // Mineral. Deposita. – 2000. – Vol. 35. – P. 714–726.

31. Sibson R. H., Robert F. and Poulsen K. H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. – 1988. – Vol. 16. – P. 551–555.

32. Tomkins A. G. and Mavrogenes J. A. Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization // Econ. Geol. – 2001. – Vol. 96. – P. 525–534.

33. Tomkins A. G., Pattison D. R. M. and Zaleski E. The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation // Econ. Geol. – 2004. – Vol. 99. – P. 1063–1084.

34. Tomkins A. G. and Grundy C. Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's find deposit, Yilgarn Craton // Econ. Geol. – 2009. – Vol. 104. – P. 669–685.

35. Yardley B. W. D. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation // Econ. Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 613–632.

---

1. Glebovickij V. A. Problemy ehvolyucii metamorficheskih processov v podvizhnyh oblastyah [Problems of evolution metamorphic processes in mobile regions]. Leningrad: Sciences. 1973. 128 p.

2. Kicul V. I. Metamorphism of Ladoga formation carbonate rocks. *Works of the Precambrian Laboratory of the Academy of Sciences of the USSR*. 1959. Vol. 8. P. 370–385. (In Russian).

3. Korzhinsky D. S. The ratio between oxygen activity, acidity and reduction potential during endogenous ore formation. *Izvestia AN SSSR. Seriya geol.* 1963. No 3, pp. 54–62. (In Russian).

4. Migatshev I. F., Karpenko I. A., Ivanov A. I. i dr. Sukhoi Log gold deposit – reassessment and evaluation of the forecast of a single field and area. *Otechestvennaya geologiya*. 2008. No 2, pp. 55–68. (In Russian).

5. Moskovchenko N. I., Turchenko S. I. Metamorfizm kianit-sillimanitovogo tipa i sul'fidnoe orudenenie (Sev. Kareliya) [Metamorphism of kyanite-sillimanite type and sulphide mineralization (North. Karelia)]. Leningrad: Nauka. 1975. 137 p.

6. Turchenko S. I. Metamorphogenic ore formation in the ore-bearing tectonic structures of the Precambrian. *Planet Earth: Encyclopedic Reference. Vol. 2 «Mineragenia»*. St. Petersburg: VSEGEI. 2008. P. 116–129. (In Russian).

7. Barley, M. E., Krapez, B., Groves, D. I. et al. 1998: The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Res.* 91. 65–90.

8. Chen, H. Y., Chen, Y. J., Baker, M. 2012: Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*. 310. 1–11.

9. Collins, W. J. 2002: Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*. 30. 535–538.

10. Connolly, J. A. D. and Cesare, B. 1993: C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *J. Metamorph. Geol.* 11. 379–388.

11. Craig, J. R. and Vokes, F. M. 1993: The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineralogical Magazine*. 57. 3–18.

12. Evans, K. A., Phillips, G. N. and Powell, R. 2006: Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. *Econ. Geol.* 101. 805–818.

13. Ferry, J. M. 1981: Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during regional prograde metamorphism. *Am. Mineral.* 66. 908–931.

14. Glasson, M. J. and Keays, R. R. 1978: Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions. *Econ. Geol.* 73. 496–511.

15. Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I. et al. 2005: Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Econ. Geol.* 100. 407–450.

16. Groves, D. I. 1993: The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*. 28. 366–374.

17. Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M. et al. 1998: Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13. 7–27.

18. Haeussler, P. J., Goldfarb, R. J., Snee, L. C. 1995: Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*. 23. 995–998.

19. Keays, R. R. 1987: Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks – the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.* 2. 7–63.

20. Kolb, J., Kisters, A. F. M., Hoernes, S. and Meyer, F. M. 2000: The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in midcrustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe. *Mineral. Deposita*. 35. 109–125.

21. Krapez, B. and Hand, J. L. 2008: Late Archaean deep-marine volcaniclastic sedimentation in an arc-related basin: the Kalgoorlie Sequence of the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Res.* 161. 89–113.

22. Large, R. R., Danyushevsky, L., Hollit, C. et al. 2009: Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.* 104. 635–668.

23. Loucks, R. R. and Mavrogenes, J. A. 1999: Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*. 284. 2159–2163.

24. Morelli, R., Creaser, R. A., Seltman, R. et al. 2007: Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite. *Geology*. 35. 795–798.

25. Nesbitt, B. E. 1980: Metamorphic zonation of sulfides, oxides, and graphite in and around the orebodies at Ducktown, Tennessee. *Econ. Geol.* 75. 1010–1021.

26. Phillips, G. N., Brown, I. J. and Groves, D. I. 1987: Some requirements for the Golden Mile, Kalgoorlie: significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits. *Can. J. Earth Sci.* 24. 1643–1651.

27. Phillips, G. N. and de Nooy, D. 1988: High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia. *J. Metamorph. Geol.* 6. 95–114.

28. Phillips, G. N. and Powell, R. 1993: Link between gold provinces. *Econ. Geol.* 88. 1084–1098.

29. Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D. et al. 2006: Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Econ. Geol.* 101. 1525–1546.

30. Rosenberg, J. L., Spry, P. G., Jacobson, C. E. et al. 2000: The effects of sulfidation and oxidation during metamorphism on compositionally varied rocks adjacent to the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. *Mineral. Deposita*. 35. 714–726.

31. Sibson, R. H., Robert, F. and Poulsen, K. H. 1988: High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*. 16. 551–555.

32. Tomkins, A. G. and Mavrogenes, J. A. 2001: Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization. *Econ. Geol.* 96. 525–534.

33. Tomkins, A. G., Pattison, D. R. M. and Zaleski, E. 2004: The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. *Econ. Geol.* 99. 1063–1084.

34. Tomkins, A. G. and Grundy, C. 2009: Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's find deposit, Yilgarn Craton. *Econ. Geol.* 104. 669–685.

35. Yardley, B. W. D. 2005: Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Econ. Geol.* 100. 613–632.

Турченко Станислав Иванович – гл. науч. сотрудник, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Stanislav Ivanovich – Chief Researcher, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia. <turchsi@mail.ru>