

**ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И
ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ БАЛЕЙСКОГО
ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

А.И. Серезжников

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017, e-mail: serezhnikova@paleo.ru*

Поступила в редакцию 20 апреля 2009 г.

Балей – эпитермальное жильное золото-кварцевое месторождение, залегающее в осадочной толще нижнего мела. Его геология и гидрогеология подробно изучены. На основе этих исследований реконструированы палеогидрогеологические условия рудообразования, чему особенно способствовала сохранность первоначальной геологической и гидрогеологической структуры: грабеноподобной впадины, вмещающей бассейн подземных вод. Рудное поле формировалось в процессе деятельности в раннем мелу высокотемпературной гидротермальной системы. Рудоносные растворы образовались в результате взаимодействия глубинных флюидов с породами и местными подземными водами. На глубине ~ 600 м растворы вскипали. Из дегазированной жидкой фазы отлагалось золото.

Ключевые слова: эпитермальное золото-кварцевое месторождение, палеогидрогеологическая реконструкция, вскипание растворов, Балей, Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Балейское (Балейско-Тасеевское) рудное поле находится в Восточном Забайкалье в долине р. Унды между хребтами Борщовочным (на севере) и Петровским (на юге). Месторождение Балей известно с 1921 г., разведывалось с 1928 г., эксплуатация началась в 1929 г. [14]. В дальнейшем было открыто Тасеевское месторождение. Вместе с Балеем оно образует единое Балейско-Тасеевское рудное поле. За все годы эксплуатации здесь добыто около 250 т золота, а оставшиеся его запасы оцениваются в 85 т [18].

Балей – месторождение жильное золото-серебряное с очень малым количеством сульфидов; среди нерудных минералов в жилах преобладает халцедоновидный кварц. Балей относится к эпитермальным месторождениям. Однако основная масса месторождений этого типа расположена в вулканических областях и залегают в магматических или вулканогенно-осадочных породах. Для таких месторождений построены схемы или модели формирования, в основе которых лежит связь с магматическими проявлениями. Они также сопоставляются с действующими в настоящее время высокотемпературными гидротермальными системами, причем в ряде случаев и рудные месторождения, и действующие гидротермальные

системы относятся к единым геологическим (вулканотектоническим) структурам [23, 28, 38 и др.]. Балей на этом фоне выглядит обособленно: несмотря на отчетливо эпитермальный характер оруденения и изменений пород, он залегают в осадочной толще и не ассоциирует с какими-либо близкими по возрасту магматическими образованиями. По крайней мере, они не проявлены на поверхности и не вскрыты скважинами.

Балей изучали многие геологи. Результаты их исследований наиболее полно обобщены в работе [2]. Среди рассматриваемых в ней вопросов генезиса следует подчеркнуть два вывода: 1) для рудного поля вероятно не тесная, а лишь “отдаленная” связь с магматизмом, 2) важным фактором рудообразования является интенсивная, в том числе конседиментационная тектоника. В настоящей работе, в отличие от предыдущих исследований, принципиально новыми направлениями являются: 1) реконструкция гидрогеологических (палеогидрогеологических) условий эпохи рудообразования и 2) сравнение Балея с рудными месторождениями и современными гидротермальными системами вулканических и невулканических областей. Оба направления должны способствовать более глубокому пониманию процессов, приведших к формированию рудного поля.

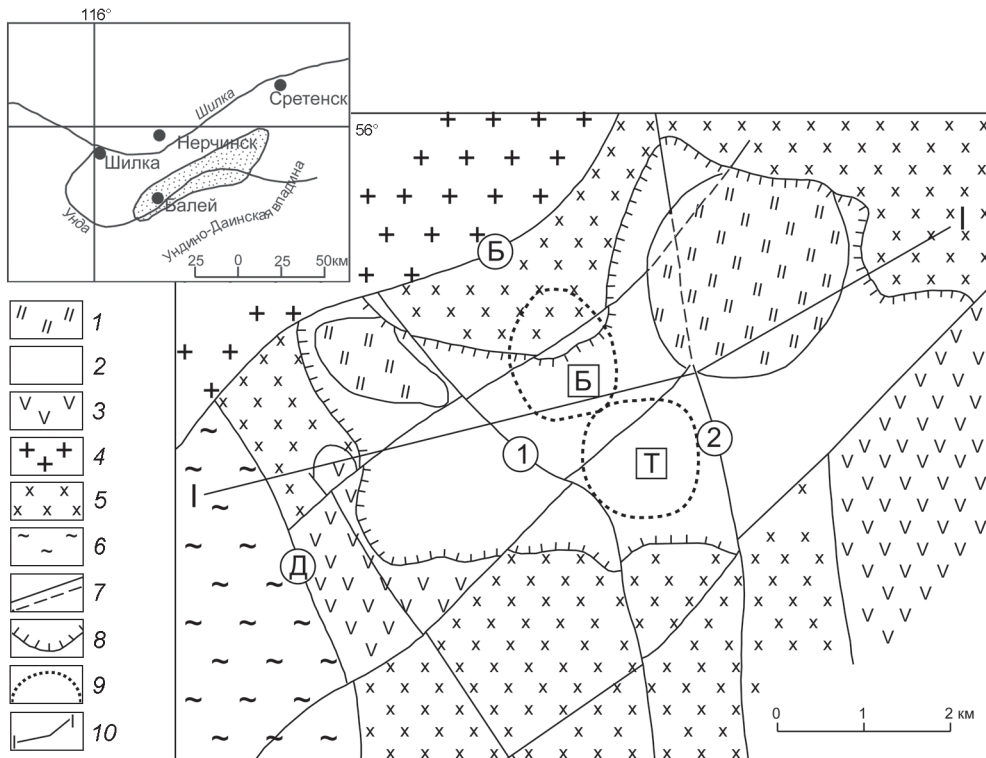


Рис. 1. Схема геологического строения Балейской впадины [2, 11, 20].

1–2 – чехол впадины (1 – каменная свита, 2 – новотроицкая и балейская серии); 3–6 – фундамент и борта впадины (3 – шадоронская серия (J_3), 4 – борщовочный интрузивный комплекс ($J_2?$), 5 – ундинский интрузивный комплекс ($\gamma\delta C$), 6 – кристаллические сланцы и др. метаморфические породы (PR_2); 7 – разломы (пунктир – под более молодыми образованиями), буквами и цифрами в кружках показаны региональные (буквы) и крупные (цифры) разломы: Д – Дутурульский, Б – Борщовочный, 1 и 2 – разломы, разграничивающие блоки, 1 – Западный и Центральный, 2 – Центральный и Восточный; 8 – границы чехла впадины (по разломам не показаны); 9 – максимумы золотого оруденения – проекции на поверхность, буквы в квадратах: Б – Балей, Т – Тасеевское месторождение; 10 – линия разреза (см. рис. 2 и 4).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геология Балея изучена подробно [2, 5, 11, 13, 19 и др.]. Рудное поле тяготеет к одноименной впадине (рис. 1). Последняя имеет тектоническое происхождение и поэтому во многих работах ее называют грабеном или грабен-синклиналью [19, 20 и др.]. Основание впадины – ее фундамент и борта сложены гранитоидами ундинского комплекса (карбон), которые местами перекрыты вулканогенно-осадочными породами шадоронской свиты (верхняя юра). На небольшом удалении от западной границы на поверхность выходят кристаллические сланцы позднего протерозоя. К северу от впадины развит гигантский массив среднеюрских (?) борщовочных гранитов. В частях массива ундинских гранитоидов, перекрытых верхнеюрскими вулканогенными или нижнемеловыми осадочными породами, развита кора выветривания, ее мощность местами достигает нескольких десятков метров [5]. Эта кора явно дорудная, т.к. золотоносные

кварцевые жилы включают обломки гипергенно измененных гранитов. Породы шадоронской свиты развиты не повсеместно. В фундаменте рудного поля основной их объем эродирован.

Балейская впадина заполнена осадочной толщей (рис. 2). По скважинам ее мощность достигает 1200 м. Расчленение осадочной толщи впервые было сделано С.Г. Мирчинк [13] (табл.). Основной объем пород толщи отнесен к нижнему мелу. Выделены свиты, разделенные перерывами и несогласиями. Нижняя – тергенская свита – конгломератовая. На ней с размывом залегают озерные и пролювиальные песчаники, конгломераты и дресвяники балейской свиты, поверхность которой размыта и перекрывается песчаниками новотроицкой свиты. Тергенская свита фаунистически не охарактеризована, однако к востоку от Балея имеются подобные отложения, содержащие фауну валанжина–баррема [13]. В отложениях балейской и новотроицкой свит установлена фауна готерива–баррема [5]. На охарактеризованных

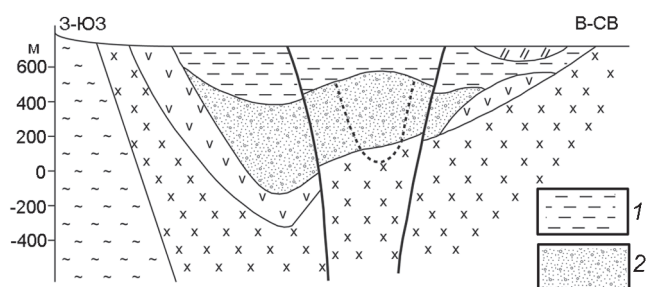


Рис. 2. Разрез по линии I – I к рис. 1.

1 – новотроицкая серия, 2 – бале́йская серия. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1.

фауной нижнемеловых отложений с размывом залегают конгломераты каменской свиты [13].

В более поздних работах [11 и др.] предложена другая схема, несколько изменился возраст отдельных свит (табл.). Верхняя часть разреза бале́йской серии – кокуйская и тасеевская свиты – распространена по всей впадине и имеет общую мощность до 400 м. Эти образования залегают и на тергенской свите, и непосредственно на породах фундамента, т.е. отчетливо несогласно. Они представлены преимущественно серыми аргиллитами, которые переслаиваются с алевролитами, песчаниками и конгломератами. Эта часть разреза вмещает основной объем золотоносных кварцевых жил и прожилков рудного поля.

Новотроицкая серия представлена переслаивающимися светло-серыми алевролитами, песчаниками и темно-серыми аргиллитами, осадочными брекчиями и вулканомиктовыми конгломератами. Их суммарная мощность до ~ 400 м. Серия считается надрудной. Новотроицкая серия залегают на более древних образованиях с несогласием [5].

Бале́йская впадина, уже начиная с ранних работ [15 и др.], разграничивалась на три блока: Западный, Центральный и Восточный, которые разделены поперечными по отношению к региональным разломам и разломными зонами. На рис. 1 границы блоков даны по книге [2], в некоторых других работах [15 и др.] они проводятся несколько иначе. Для Западного блока характерно значительное погружение фундамента – до отметки -300 м. Он сложен ундинскими гранитоидами (карбон) и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами. Перекрывающая их нижнемеловая осадочная толща здесь имеет максимальную мощность до 1200 м, а разрезы свит наиболее полные. Породами бале́йской серии здесь сложена пологая синклиналь, ее ось имеет северо-западную ориентировку и погружается в том же направлении. С этой же синклинали совпадает мульда, сложенная породами новотроицкой серии.

Таблица. Стратиграфические схемы осадочной толщи Бале́йской впадины.

| С.Г. Мирчинк [13] | | В.Д. Любалин и др. [11] | | |
|-------------------|----------------------------------|-------------------------|-------------|--------------------------------|
| свита | возраст | серия | свита | возраст |
| каменская | Р–N | тайнинская | каменская | K ₁ |
| новотроицкая | K ₁ (готерив-баррем) | новотроицкая | кибиревская | K ₁ |
| бале́йская | | | отмаховская | |
| | | бале́йская | тасеевская | J ₃ -K ₁ |
| | | | кокуйская | |
| тергенская | K ₁ (валанжин-баррем) | | тергенская | |

На площади Центрального блока фундамент впадины сложен исключительно ундинскими гранитоидами. Выше залегают все свиты бале́йской серии. Ими сложена пологая антиклиналь субмеридиональной ориентировки. Ее ось ундурирует к центральной части блока. С погруженной частью антиклинали совпадает впадина, сложенная породами новотроицкой серии. На площади Центрального блока, преимущественно в породах бале́йской серии, сосредоточены наиболее значительные зоны трещиноватости. Основное оруденение также сосредоточено в этом блоке.

Для Восточного блока характерны гетерогенность основания (гранитоиды и вулканогенно-осадочная толща) и небольшая мощность отложений чехла, причем основной их объем здесь составляют породы новотроицкой серии и каменской свиты. В целом, это моноклиналь с падением слоев на запад, к Центральному блоку.

Наиболее молодые отложения – конгломераты каменской свиты – образуют на площади впадины две обособленные мульды (рис. 1). Здесь не отмечено ни разрывных нарушений, ни зон смятия [11].

В период рудообразования осадочный чехол впадины, сложенный породами бале́йской серии, был благоприятной средой для циркуляции гидротермальных растворов. Об этом свидетельствуют установленные [19, 20] малая прочность, высокая пористость, значительная проницаемость и анизотропность этих образований, особенно в верхней части их разреза (кокуйская и тасеевская свиты). Собственно здесь и сосредоточено золотое оруденение, тесно связанное с гидротермальными изменениями вмещающих пород. Формированию благоприятной для рудообразования структуры способствовал период опускания дна впадины, которое компенсировалось изгибами пластов осадочных пород и образованием разрывных нарушений типа межпластовых зон про-

скальзывания, сколовых нарушений и трещин [20]. Установлено общее возрастание пористости и проницаемости пород вверх по разрезу чехла впадины. Подчеркнута высокая пористость и проницаемость, малая прочность слабо сцементированных пород надрудной толщи [19, 20]. Последнее можно объяснить тем, что надрудная толща в основном своем объеме отложилась к началу гидротермального рудного процесса. Породы ее внизу изменены, а вверху сохранили первичные физические свойства.

Конгломераты каменской свиты содержат древние россыпи золота.

ОРУДЕНЕНИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Балейское рудное поле по морфологии рудных тел относится к жильным и штокверковым образованиям. Жилы сопровождаются зонами мелкопрожилковой и вкрапленной минерализации. Мощности и протяженность золотоносных кварцевых жил варьируют, соответственно, от 3–4 и до десятков–сотен м.

Своеобразие жильного оруденения – господство тонкозернистых халцедоновидных разновидностей кварца в сочетании с халцедоном, присутствие карбонатов, ничтожная роль сернистых соединений металлов, среди которых преобладают пирит и марказит. Развита адуляр-кварцевая минерализация [5].

Золотое оруденение размещается в слоистых осадочных отложениях впадины, а также локально в ундинских гранитоидах, преимущественно в Центральном блоке. Развита кварц-золоторудные жилы с полосчатыми, брекчиевидными и друзовыми структурами. Золото распределено неравномерно, основные его скопления тяготеют к верхним частям месторождения. По структурам среди рудных тел выделяются: штокверки в гранитоидах и системы пологих согласных жил, сопровождаемых мелкими секущими жилами (Балей), и крутопадающие жильные зоны, прослеживающиеся от фундамента до границы балейской и новотроицкой серий (Тасеевское месторождение) [20].

Гидротермальным изменениям подвержены породы чехла, фундамента и обрамления впадины [2, 5 и др.] Из образований чехла изменены и вмещают оруденение породы балейской серии. Нижняя граница изменений залегает глубже поверхности фундамента и скважинами не вскрыта. В то же время установлено, что основной объем изменений приходится на породы чехла впадины. Общий фон изменений составляют в разной степени аргиллизированные породы. Они содержат гидрослюда и каолинит. В эти породы заключены тела кварцитов и кварцитовидных существенно кварцевых пород, а также породы с адуляром и кварцевые жилы, в том числе золотоносные.

Максимум изменений приходится на Центральный блок. Здесь сосредоточены все крупные тела кварцитов – кварцитовидных пород и промышленное оруденение. В Западном блоке развиты преимущественно аргиллизированные породы. В Восточном блоке изменения весьма ограничены, а оруденелых пород нет.

На Балее, в отличие от многих других эпитермальных месторождений, можно определить верхнюю границу окolorудных изменений и золотого оруденения. Она проходит по пологим телам метасоматических существенно кварцевых пород, которые чаще всего называют кремневидными кварцами (рис. 3). Их изучали В.Г. Хомич и С.В. Чеглоков [30, 31] и др. На южной – тасеевской – части рудного поля эти пологие тела погружаются на глубину параллельно верхней границе оруденения, образуя над жильными зонами своего рода “кварцевые шляпы”, на севере – на самом Балее – они частично эродированы. Стратиграфически “шляпы” залегают вдоль границы двух серий – балейской и новотроицкой [2].

Для зоны кремневидных кварцев характерны пористость, насыщенность землистыми массами пирита, марказита и антимонита, присутствие обеленных каолинитовых масс [31]. Описаны также полосчатые монокварцевые образования, обычно с большим количеством пустот; полосчатость параллельна слоям осадочных пород. Кремневидные кварцы – образования надрудные [31]. Золотоносными жилами они не пересекаются, причем не достигая “слоя” кремневидных кварцев, рудные тела выклиниваются или становятся непромышленными. Выше “слоя”, в нижней части разреза новотроицкой серии, в мелко- и среднегалечных конгломератах (отмаховская свита) установлена сульфидная минерализация – пирит, марказит, антимонит и др. [30]. Выше по разрезу новотроицкой серии встречены горизонты осадочных пород, содержащих обломки кремневидных кварцев [7] (очевидно, результат эрозии части “шляп”).

В.Г. Хомич и С.В. Чеглоков [31] считают, что мелко-среднегалечные конгломераты в основании новотроицкой серии (отмаховская свита) отложились немного раньше рудного процесса и были первоначально слабо диагенезированы. Они служили экраном для рудообразующих растворов, поскольку не были способны к трещинным деформациям. По их мнению, “дорудное перекрытие трещин, по которым перемещались гидротермальные растворы, представлялось чрезвычайно важным условием, определившим формирование в Балее золотого оруденения близповерхностного типа”. Образование вдоль этой границы экрана тел кремневидных кварцев и вышележащих аргиллизированных пород с сульфидами было связано с изменением состояния гидро-

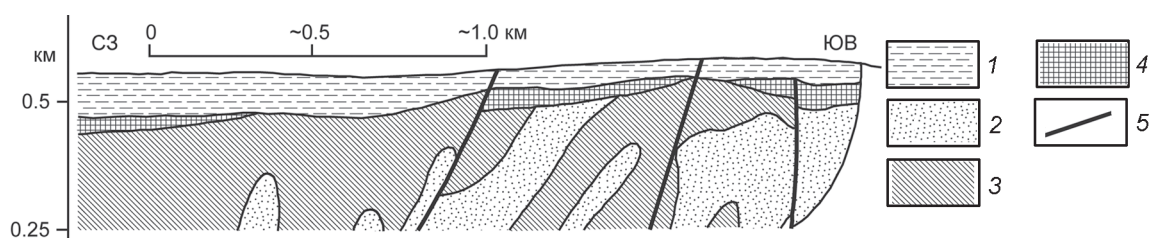


Рис. 3. Зональность гидротермально измененных пород. Фрагмент разреза с СЗ на ЮВ в границах Центрального блока [2].

1 – надрудная толща, 2 – интенсивно измененные аргиллизированные, кварц-каолинитовые и другие породы; содержат многочисленные кварцевые жилы, а также зоны околожильного окварцевания, 3 – большие объемы слабоизмененных пород (с кварцем, гидрослюдой, хлоритом), 4 – “кварцевые шляпы” – кремневидные кварцы, 5 – разрывные нарушения.

термальных растворов, которые здесь (вблизи поверхности) либо вскипали, либо смешивались с неглубоко залегающими водами [31]. В итоге, кремневидные кварцы определили верхнюю границу балейского золотого оруденения. Природа этой границы более подробно будет рассмотрена в дальнейшем.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

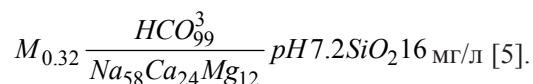
Балейская впадина морфологически и по гидрогеологической структуре мало чем отличается от множества других мезозойско-кайнозойских впадин Забайкалья [12, 25]. В них превышение водоразделов над дном долины обычно определяется в 200–500 м, а над фундаментом – 1–2 км. Со впадинами совпадают артезианские бассейны. Их водное питание осуществляется из внешнего обрамления, по площади более обширного, чем сами впадины. Напор вод иногда достаточно большой, а дебит скважин достигает десятков л/сек. Воды бассейнов пресные, гидрокарбонатные, с глубиной наблюдается повышение минерализации до 0.3–1.0 г/л. В ряде впадин встречаются месторождения минеральных углекислых вод.

Подземные воды Балейской впадины и рудного поля изучали В.П. Новик-Качан ([15] и в книге [5]), а также Г.И. Хнырев [29]. Они выделяют воды аллювиальных отложений и залегающие глубже – под водоупором – воды коренных пород. Последние образуют единый комплекс подземных, преимущественно трещинных вод песчано-конгломератовых и гранитоидных пород. Эти воды напорные. В долине р. Унды их уровень превышает дневную поверхность на 1.0–4.0 м. Это происходит из-за того, что область питания подземных вод – относительно высокогорные хребты. В границах общего горизонта (комплекса) воды распределены неравномерно: их циркуляция происходит преимущественно по разломам и сопровождающим зонам дробления и трещиноватости. Практически везде с глубиной водообильность резко падает. Это можно объяснить тем, что, как отмечалось

ранее, плотностные (коллекторские) свойства отложений вверх по разрезу осадочной толщи улучшаются.

По химическому составу в границах комплекса вод коренных пород выделяется два недостаточно резко разграниченных их типа: 1) относительно слабо минерализованные, трещинные подземные и 2) минеральные углекислые. Первый тип распространен повсеместно, но главным образом в западной и восточной частях впадины. Второй тип сопровождается рудную минерализацию, т.е. развит преимущественно в Центральном блоке.

Воды первого типа – преимущественно гидрокарбонатные, существенно натриевые. Их минерализация составляет 0.3–0.7 г/л, температура – до 4° С [29]. В качестве примера можно привести состав вод одной из скважин Восточного блока:



С глубиной натриевость вод нарастает до 92 % экв., нарастает и минерализация, появляются воды с высокими содержаниями свободной углекислоты [29]. Имеются и элементы горизонтальной зональности: на севере – в ундинских гранитоидах развиты сульфатные (SO₄-Na) воды с минерализацией до 1.7 г/л (вероятно, рудные тела штокверка здесь содержат много сульфидов) [7, разрез с. 126/127].

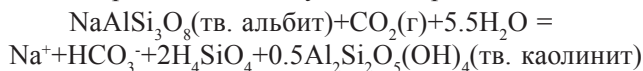
Воды второго типа – минеральные углекислые. Кроме двух отмеченных авторов, их также изучала А.П. Карасева [9]. Состав этих вод также гидрокарбонатный, существенно натриевый, минерализация значительна. Воды вскрыты скважинами и горными выработками. Разгрузка в большинстве случаев контролируется кварцевыми жилами и секущими их разломами. Наиболее минерализованные воды встречаются на Балейском руднике. Здесь на глубине 316 м из кварцевой жилы в конгломератах разгружаются воды HCO₃-Na состава с минерализацией ~ 16.5 г/л.

А.П. Карасевой [9] показано, что в целом на Балее с глубиной повышается содержание CO_2 , растут минерализация и температура. При этом она отмечает, что возрастание величины газонасыщенности вод с глубиной указывает на глубинное происхождение углекислоты. Содержания SiO_2 невелики – 4–7 мг/л [5].

В центральной части рудного поля по мере вскрытия более глубоких горизонтов, наряду с уменьшением обводненности, все больше появляется выходов сухих газовых струй. Они, как и выходы минерализованных вод, наблюдаются по жильным телам и на их продолжении. Основным компонентом газовых струй является CO_2 . В подчиненном количестве представлены CH_4 и N_2 + редкие газы.

На Балее глубинный поток углекислого газа внедряется в горизонт пресных трещинных подземных вод, где взаимодействует с водами и вмещающими породами. В единой водонапорной системе образуется скопление – месторождение минеральных углекислых вод (рис. 4). Как и основной поток глубинных газов, оно заключено в Центральном блоке. Границы месторождения строго определить невозможно: в его контуре (рис. 4), наряду с минеральными, есть и слабо минерализованные воды.

Углекислые воды Балее в основной своей массе обладают достаточно специфическим химическим составом. Они гидрокарбонатные натриевые, тогда как общий фон минеральных углекислых вод Забайкалья составляют гидрокарбонатные кальциевые воды [5, 12]. Специфику состава вод Балее следует объяснять влиянием вмещающих пород. Здесь в Центральном блоке развиты обширные тела гидротермально измененных пород. В их составе преобладают минералы группы каолинита – гидрослюд. Они бедны натрием, поэтому можно предположить, что содовая составляющая вод образуется за счет пород с альбитизированным плагиоклазом, окружающих зоны аргиллизации. Схему растворения альбита можно представить следующим образом:



В результате этой реакции образуется раствор HCO_3^- -Na состава, содержащий кремнезем, а в твердой фазе – каолинит. Вследствие данного процесса зоны (тела) аргиллизации должны расширяться. Это можно подтвердить минералогическими данными: Н.В. Петровская и др. [5] отмечали длительность процессов отложения и переотложения каолинита, гидрослюдов, которые продолжались и при гипергенных преобразованиях руд.

В заключение отметим геологическую природу скопления минеральных углекислых вод. В.П. Новик-Качан [16] пришел к выводу о том, что на Балее

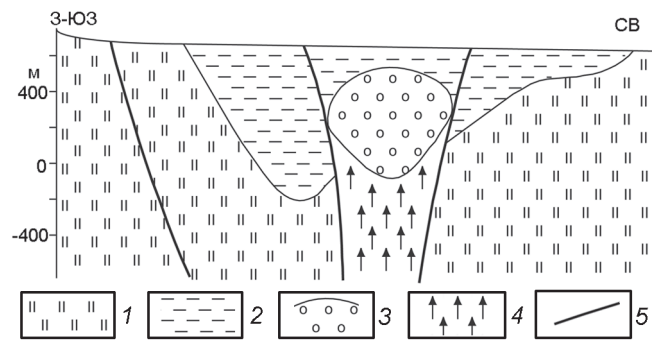


Рис. 4. Гидрогеологическая схема (разрез по линии I–I, рис. 1) Балейской впадины.

1 – преимущественно слабообводненные породы фундамента впадины, 2 – подземные трещинно-пластовые воды чехла впадины, 3 – скопления (месторождение) углекислых минеральных вод (верхняя граница примерно совпадает с кровлей балейской серии), 4 – потоки CO_2 в фундаменте впадины, 5 – разломы.

“...мы наблюдаем непосредственную связь формирования... состава вод [углекислых] с рудным процессом и гидротермальной деятельностью”. Однако эту связь, очевидно, надо трактовать лишь как последовательность событий возможно единого процесса – вначале гидротермального, а затем – вплоть до настоящего времени – низкотемпературного, связанного с продвижением по разломным зонам, в т.ч. рудоносным, потоков глубинной углекислоты.

СРАВНЕНИЕ БАЛЕЯ С ДРУГИМИ ЭПИТЕРМАЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Основная масса эпитеpмальных золоторудных месторождений сосредоточена в разных по возрасту, но преимущественно молодых вулканических областях. В составе этих месторождений выделены два основных типа: кислотно-сульфатный и адуляр-серицитовый [37] или, соответственно, высокосульфидный (BC) и низкосульфидный (HC) [10]. Первый тип считается результатом деятельности высокотемпературных, обогащенных серой кислых гидротерм, а второй – образован менее нагретыми, бедными серой околонейтpальными-слабощелочными Cl-Na гидротермальными растворами [37].

На территории Балее не выявлено каких-либо магматических образований, близких по возрасту к золотому оруденению, однако это месторождение типично эпитеpмальное. По своим характеристикам Балей близок к HC-типу: для его рудных жил характерна ассоциация кварца и адуляра, руды и околорудные породы бедны серосодержащими минералами, процессы окварцевания пород масштабны, вне зон с

оруденением широко развиты слабо измененные породы, которые можно отнести к пропилитам.

Вне областей с близким по возрасту к оруденению магматизмом есть и другие, похожие на Балей золоторудные месторождения. В качестве примера можно привести малоглубинные (shallow-level) жильные месторождения Западной Австралии Вилуна и Ракетрак [36]. Они находятся на площади архейского кратона Йилгарн, где имеются древние сверхкрупные золоторудные месторождения континента – мезо-гипотермальные.*

Без отчетливой связи с магматизмом имеются не только эпитепральные месторождения, но и действующие в настоящее время высокотемпературные гидротермальные системы. В качестве примера можно привести расположенный на территории Китая протяженный Гималайский невулканический геотермический пояс [42]. Наиболее изученная гидротермальная система этого пояса – Янгбайин в 90 км от Лхасы. Она совпадает с грабеноподобной впадиной. Ее чехол представлен четвертичными осадками, фундамент сложен гранитами. На базе Янгбайин действует геотермальная электростанция. Теплоноситель – пароводяная смесь со средней температурой 150–160° С. Она обогащена H_2S , CO_2 , Cl [42].

Гораздо больше данных имеется для другой невулканической геотермальной провинции, находящейся на юге Малой Азии – в Турции (Зап. Анатолия). Здесь на фоне многих термальных источников выделяется геотермальное поле Кизилдере [40]. Эта территория сложена осадочными и метаморфическими породами, какие-либо молодые магматические проявления отсутствуют. Скважины, пробуренные на Кизилдере (глубина до 1200 м), вскрыли флюид с температурой 198–212° С. На базе этих скважин действует геотермальная электростанция. Состав жидкой фазы флюида (после сепарации) – HCO_3 – SO_4 – Cl – Na , минерализация ~ 3–4 г/л, рН 6.0.

При региональном изучении современного геотермического режима земной коры уже давно было отмечено совпадение зон аномальных тепловых потоков с орогеническими поясами [43]. Причиной деятельности гидротермальных систем здесь является тектоническая (геодинамическая) напряженность. Она сопровождается, а возможно, даже и вызывается приближенными к поверхности тепловыми аномалиями, которые, очевидно, поддерживаются не только кондуктивно, но и конвективно потоками глубинных флюидов. Внедрение таких аномалий в верхние зоны земной коры не всегда приводит к образованию магм,

в том числе рудоносных. Однако сами флюиды по разным причинам, например в результате взаимодействия на пути своего продвижения с вмещающими породами, могут стать рудоносными. В прошлом за счет подобных флюидов вне вулканических зон могли формироваться такие месторождения, как Балей.

Следует отметить, что и в самих молодых вулканических областях современные высокотемпературные гидротермальные системы в общем случае не обнаруживают генетической связи с очагами магматизма и далеко не всегда ассоциируют пространственно с какими-либо магматическими телами. В.В. Аверьев [1] на основе наблюдений над современными гидротермами и путем геотермических расчетов пришел к выводу, что надо “весьма критически относиться к представлениям о ведущей роли магматических тел в гидротермальном процессе... Формирование термоаномалий обусловлено восходящим потоком горячего флюида, генерация которого ... является следствием самостоятельного глубинного процесса”.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Гидрогеологические системы: современная и древняя (рудообразующая)

Рестаурации палеогидрогеологических условий рудообразования в большой мере способствовала сохранность прежней структуры Балей, как геологической, так и гидрогеологической. Большинство исследователей региона считают, что впадины между Борщовичным и Петровским хребтами были отрицательными формами рельефа в течение всей мезозойской истории Забайкалья, а междепрессийные участки представляли собой положительные формы – области сноса. На месте Балейской впадины в мезозое-кайнозое, в том числе в период формирования Балейского рудного поля, существовал осадочный бассейн, ограниченный по разломам горными массивами. При этом, со впадиной – осадочным бассейном – совпала водонапорная гидрогеологическая система, в принципе, та же самая, что и современная. Разломы, ограничивающие депрессию – долгоживущие. То же можно сказать и о поперечной разломной зоне, охватывающей в виде серии разломов Центральный блок месторождения. Зона возникла в ранние этапы формирования Балей. По ней же происходили син- и пострудные движения, а в настоящее время с больших глубин движутся струи углекислого газа, благодаря чему образуются углекислые воды.

Происхождение Балей (и всего рудного поля) следует связывать с более ранней, чем современная, гидрогеологической системой – гидротермальной

*Малоглубинные месторождения здесь, вероятно, связаны с этапом тектонической активизации кратона.

(рис. 5). Она действовала в готериве–барреме. Тогда по рассматривавшейся поперечной разломной зоне с глубин продвигались не холодная углекислота, как сейчас, а нагретые флюиды сложного состава. На относительно небольшой глубине, вероятно, перед поступлением в чехол впадины, они начинали смешиваться с местными метеогенными подземными водами и становились гидротермальными рудообразующими растворами.

Верхнюю границу развития глубинных флюидов – это, очевидно, был надкритический флюид – можно ориентировочно оценить по $p_{\text{крит}} \text{H}_2\text{O}$, что соответствует 225.65 атм. С учетом вероятной большой водообильности это глубина ~ 2.25 км. Гипотетически источником флюида была интенсивная тепловая аномалия, сходная по геотермическим параметрам с магматическим очагом. Глубина ее залегания показана по аналогии с предполагаемым очагом магмы под Мутновскими гидротермами на Камчатке.

Исходя из приводившихся ранее данных по распространности гидротермально измененных пород, можно прийти к выводу, что рудообразующая система была заключена преимущественно в породах чехла впадины. В чехол поступали большие массы метеогенных вод, поэтому тепловая аномалия здесь “расплывалась” (рис. 5).

В принципе, так же устроены и современные (действующие) гидротермальные системы: для них характерно увеличение вверх по разрезу плотности пород и нарастание масс циркулирующих в породах подземных вод или пара.

Наиболее нагретая часть гидротермальной системы совпадала с современным Центральным блоком – к нему приурочены скопления тел кварцитов и кварцитовидных пород, а также максимум золотого оруденения. Здесь на глубинах были сосредоточены разрывы, по которым в гидрогеологическую систему поступали потоки горячих флюидов (рис. 5).

В Западном блоке из-за большой мощности рыхлых отложений происходило растекание гидротермальных растворов, их разбавление подземными водами и охлаждение. В результате процессы изменения пород и рудообразования здесь хотя и охватывали большие объемы пород, но не были такими интенсивными, как в Центральном блоке. Восточный блок в период рудообразования был приподнят, эродировался и был частью области питания подземных вод.

Физико-химические условия гидротермальной деятельности

Геотермическую обстановку деятельности Балеической гидротермальной системы можно оценить по результатам изучения газовой-жидких включений в

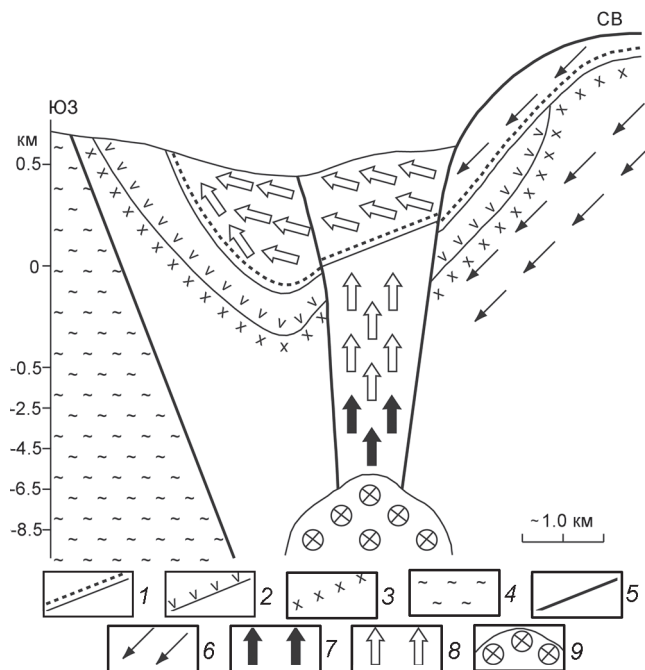


Рис. 5. Схема действия Балеической гидротермальной системы.

1 – балеическая серия и ее подошва; 2 – шадоронская серия и ее подошва; 3 – кровля ундинских гранитоидов; 4 – кристаллические сланцы; 5 – разломы; 6–8 – пути движения: 6 – местных подземных вод, 7 – глубинных флюидов, 8 – гидротермальных растворов; 9 – глубинная тепловая аномалия.

гидротермальных минералах, а также по изотопно-геохимическим данным. Температура отложения гидротермальных минералов, главным образом кварца, в меньшей мере кальцита, наиболее подробно исследовалась Ю.В. Ляховым [2]. Установленный диапазон температуры гомогенизации – от 310 до 100° С и ниже. Для кремневидных кварцев пластообразных тел была получена температура 270–220° С. Глубже, в жильном кварце, содержащем основной объем золотого оруденения, гомогенизация газовой-жидких включений охватывает преимущественно интервал температур 260–200° С с максимумом – 310° С.

Н.М. Заири и С.Г. Кряжевым [8] дана оценка температур отложения кварца на основе изотопного состава его кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). Особое внимание было обращено на кварцы, содержащие большие количества золота. Для них получен интервал температур – 290–240° С, причем наиболее богатые руды содержат кварц с температурой отложения $260 \pm 20^\circ \text{C}$.

Результаты изучения включений и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о большом диапазоне колебаний температур минералообразования – от 350 до 100° С. Практически все эти данные приходится на наиболее продуктивный Центральный блок рудного поля. Трудно представить, чтобы по-

добные большие и распределенные достаточно беспорядочно перепады температур могли существовать в таком относительно ограниченном объеме пород одновременно. На современных гидротермальных системах получены другие данные: для них характерно “луковичное” распределение изотерм с максимумом в центральной части системы (вплоть до 300° С) и постепенное понижение температуры к окраинам системы [27]. Поэтому можно предположить, что Балейская гидротермальная система первоначально прогревалась, вплоть до максимальных параметров, а затем неравномерно охлаждалась.

Само жильное золото кварцевое рудообразование, по совокупности имеющихся определений, охватывает интервал температур 260–200° С, причем наиболее вероятны значения, тяготеющие к верхней границе интервала.

При образовании гидротермальных минералов величины давления ограничивались интервалом 165–45 бар [24]. Если бы это была существенно водная система с постепенным увеличением давления вниз по разрезу, то ее глубинность можно было бы оценить величиной до 1650 м. Возможны и несколько большие глубины из-за насыщенности растворов газами. В целом, полученные данные определяют примерные глубины циркуляции гидротермальных растворов – вплоть до 1650 м (несколько глубже основания чехла впадины). В то же время следует учитывать, что гидротермальная система была водонапорной и в значительной мере экранировалась. Поэтому высокое давление могло осуществляться у нее на небольшой глубине под экраном. Причина водонапорности системы, как и в настоящее время, – питание водами горной области, окружающей впадину. Следует отметить, что и в современных действующих гидротермальных системах пластовое давление флюида определяется пластовым давлением всей гидрогеологической структуры, которая вмещает эту систему [3].

С применением криоскопического метода показано, что минерализация гидротермальных растворов Балей отвечает 0.5–63.0 г/л [24]. Это обычный интервал минерализации рудообразующих растворов, устанавливаемый для эпипермальных месторождений, а значения, тяготеющие к нижней границе интервала, характерны для многих современных высокотемпературных гидротерм.

Сравнение с действующими высокотемпературными гидротермальными системами

Существование вне вулканических областей значительных по своей мощности геотермальных месторождений типа рассмотренных ранее Кизилдере и

Янгбайин позволило предположить, что в таких же геологических условиях могли бы развиваться и рудообразующие гидротермальные системы. Однако известные здесь современные гидротермы слабо изучены, поэтому, оценивая гидрогеологические условия, в которых формировался Балей, надо ориентироваться на хорошо изученные действующие гидротермальные системы молодых вулканических областей. Они сходны с эпипермальными золоторудными месторождениями по характеру гидротермальных изменений (можно найти аналоги ВС и НС-типов), а для целого ряда проявлений доказана золото-серебряная металлогеническая специализация.

Специфическим термодинамическим свойством высокотемпературных гидротерм являются фазовые переходы H_2O . Обычно на глубине они имеют теплоноситель в виде жидкости, насыщенной газами. По мере приближения к поверхности жидкость из-за падения давления может вскипать. Термы, вскипающие на поверхности или в непосредственной близости от нее, представлены гейзерами и высокотемпературными источниками. Те и другие отлагают гейзериты: воды обогащены SiO_2 и из-за резкого охлаждения выпадают большие массы кремнезема. Термы, вскипающие на глубине и разгружающиеся в виде пара (и газов), из-за конденсации пара и смешения с грунтовыми водами образуют сольфатарные – парящие сернистые с углекислотой и аммонием – струи, отлагающие цветные глины с сульфидами и др. Термы первой группы можно назвать гейзерными, а второй – сольфатарными [23, 33] (на Камчатке из гейзерных терм разведаны Паужетские и Большебанские, а из сольфатарных – Мутновские и Нижнекошелевские). В целом имеется единое множество гидротерм, для которых глубина вскипания зависит от температуры (рис. 6).

Балейская рудообразующая гидротермальная система в период своей наибольшей тепловой активности была близка к системам сольфатарного типа. Ее можно сравнить с Мутновской на Камчатке*. Эта система (месторождение парогидротерм) характеризуется следующими свойствами [21, 22, 33]. Естественные выходы находятся на абс. отм. ~ 1 км.

Скважинами на глубине вскрыты Cl-Na воды, насыщенные газами (CO_2 , H_2S , NH_3); они находятся на границе жидкость-пар. На уровне ~ 0.5 км раство-

*Использование характеристик гидротерм молодых вулканических областей не означает какие-либо генетические аналогии. Речь идет о термодинамических свойствах системы, в частности, о глубинах вскипания растворов и конденсации пара в соответствии с РТ-условиями разреза и вне зависимости от природы источника тепла.

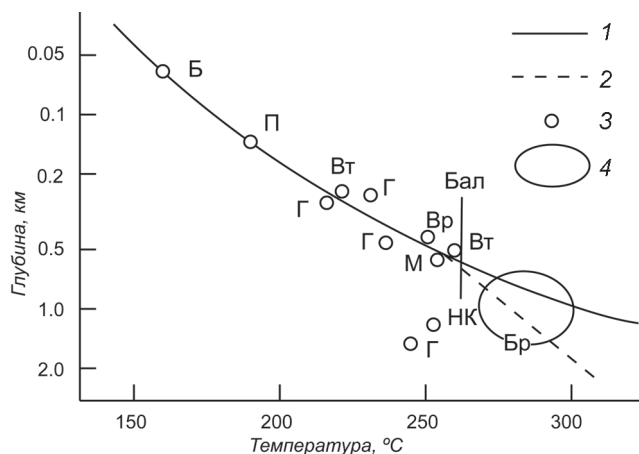


Рис. 6. Зависимость между температурой и давлением некоторых разведанных высокотемпературных гидротермальных систем [23] и глубина зоны вскипания Балейской системы.

1 — кривая точек кипения чистой воды при гидростатическом давлении, 2 — то же при 4.4 % CO_2 , 3 — интервалы термометрам и замеры по скважинам (системы: Б — Большебанная, П — Паужетка, Г — Гейзерс, Вр — Вайракей, НК — Нижнекошелевская, М — Мутновская, Вт — Вайотапу), 4 — система Бродлендс — поле максимальных температур и отвечающих им глубин по 17 скважинам). Бал. — линия наиболее вероятной температуры зоны вскипания гидротермальных растворов на Балее.

ры вскипают. Образуется зона пара. Затем, уже вблизи поверхности происходит частичная конденсация пара. Образуются сольфатарные поля с паровыми струями, кипящими котлами и горячими источниками. Отлагаются пестрые сольфатарные глины, сульфиды, самородная сера, опал. Глубокие зоны разреза выделены [21 и др.] гипотетически. Предполагается, что до абсолютной отметки ~ -2.5 км развиты те же Cl-Na воды — гидротермальные растворы. Они образуются из глубинных флюидов и подземных вод метеорного происхождения. Глубже зоны Cl-Na растворов под Мутновскими термами, вероятно, развита зона флюида с надкритической температурой H_2O . Она может быть прослежена до вероятного уровня кровли магматического очага. Верхняя граница залегания зоны флюида, т.е. критической точки воды — 374.15°C — определена по диаграмме Г.Дж. Банвелла [6]. Глубина вероятного залегания магматического очага (отметка ~ -6.5 км) определена экстраполяцией данных, полученных для флюида, на обычную для плутона температуру $\sim 750^\circ\text{C}$ [22]. Исходя из представлений В.В. Аверьева [1], это не обязательно магма, а область формирования глубинного флюида.

Сопоставляя Балей с сольфатарными термами, важно учитывать, что сольфатарные-гейзерные термы часто золотоносны. Это особенно отчетливо ил-

люстрируют результаты изучения гидротерм Новой Зеландии [34, 35, 39, 41]. То же относится и к Паужетке (Камчатка) [17, 26]. Основная причина рудоотложения — вскипание гидротерм (парообразование) на поверхности или вблизи нее.

Палеогидрогеологический разрез Балейской рудообразующей системы

Сравнение с современными гидротермами позволяет составить палеогидрогеологический разрез Балейской рудообразующей системы и определить ее глубинность. Геологической основой является разрез, составленный В.Г. Хомичем и др. [32] (рис. 7). На нем залегающие в отмаховской свите кремневидные кварцы и ассоциирующие с ними, согласно залегающие пористые кварцевые метасоматиты, а также кварц-каолиновые и аргиллизированные образования отнесены к комплексу “предрудных метасоматитов”. Считается [32], что этот комплекс образовался ранее золотоносных кварцевых жил и был барьером — экраном — для рудообразующих растворов. Сравнение с действующими гидротермальными системами позволяет интерпретировать интервал разреза с кремневидными кварцами иначе. Можно говорить о примерной синхронности комплекса “предрудных” метасоматитов и золотоносных кварцевых жил. Как уже отмечалось, при движении гидротермальных растворов к поверхности на определенной глубине достигается соотношение между температурой и давлением, отвечающее отделению от раствора паро-газовой фазы, т.е. их вскипанию. Глубину этой границы можно определить по графику рис. 6. Балей на уровне зоны вскипания характеризуется температурой $\sim 260^\circ\text{C}$ (она наиболее вероятна для кварцево-жильного комплекса, прослеживающегося по вертикали вплоть до горизонта кремневидных кварцев). Этой температуре отвечает величина гидростатического давления на глубине ~ 600 м. Она может корректироваться геологическими условиями. На Балее оптимальные условия для вскипания растворов создавались на границе балейской и новотроицкой серий из-за контрастности их литологии. В относительно рыхлых конгломератах (галечниках) основания последней (к началу рудообразования отложилась только отмаховская свита) падало давление, в результате чего растворы вскипали (рис. 7). Жидкость оставалась на месте, а паро-газовая фаза продвигалась к поверхности. Из-за нейтрализации и охлаждения растворов на границе литологических комплексов, отлагался слой кремнезема (вначале это был гель).

К отметке ~ 600 м на рис. 7 привязаны другие части геологического разреза, вплоть до кровли шадоронской свиты (серии) и эродированной поверх-

ности древних гранитоидов. В результате определена глубина залегания литолого-стратиграфических единиц на период интенсивной гидротермальной деятельности. Исключение составляет самая верхняя часть разреза. На рис. 7 она охарактеризована до глубины 500 м от палеоповерхности. Залегавшая выше этой отметки верхняя часть отмаховской свиты после процессов гидротермального рудообразования была эродирована, а затем на ее месте отложилась кибиревская свита.

На гидрогеологическом разрезе рис. 7 показано, что граница на палеоглубине ~ 600 м стала разделом золотоносных гидротермальных растворов и отделившегося от них пара, насыщенного газами, по-видимому, существенно сернистыми. Встречаясь выше этого раздела с неглубоко залегающими подземными и грунтовыми водами, пар и газы образовывали кислые сернистые растворы; из них отлагались пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент.

Раздел – зона вскипания – был экраном, проницаемым для пара и газов и не проницаемым для жидкости. Зона жидкости – это были золотоносные растворы – распространялась под экраном на глубину ~ 1300 м (и более?). Поднимавшиеся к поверхности гидротермальные растворы, по мере приближения к экрану, из-за его полупроницаемости, дегазировались. Это должно было стать причиной нарушения химического равновесия в системе потока гидротерм и привести к разрушению комплексов, транспортирующих золото и, в результате, к его отложению. В целом, золотоносность твердой фазы (пород) по мере приближения к экрану нарастала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе обобщены результаты многочисленных исследований геологии и гидрогеологии БалеЙского рудного поля и на этой основе реконструированы палеогидрогеологические условия эпохи рудообразования. Этому способствовала сохранность первоначальной структуры Балея – геологической и гидрогеологической: в нижнем мелу здесь была близкая к современной грабеноподобная впадина, вмещающая артезианский бассейн. Рудное поле образовалось в результате деятельности высокотемпературной гидротермальной системы. Гидротермальные растворы представляли собой результат взаимодействия глубинных флюидов с породами и местными низкоминерализованными подземными водами. Можно предположить, что источником золота является глубокая часть геологического разреза. Ее выходы на поверхность в соседних структурах Забайкалья содержат многочисленные месторождения и проявления золота (обычно с другими металлами).

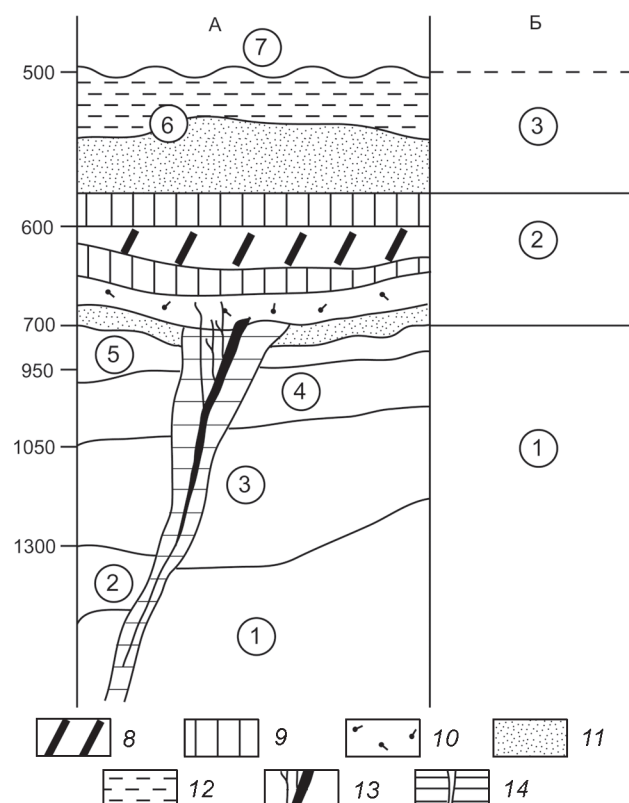


Рис. 7. Сравнение геологического и гидрогеологического (палеогидрогеологического) разрезов БалеЙской рудообразующей системы.

А – геологический разрез, по [30], схематизировано. 1–7 – литолого-стратиграфические единицы (цифры в кружках): 1 – ундинские гранитоиды; 2 – шадоронская серия (свита); 3–5 – балеЙская серия (3 – тергенская свита, 4 – кокуЙская свита, 5 – тасеевская свита); 6–7 – новотроицкая серия (6 – отмаховская свита, 7 – кибиревская свита); 8–14 – гидротермально измененные породы и оруденение (8–11 – комплекс предрудных метасоматитов (развит в основании отмаховской свиты): 8 – кремневидные кварцы, 9 – пористые кварцевые метасоматиты, вверху – с сульфидами, 10 – кварц-каолинитовые образования, 11 – аргиллизация, вверху также пиритизация); 12 – слабоизмененные породы с антимонитом, реальгаром и аурипигментом (в верхах отмаховской свиты); 13 – золото-халцедон-кварцевые рудные жилы; 14 – изменения около рудных жил – окварцевание, карбонатизация и др. Слева показаны предполагаемые глубины отдельных частей разреза (в метрах) для периода интенсивной гидротермальной деятельности с подземным вскипанием растворов.

Б – гидрогеологический (палеогидрогеологический) разрез. 1 – насыщенные газами золотоносные гидротермальные растворы, состав Cl-Na (?), содержат большие массы кремнезема; 2 – зона вскипания растворов; 3 – зона пара, газов и сернистых растворов.

Зона вскипания растворов – это часть геологического разреза с кремневидными кварцами. Глубже зоны вскипания были развиты растворы, транспортирующие и отлагающие золото, а выше – отделившиеся от воды пар и газы, преимущественно серни-

тые. Смешиваясь с подземными и грунтовыми водами, они формировали кислые растворы, из которых отложились сульфиды. Зона вскипания представляла экран, не проницаемый для жидкости, но проницаемый для газов. Его глубина составляла ~ 600 м.

Формирование рудообразующей системы, а, следовательно, и происхождение Балей, коррелируется со спецификой мезозой-кайнозойской геологической истории Забайкалья. В этот период развивалась система впадин и хребтов, разграниченных протяженными долгоживущими разломами. Движения по разломам вплоть до раннего мела сопровождались проявлениями вулканизма и глубинного магматизма, но в самом раннем мелу было преимущественно только одно осадконакопление. Многие исследователи все эти движения по разломам считают этапом активизации (реювенации), происшедшей после геосинклинального развития региона. При рассмотрении происхождения впадин Забайкалья развивается представление о том, что это континентальные рифты [4]. Они формировались в условиях геодинамической напряженности. На малой глубине она проявилась, главным образом, в форме разломной тектоники, а на большой – в виде внедрявшихся в земную кору “мантийных диапиров” [4]. Из-за этого могли формироваться тепловые аномалии, поддерживаемые кондуктивно и потоками глубинных флюидов.

Возрастной диапазон деятельности рудообразующей системы ограничен отрезком времени с событиями: окончание отложения балейской серии – небольшой перерыв в осадконакоплении – отложение основания новотроицкой серии (отмаховской свиты). Обе серии – балейская и новотроицкая – одновозрастны. В рамках изотопной геохронологии это интервал 134–124 млн лет и отрезок времени продолжительностью ~10 млн лет. Этап гидротермальной рудообразующей деятельности, по-видимому, охватывал очень малую часть этого отрезка, т.к. главным процессом была седиментация. Эти данные можно сравнить с выводом В.А. Коваленкера [10 и др.] об ограниченности процессов формирования золоторудных эпитеpмальных месторождений во времени.

Разломы, участвовавшие в формировании впадины и рудного поля, не утратили связь с глубинами Земли. По ним в настоящее время поднимаются потоки углекислого газа, формируются углекислые воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Труды II Всесоюз. совещ. “Современный вулканизм”. Т. 1. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
2. Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса) М., 1984. 270 с.
3. Белоусов В.И., Сугробов В.М. Геологическая и гидротермическая обстановка геотермальных районов и гидротермальных систем Камчатки // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 5–22.
4. Булнаев К.Б. Формирование впадин “забайкальского” типа // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 1. С. 18–30.
5. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н.В. Петровская, П.С. Бернштейн и др. 1961. М., 98 с. (Тр. Ин-та ЦНИГРИ. Вып. 45. Ч. 1.)
6. Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. 174 с.
7. Гидрогеология СССР. Т. XXI. Читинская область. М.: Недра, 1969. 443 с.
8. Заири Н.М., Кряжев С.Г. Использование изотопно-геохимических данных при исследовании кварцевых жил близ поверхностных золото-серебряных месторождений // XVI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. М., 2001. С. 80–81.
9. Карасева А.П. Новые данные об углекислых источниках Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 68–78.
10. Коваленкер В.А. Рудообразующие системы эпитеpмальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., 2004. С. 160–183.
11. Любалин В.Д., Симонов Ю.И., Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Основные черты геологического строения Балейского грабена // Сов. геология. 1970. № 5. С. 31–45.
12. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. Гидрогеология минеральных вод и их народно-хозяйственное значение / Ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихин. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961.
13. Мирчинк С.Г. Стратиграфия и условия накопления осадков мелового возраста в Балейской депрессии (Восточное Забайкалье). М., 1958. С. 3–28. (Тр. ин-та ЦНИГРИ. Вып. 25. Кн. 2.)
14. Музылев С.А., Тихомиров Н.И. Геология и тектоника Балейского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 1. С. 66–74.
15. Новик-Качан В.П. Условия формирования углекислых содовых вод Балейского рудного месторождения // Сов. геология. 1958. № 3. С. 124–129.
16. Новик-Качан В.П. К вопросу о формировании углекислых вод Балейского золоторудного поля // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 157–160.
17. Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 152 с.
18. Сайтов Ю.Г., Харитонов Ю.Ф., Шевчук Г.А. Минерально-сырьевая база Читинской области. Перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002. № 4. С. 21–33.
19. Сафонов Ю.Г. Роль локальных структурных факторов в формировании Балейских золоторудных месторождений // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока

- СССР. М.: Наука, 1972. С. 120–135.
20. Сафонов Ю.Г., Максимов С.С., Хомич В.Г. Структуры месторождений и физико-механические свойства пород Балейского рудного поля // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 211–222.
 21. Сержников А.И., Селецкий Ю.Б., Миначева Л.И., Пятницкий Н.В. Геохимическая характеристика подземных вод и пара Мутновского геотермального месторождения на юге Камчатки // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 110–114.
 22. Сержников А.И., Селецкий Ю.Б., Миначева Л.И. Геохимия и процессы формирования Мутновского геотермального месторождения на Камчатке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 109–123.
 23. Сержников А.И. Геологические соотношения в вулканических областях между действующими гидротермальными системами и гидротермальными рудными месторождениями // Геология руд. месторождений. 1989. № 6. С. 51–64.
 24. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Прокофьев В.Ю. Условия образования золотометаллических систем Забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Геологические и минералогические корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии. Чита, 2001. С. 100–103.
 25. Степанов В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. М.: Недра, 1980. 176 с.
 26. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
 27. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
 28. Уайт Д. Термальные источники и эпитеермальные рудные месторождения // Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 91–144.
 29. Хнырев Г.И. Подземные воды Балейского рудного поля // Труды Второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Вып. II. Иркутск, 1959. С. 127–134.
 30. Хомич В.Г., Чеглоков С.В. О возможной глубине формирования эпитеермального золотого оруденения (Балейское рудное поле) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. I. Чита, ЗОГО СССР, 1966. С. 89–91.
 31. Хомич В.Г., Чеглоков С.В. О верхней границе оруденения близповерхностных месторождений золота (Балейское рудное поле) // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. II. Чита. 1966. С. 76–86.
 32. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 288 с.
 33. Шпак А.А., Мелькановицкий И.М., Сержников А.И. Методы изучения и оценки геотермальных ресурсов. М.: Недра, 1992. С. 142–251.
 34. Brown K.L. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand // Econ. Geol. 1986. V. 81. P. 979–983.
 35. Ewers G.R., Keas R.R. Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal fields, New Zealand // Econ. Geol. 1977. V. 72. P. 1337–1354.
 36. Hagemann S.G., Gebre-Mariam M., Groves D.I. Surface-water influx in shallow-level Archean lode-gold deposits in Western Australia // Geology. 1994. V. 22. P. 1067–1070.
 37. Heald P., Foley N., Hayba D. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1–26.
 38. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth-Science Rev. 1983. V. 19. P. 1–50.
 39. Krupp R.E., Seward T.M. The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1109–1129.
 40. Simsek S., Vildirim, Güldör. Development and environmental effects of the Kizildere geothermal power project, Turkey // Geothermics. 2005. V. 34, N 2. P. 234–251.
 41. Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters // Econ. Geol. 1969. V. 64. P. 95–108.
 42. Wu Fangzhi, Tong Wei et al. First decade of geothermal development in Yangbajain field, China // Geothermics. 1986. V. 15. P. 633–638.
 43. Wunderlich H.G. Geothermal resources and present orogenic activity // Special Issue. UN symposium on geothermal resources. Pisa, 1970. V. 2, Part 2. P. 1226–1230.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.I. Serezhnikov

Geological and hydrogeological characteristics and paleohydrogeological reconstructions of the Baley gold ore field (Transbaikal region)

Baley is an epithermal lode gold-quartz deposit hosted in sedimentary Lower Cretaceous rocks. Its geology and hydrogeology have been investigated in detail. Based on these investigations, the paleohydrogeological conditions of the deposit formation are reconstructed. It was particularly conditioned by preservation of the original geological and hydrogeological structure - a graben-like depression with a basin of groundwater. The ore field was forming as a result of activity of the Early Cretaceous high-temperature hydrothermal system. The ore-bearing solutions resulted from interaction of deep fluids with rocks and local groundwater. At a depth of ~ 600 m the solutions boiled. Gold deposited from the degassed liquid phase.

Key words: epithermal gold-quartz deposit, paleohydrogeological reconstruction, boiling of solutions, Baley, Transbaikal region.