

КРУПНООБЪЕМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ — ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ РУД, НЕДОСТАТКИ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

УДК 553.411:552.578.3

© Ч.Х.Ариффулов, 2014

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНООБЪЕМНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ч.Х.Ариффулов (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Рассматриваются условия образования первичных золото-сульфидных концентраций в черносланцевых отложениях, связанные с гидротермально-осадочными процессами в обстановках глубоководных эксинных бассейнов. Трансформации первичных залежей, в связи с дислокационным метаморфизмом и рудно-метасоматическими процессами, развивающиеся в различных геологических и термобарических условиях, определяют окончательный морфологический облик месторождений и основные их структурно-вещественные характеристики.

Ключевые слова: черные сланцы, золото-сульфидные руды, Кызылкумы, Южный Урал, Верхояно-Колымская провинция.

Ариффулов Чингиз Хайдарович, arif-chin@yandex.ru

THE STUDY OF CONDITIONS OF THE FORMATION OF BLACK SHALE LARGE-VOLUME GOLD DEPOSITS

Ch.H.Arifulov

Conditions of the formation of primary gold-sulphide concentrations in black shale deposits associated with hydrothermal-sedimentary processes in the deep-sea environments of euxinic basins are discussed. Transformation of primary ore-concentrations is associated with dislocation metamorphism and ore-metasomatic processes, developing in various geological and thermobaric conditions determine the final morphological appearance of the deposits and their main structurally-material characteristics.

Key words: black shales, gold-sulfide ores, Kyzyl Kum, the Southern Urals, the Verkhoyansk-Kolyma province

В основу статьи положены результаты исследований автора на золоторудных объектах Западного Узбекистана (Кызылкумо-Нуратинская провинция), Центрального Таджикистана (Кончочское рудное поле, Шинг-Магианская группа проявлений), Восточного Казахстана (Бакырчикское рудное поле, Кызыловская зона смятия), Южного Урала (объекты Кировско-Кваркенского и Айдырлинско-Синешиханского рудных районов), Верхояно-Колымской провинции (Верхне-Хатыннах-Олботский рудный узел).

Черносланцевые золоторудные месторождения в мировом балансе золота играют ведущую роль, однако вопросы генезиса и условий локализации крупнообъемных объектов данного типа остаются предметом острой дискуссии. На территории Российской Федерации золотоносные черносланцевые комплексы широко распространены в складчатых сооружениях Уральской, Енисейской, Байкало-Патомской (Ленской), Восточно-Саянской, Верхоя-

но-Колымской и Таймыро-Североземельской провинций. Поиски и промышленное освоение месторождений данного типа может вывести РФ в ряд золотодобывающих стран-лидеров.

Геолого-генетические аспекты условий формирования черносланцевых формаций и накопления в них повышенных концентраций Au, Ag, металлов платиновой группы, Cu, Zn, Pb и других элементов достаточно широко освещены в литературе [11, 12]. Практически во всех работах в том или ином виде рассматриваются три основных механизма концентрирования золота в углеродистых осадках:

накопление тонкого кластогенного золота, поступающего в бассейн седиментации с терригенным материалом и органическими остатками в виде взвеси в речных водотоках и откладывающимися в подводных конусах выноса с образованием турбидитовых фаций;

биогенно-хемогенное накопление золота в осадках, обогащенных органическим веществом, связан-

ное с процессами метаболизма бактерий (синезеленые водоросли, железосерные бактерии и другие прокариоты);

гидротермально-осадочное накопление золота в сульфидных и оксидно-сульфидных горизонтах и постройках типа «черных» и «белых» курильщиков.

В качестве основного механизма в статье рассматривается концепция гидротермально-осадочного образования золотоносных сульфидных осадков в черносланцевых отложениях. Именно наличие крупных стратоидных залежей с вкрапленной золото-сульфидной минерализацией, по мнению автора, при дальнейшей трансформации приводит к образованию крупнообъемных золоторудных месторождений различных морфоструктурных и структурно-вещественных типов. Это положение подтверждается рядом фактов, полученных при изучении месторождений Кызылкумской провинции (Мурунтау, Амантайтау, Даугызтау), Восточного Казахстана (Бакырчик) [2], а также новыми данными, полученными при изучении пермских черносланцевых разрезов в Верхне-Хатыннах-Олботском рудном узле.

Углеродисто-терригенные отложения образуются в различных геодинамических обстановках на протяжении всего периода формирования осадочных бассейнов — от раннего рифея до настоящего времени. Общим условием их образования является анаэробный, застойный режим седиментации и накопление значительных объемов рассеянного органического вещества в осадках. Однако, несмотря на широкое распространение и значительные мощности углеродисто-терригенных отложений, распределение золоторудных концентраций в них дискретно и, как правило, приурочено к конседиментационным структурам, характеризующимся проявлением базитового или риолит-базитового вулканизма. Проявления риолит-базитового вулканизма и продуктов его разрушения обычно отмечаются в низах разрезов черносланцевых отложений. В ряде провинций вулканическая активность проявлена в латентной форме (Кызылкумская провинция) или затухает обвальными-оползновыми процессами. В последнем случае обломки вулканитов перемешиваются с терригенным материалом (Бакырчикское рудное поле, Кировско-Кваркенский рудный район, Верхне-Хатыннах-Олботский рудный узел).

Повышенная металлоносность углеродисто-терригенных отложений автором связывается с активным флюидно-магматическим режимом рифтогенных структур в бассейнах различного типа. При типизации палеобассейнов с черносланцевым режимом седиментации в статье использованы существующие разработки по классификации оса-

дочных бассейнов В.Н.Холодова, Г.А.Беленицкой, С.И.Романовского, В.П.Феоктистова, Э.В.Кутырева, А.П.Лисицына и др. По данным различных авторов, в общем виде можно выделить два типа обстановок образования черносланцевых бассейнов: 1-й — деструктивно-дивергентный в пассивных континентальных окраинах и 2-й — конвергентный, связанный с обстановками активных окраин. С каждым из них связаны определенные типы рифтогенных бассейнов.

В качестве примера 1-го типа бассейнов можно рассматривать ранне-среднерифейские палеобассейны Байкало-Патомской (Бодайбинской) провинции [14]. Для докембрийских (ранне-среднерифейских и вендских) структур Южного-Урала характерна обстановка рифтогенеза пассивной континентальной окраины, а раннекаменноугольные рифтогенные грабены Южного Урала сформировались на коллизионном этапе в косых сдвиговых зонах на фронте Валерьяновского вулканического пояса [4]. Центрально-Кызылкумская черносланцевая субпровинция характеризуется проявлением продуктивных рифтогенных процессов на двух литолого-стратиграфических уровнях — нижнепалеозойском (кембро-ордовикском, бесапанский литолого-стратиграфический уровень), связанном с обстановкой рифтогенеза пассивной континентальной окраины, и средне-верхнекаменноугольном (карошохинский литолого-стратиграфический уровень), сформировавшемся в крупном сдвиговом рифте на фронте Бельтау-Кураминского вулканического пояса [3]. Примером крупного рудоносного рифтогенного бассейна, сформированного в позднепермское время в обстановке пассивной континентальной окраины служит Верхояно-Колымская провинция, где выявлены крупные месторождения золота черносланцевого типа — Наталкинское, Дегдекан и др.

Для всех объектов черносланцевого семейства предполагается генетическая связь золото-сульфидных концентраций с углеродисто-терригенными (или углеродисто-карбонатно-терригенными) осадками. Однако эта связь не прямая, а опосредованная. Значительные территории с черносланцевыми отложениями с потенциально рудоносными фациями характеризуются как безрудные и имеют субфоновые концентрации Au на уровне $0,00n-0,0n$ г/т. Приуроченность высоких золоторудных концентраций к обвальным-оползновым (гравитационно-микститовым, диамиктитовым) и турбидитовым фациям углеродисто-терригенных отложений не имеет главного поискового значения, поскольку размещение продуктов гидротермальной деятельности связано с другими факторами, которые определяют

условия локализации маринных палеогидротермальных полей. При картировании подобных образований большое значение имеют конседиментационные сбросы и ореолы стратоидных метасоматитов [4]. В приложении к гидротермально-осадочной модели золотого оруденения в черносланцевых комплексах связь золото-сульфидной минерализации с осадками может проявляться в двух видах:

концентрированная золоторудная минерализация в форме залежей золотоносных сульфидов (массивных, ритмически-полосчатых или послойно густовкрапленных). При их образовании лавинная седиментация и сброс осадков с верхних фенос на нижние провоцируется сейсмической активностью, которая, в свою очередь, связана с периодами вулканической и гидротермальной деятельности. В локальных зонах разгрузки гидротерм могут образовываться сульфидные постройки и продукты их перемыва. В этом случае залежи золотоносных сульфидов перекрываются мутьевыми потоками турбидитов или грубообломочными гравитационно-микститовыми отложениями. Примеры подобных образований нами выявлены при изучении некоторых месторождений, в их числе Амантайтау (Центральные Кызылкумы), Кумтор (Киргизия), Каменское (Южный Урал), Бакырчик (Восточный Казахстан). Так, на Амантайтауском месторождении установлены линзующиеся горизонты золотоносных пиритов (содержания Au варьируют от нескольких грамм до первых десятков грамм на 1 т), срезающиеся и перекрывающиеся мутьевыми пелитовыми осадками. На месторождении Кумтор в штольневых горизонтах при отборе задирковых технологических проб и фотодокументации обнаружены крупные линзы золотоносных гематит-пиритовых тонкополосчатых ритмитов, заключенные в интенсивно дислоцированном углеродисто-глинистом матриксе. Эти образования ранее рассматривались как зоны тектонического будинирования, но могут представлять собой и продукты подводно-оползневых процессов. На Каменском месторождении горизонты и линзы с послойной арсенопирит-пиритовой вкрапленностью отличаются резкой слоевой неоднородностью в распределении золота. Наиболее золотоносны линзы крупнозернистых полимиктовых песчаников. Содержание Au в них достигали 30 г/т и более;

рассеянная золото-сульфидная минерализация с хаотическим распределением золото-сульфидной минерализации в мощной толще углеродисто-песчано-глинистых осадков. При ее образовании лавинная седиментация с высокоскоростными зерновыми и мутьевыми склоновыми потоками разрушает первичные сульфидоносные горизонты, пере-

мешивает сингенетичные сульфиды с тонкообломочным терригенным и глинистым материалом. В итоге эти процессы разубоживают первичную рудную минерализацию, она хаотически перераспределяется по всему объему оползневого горизонта. Это приводит к повышенной фоновой золотоносности осадков, что рассматривается в качестве одного из критериев при прогнозно-поисковых исследованиях. К примеру, в Центрально-Кызылкумском регионе в кембро-ордовикских рудоносных отложениях «пестрого бесапана» по разрезу мощностью в несколько сотен метров содержания Au варьируют от сотых до десятых долей грамма на 1 т. В верхнепермских черносланцевых отложениях атканской свиты (Верхне-Хатыннах-Олботский рудный узел, Магаданская область) зараженность золотом на уровне нескольких десятых долей грамма на 1 т достигает мощности >300 м. При этом в верхнеатканских отложениях, сложенных грубообломочными диамиктитами (микститам), присутствуют галька и валуны с золотоносной полисульфидной минерализацией, распределение которых в рудоносном разрезе в первом приближении можно назвать незакономерным или хаотическим. При этом углеродисто-глинистый матрикс может быть практически стерильным в отношении рудной минерализации. Подобные толщи отличаются высокой фоновой золотоносностью (десятки миллиграмм на 1 т) и служат субстратом (донором) для последующих рудных (прожилково-вкрапленных и жильно-штоковерковых) образований, возникающих путем ремобилизации (регенерации) рудного вещества в зонах дислокационного метаморфизма и метасоматоза, связанного с коллизионными гранитоидами.

Таким образом, формирование первичных золоторудных концентраций в углеродисто-терригенных осадках связано с гидротермально-осадочными процессами [4] как в случае захоронения золото-сульфидных залежей под мощной толщей терригенных осадков, так и в результате их разрушения и перемешивания рудного вещества с терригенным материалом в подводно-оползневых микститовых отложениях. Рассеянное органическое вещество в данных вариантах играет роль, во-первых, индикатора обстановок формирования и захоронения палеогидротермальных полей в условиях достаточно глубоководных впадин с застойным (эвксинным) режимом седиментации, а во-вторых — буфера, определяющего восстановительную обстановку сульфидообразования в осадках и, соответственно, доминирование тиосульфидных и более сложных мышьяковых и сурьмяных гетерополиядерных комплексов золота, рудообразующее значение которых в гидротермальных процессах рассматривалось в работах

А.Л.Павлова [19], И.Я.Некрасова [18] и других исследователей.

Из вышесказанного следует, что совершенствование прогнозно-поисковых критериев применительно к черносланцевым золоторудным объектам сводится к выявлению конкретных поисковых признаков маринных палеогидротермальных полей (захороненных или разрушенных). Использование общепринятых критериев — литолого-структурных, формационных, фациальных и др. — позволяет установить только общие рамки потенциально рудоносной территории, где возможно проявление рудообразующих процессов, но локализация перспективных площадей (рудных полей) возможна только в случае выявления признаков, соответствующих участкам и зонам разгрузки рудоносных гидротермальных систем, связанных с глубинными тепловыми источниками. К примеру, при структурно-формационном районировании Восточно-Саянской складчатой области при решении вопроса локализации рудных районов черносланцевого типа нами [3] была выделена Дербинская металлогеническая зона, сложенная преимущественно черносланцевыми отложениями раннего протерозоя и среднего рифея, характеризующаяся слабой поисковой изученностью вследствие ее трудной доступности. Площадь распространения черносланцевых формаций в целом по Дербинской зоне составляет >7 тыс. км², а площади потенциальных рудных районов — многие сотни квадратных километров. Несомненно, что локализация крупно-объемных рудных объектов черносланцевого типа на столь обширной территории требует постановки специализированных поисковых работ, нацеленных на выявление признаков палеогидротермальных систем и рудоносных литолого-стратиграфических уровней, соответствующих времени гидротермальной активности Дербинского палеобассейна.

Соотношение масштабов распространения черносланцевых отложений в пределах осадочно-породных бассейнов с размерами гидротермальных полей можно проследить на примерах современных океанических бассейнов. Наиболее крупные осадочные бассейны с терригенной седиментацией приурочены к окраинам континентов и связаны с конусами выноса крупных речных систем, таких как Ганг, Брахмапутра, Амазонка, Нил и др. Объемы годового сброса терригенного материала и органического вещества, поступающего с континента, исчисляются тысячами кубических километров, а объемы органического могут варьировать от 2 до 5% от объема осадков [17]. Осадочные линзы, связанные с конусами подводных дельт, могут достигать огромных

размеров. Они сопоставимы с масштабами (и превышают) крупные древние черносланцевые бассейны. Так, протяженность конуса выноса системы Ганг–Брахмапутра, сложенного песчано-глинистыми отложениями с серией турбидитовых потоков, составляет ~ 3000 км при ширине до 1000 км. Максимальная мощность осадков достигает 16 км. Однако при столь значительных размерах осадочно-породного бассейна признаки потенциально рудоносного гидротермального поля можно ожидать только в южной части Бенгальского залива вблизи активной вулканической зоны. Здесь выделена локальная аномалия повышенно-теплого потока на уровне 100 мВт/м² [15]. Протяженность данного аномального участка не превосходит 200 км при ширине <100 км, т.е. составляет менее 1% от площади Бенгальского бассейна.

Для Мексиканско-Карибского региона, относящегося к системе пассивно-окраинных бассейнов Атлантики, характерно унаследованное развитие океанических структур Тетиса, развивавшихся в мезозое в обстановке активной окраины. Площадь бассейна >4 млн. км², включая Мексиканский залив — 1543 тыс. км² и Карибское море — 2754 тыс. км². В центральной части Мексиканского залива, отличающегося высокой нефтегазоносностью, расположена впадина Сигби с сокращенной (~ 6 км) мощностью коры океанического типа, которая перекрыта осадочными отложениями юрского, мелового, миоценового, плиоценового и четвертичного возрастов общей мощностью до 8 км [6].

Для центральной, наиболее глубоководной, части залива установлены локальные области с повышенными значениями теплового потока (>60 мВт/м²), а к северу от этих аномальных зон — область с аномально низкими (<25 мВт/м²) значениями теплового потока, что говорит о присутствии конвективных потоков и возможном проявлении гидротермальной активности [15].

Трог Кайман, разделяющий Мексиканско-Карибский бассейн на два крупных сегмента, представляет собой крупную сдвиговую зону с трансформными разломами Хуан и Ориенте и с центральной субмеридиональной рифтовой зоной. Он прослеживается в северо-восточном направлении на 1600 км. Ширина его варьирует от 120 до 180 км. Осадки в пределах трога развиты незначительно, образуя карманообразные депрессии. Мощность осадков до 400 м. Они подстилаются породами океанического основания трога — серпентинизированными перидотитами, габброидами и базальтами. Осадки представлены тремя фациями: глинисто-карбонатной (днище трога), алевро-песчано-карбонатной (турбидиты, зерновые и пастообразные придонные пото-

ки), карбонатно-глинисто-песчаной (периферия дна трога).

Для трога установлено аномальное поле теплового потока со значениями до 100 мВт/м^2 . Тепловая аномалия трога занимает периферическую часть более крупной тепловой аномалии Колумбийской впадины со значениями теплового поля $>150 \text{ мВт/м}^2$. Для трога Кайман отмечена высокая дисперсия геотермических данных, подчеркивающая наличие локальных термоактивных структур — центров вулканического извержения и гидротермальных систем [10]. Площадь термоактивных структур данной акватории составляет 10–15% от площади всего бассейна, что значительно выше, чем в Бенгальском бассейне.

Площадь бассейна Охотского моря ~ 1500 тыс. км^2 . На севере оно граничит со структурами Охотско-Чукотского вулканического пояса, на юге отделяется от Тихого океана Курильской островной дугой и глубоководным желобом. Дно моря представляет собой мозаику тектонических блоков. Более 90% акватории занимает шельф с корой континентального или субконтинентального типа. В северной части установлена впадина Тинро, в западной — впадина Дерюгина, на юге — Южно-Охотская глубоководная впадина, отделяющая шельфовую зону от Курильской островной дуги. Максимальные глубины Курильской котловины 3374 м, впадины Тинро 991 м, впадины Дерюгина 1795 м [20].

Мощность осадочного чехла Охотского бассейна варьирует от 0,2–0,5 км в областях поднятий до 4–7 км и более в глубоководных впадинах. В основном отложения представлены слабо литифицированными песчано-глинистыми осадками позднемелового (маастрихт), олигоценового и позднемелового возрастов [6]. В основании отложений присутствуют грубообломочные песчаники и базальные конгломераты. В позднемеловую эпоху накопление осадков происходило в рифтогенных условиях и сопровождалось вулканической активностью. Образовывались глубоководные бассейны, выполненные вулканогенно-кремнистыми отложениями, сменяющимися вверх по разрезу более мелководными осадками [21].

В пределах бассейна установлены области высоких тепловых потоков с частичным плавлением верхней мантии и образованием астеносферных диапиров (Татарский пролив, впадина Дерюгина, Курильская котловина). Над астеносферными диапирами в осадочном чехле в Татарском проливе и впадине Дерюгина зафиксированы залежи углеводородов [8], а в Курильской котловине на вершинах подводных вулканов — сульфидная минерализация.

Повышенные значения теплового потока характерны для глубоководных впадин, пониженные — для субконтинентальных структур. Наиболее низкие значения (22 мВт/м^2) отмечаются в Курило-Камчатском глубоководном желобе. Средние значения теплового потока для Курильской островной дуги составляют 118 мВт/м^2 , наиболее высокие значения прослеживаются в ее западной части — до 790 мВт/м^2 . Высокий тепловой поток установлен в Татарском проливе $123\text{--}132 \text{ мВт/м}^2$ и во впадине Дерюгина, где он достигает 200 мВт/м^2 . Высокие значения теплового потока $346\text{--}354 \text{ мВт/м}^2$ определены также в Курильской котловине [21].

По данным геологических исследований в Охотском море рейсов «Маршал Геловани» (1988 г.) и SO178 на НИС «SONNE» (2004 г.) выявлена и изучена баритовая минерализация во впадине Дерюгина. Это кальцитовые, баритовые трубки, конкреции, сферолиты, тонкие корки, а также арагонитовый цемент в обломках баритовых «курильщиков». Были установлены баритовые холмы с выходами «курильщиков» высотой до 10 м. Их образование связано с придонной разгрузкой метан- и баритонасыщенных флюидов, поступающих через разломные зоны.

Газонасыщенные метаносодержащие флюиды образуют метановые аномалии — «факелы» различных морфологических типов. Высота газовых «факелов» колеблется от 40 до 850 м.

Следует отметить, что глубоководные впадины имеют рифтогенную природу и их образование приурочено к астеносферным диапирам. Эти локальные глубоководные бассейны отличаются повышенным тепловым потоком и проявлениями газовой-флюидных эманаций, обогащенных углеводородами. Возможно, обстановка осадконакопления в подобных структурах имеет сходство с обстановками формирования рудоносных черносланцевых комплексов в фанерозойских бассейнах. Однако на данный момент в глубоководных впадинах Охотского моря не выявлены признаки сульфидной минерализации, что может быть связано с недостаточной изученностью глубоких уровней осадочных отложений впадин. Можно предполагать, что уровни сульфидообразования находятся ниже поверхности дна в области разгрузки высокотемпературных растворов непосредственно в толще терригенных песчано-глинистых отложений. Площадь проявлений термических аномалий придонных вод в Охотском бассейне составляет не менее 25% от площади акватории Охотского моря.

Весьма интересны данные об условиях гидротермального минералообразования под мощной толщей осадков в Калифорнийском бассейне. Протяженность Калифорнийского залива 1240 км,

ширина 220 км, максимальная глубина 3292 м. Рифтовые зоны залива окружены континентальными массивами, с которых сносится значительное количество терригенного материала. Мощность современных осадков в рифте составляет сотни метров, они полностью перекрывают вулканические породы основания. Синвулканическая гидротермальная деятельность происходит под экраном осадков; на поверхности дна установлены выходы гидротерм. Наиболее исследованный район Калифорнийского залива — южный трог впадины Гуаймас [7]. Глубина трога около 2000 м, ширина на изобате 2000 м около 2500 м. В сводке Ю.А.Богданова и А.М.Сагалева отмечается развитие двух типов гидротермальных образований — в осевых зонах трещиноватости и во внутритроговых поднятиях.

Гидротермальные образования первой группы приурочены к фронтальным зонам гидротермальных полей, связаны с низкотемпературными растворами (измеренные температуры выходящих растворов $<10^{\circ}\text{C}$) и представлены гидротермальными холмами опал-карбонатной минерализации с баритом в трубообразных выступах поверхности. В матрице этих новообразований присутствуют рассеянные сульфиды в количестве до 10% (обычно $<1\%$) — преимущественно пирротин и небольшая примесь сфалерита. Примечательно, что в пористой матрице гидротермальных новообразований содержатся жидкие углеводороды, которые предположительно возникают в результате воздействия гидротерм на органическое вещество осадков. Образование углеводородистых соединений в осадках современных и древних бассейнов большинством исследователей связывается с преобразованием погребенного органического вещества в восстановительных условиях. Вместе с тем допускается глубинное поступление углеводородов по зонам дислокаций в осадочно-породные бассейны, что и определяет повышенные содержания в углеводородистых отложениях благородных металлов, в том числе золота и платиноидов.

Второй тип построек связан с более высокотемпературными гидротермальными растворами, выходы которых приурочены к внутритроговым поднятиям. Они занимают основное пространство гидротермальных полей. Постройки представлены системами конических холмов высотой от 1 до 50 м. Они сложены шлакоподобными обломками, содержащимися в рыхлом песчано-алевритовом обломочном материале. У подножия холмов на поверхности рыхлого осадка развиты плотные корки с осадком кристаллов сульфидов. Большинство исследованных построек — действующие «черные» курильщики высотой >10 м. На поверхности холмов в централь-

ных частях имеются активные трубы высотой до 1 м и диаметром 15–20 см. Измеренные температуры гидротерм на выходах «черных» курильщиков достигают $320\text{--}359^{\circ}\text{C}$. Гидротермальные образования трога Гуаймас существенно отличаются от типичных образований в других океанических рифтах. Характерна высокая пестрота минерального состава. Рудная минерализация представлена пирротин, сфалеритом, халькопиритом, иногда галенитом. Характерно низкое содержание пирита, что в условиях преобладания пирротина может свидетельствовать о неполном окислении восстановленных флюидов при их взаимодействии с океанической водой. Предположение о воздействии на осадки восстановленных флюидов коррелируется с накоплением в осадках жидких углеводородов. Для примесных рудных элементов в сравнении с другими океаническими рифтами отмечаются повышенные содержания Sb, Ni, Co, Y, близкие уровни содержаний As, Zr, Cr, обедненность Cd, Ag, Ge, Mo и Ga.

Все обнаруженные пункты проявления полисульфидной минерализации в рифтах Калифорнийского залива и расположенных севернее рифтах подводных хребтов Горда и Хуан-де-Фука с повышенными содержаниями Au и Ag обусловлены деятельностью гидротерм с температурами $\sim 300^{\circ}\text{C}$ и более. Причем в основном минерализация данного типа фиксируется в осадочном чехле глубоководных впадин с батиметрическими отметками >2000 м. Выявлена серия гидротермальных проявлений с золото-содержащей и серебросодержащей минерализацией:

южная рифтовая зона впадины Гуаймас с сульфидными цинка, меди и железа. Температура источника 315° . Объем залежи 1 200 000 м³. Глубина бассейна 2000 м. Содержания металлов: Zn до 55, Cu 1, Pb 0,1%, Ag 300, Au 3 г/т [24];

северная рифтовая зона впадины Гуаймас — пирротиновая вкрапленность в гидротермально измененных глинисто-кремнистых осадках с тальком в осевой части рифта, активные гидротермальные источники. Глубина бассейна 2040 м. Содержания металлов: Zn 0,003, Cu 0,7%, Ag 7, Au 7 г/т [25];

хребет Хуан-де-Фука, северная часть, отложения массивных сульфидов цинка, меди и железа. Поле гидротермальных источников — «черных» курильщиков на площади (150×200) м, T 400°C . Глубина бассейна 2090–2120 м. Содержание металлов: Zn 0,4–6,3, Cu 0,6–3, Pb 0,02–0,1%, Ag 5–30, Au до 0,1 г/т [23];

центральная часть хр. Хуан-де-Фука — сульфидные корки на базальтах и осадках, конические постройки высотой до 10 м и диаметром 3 м, залегающие на дне кальдеры; сложены сульфидными цинка, железа и ангидритом. Активные гидротер-

мальные источники в северной части кальдеры с T 7–35°C, высокотемпературные источники с T 285°C в юго-западной части. Скопления фауны. Глубина бассейна 1580 м. Содержание металлов: Fe 0,4–6,3, Zn 10,1–28,2, Cu 0,1–0,3, Pb 0,1–0,6, SiO₂ 20,4–41,4, Ba 14,2–15,0%, Ag 233–342, Cd 110–740 г/т [22];

гидротермальные поля в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, глубина бассейна 2000–2620 м. На первом поле установлены холмы и трубы высотой до 10 м, сложенные сульфидами цинка, меди и железа, залегающие на базальтах. Действующие «черные» курильщики, T 350–380°C. На втором поле выявлены действующие «белые» курильщики с температурами от 20 до 300°C. Присутствуют скопления фауны. Гидротермальные поля расположены в 300–800 м от оси рифта. Третье гидротермальное поле образует колонны и холмы высотой 1–3 м на дне кальдеры подводного вулкана. Рудные «валуны» диаметром 1–10 м на стенках кратера на площади 500 м² сложены сульфидами меди и железа. Содержания металлов: Zn до 50, Cu 6, Fe 30%, Pb 640, Cd 700 г/т, Ag до 1,5, Au в марказите до 0,79% [9];

южная часть хр. Хуан-де-Фука. Глубина бассейна 2300 м, невысокие холмы и покровы на базальтах и осадках небольшой мощности в осевой части рифта. Состав новообразований — сульфиды цинка и железа. Установлены активные низкотемпературные гидротермальные источники и скопления фауны. Содержание металлов: Zn до 65, Fe 8–50, Cu до 0,32, Pb до 0,25%, Ag 290 г/т, Cd до 0,1, Mn 0,2%;

хр. Эксплорер, глубина бассейна 1700–2000 м; массивные сульфиды меди и цинка, постройки высотой до 20 м, протяженность поля 200 м по латерали, активные гидротермальные выходы с T 306°C. Содержания металлов: Zn 9, Cu 8%, Ag 112, Au 0,8 г/т;

южная часть хр. Горда, трог Эсканаба. Холмы диаметром десятки метров и высотой несколько метров с трубами в верхних частях, залегающие на осадках. Между холмами сульфидные покровы толщиной до нескольких десятков сантиметров. Сульфиды Zn, Pb, Cu, Fe. Активные гидротермы не выявлены. Содержания металлов: Zn до 43,2, Pb до 13,7, Cu до 4,9%, Ag до 680, Au до 1–2 г/т [26].

Приведенные примеры с благороднометальной минерализацией в современных активных рифтовых зонах связаны с глубоководными обстановками и высокими температурами термальных источников. Автор обращает основное внимание на глубинность рудоносных осадочных бассейнов (как современных, так и древних), считая давление одним из ведущих факторов накопления золотосодержащих сульфидных осадков. Фактор глубинности бас-

сейна был достаточно детально исследован для рифтогенных каменноугольных бассейнов Южного Урала [4]. На основании больших объемов поискового профильного бурения в Кировско-Кваркенском и Айдырлинско-Синешиханском рудных районах Восточного Оренбуржья составлены детальные разрезы и карты, выделены рудоносные литолого-стратиграфические уровни, определены закономерности распределения различных фаций обвально-оползневых отложений и состав золото-сульфидной минерализации.

Становление рудоносных грабенов вдоль западной и восточной границ Восточно-Уральского поднятия связано с фамен-турнейским рифтогенезом и образованием продольных и диагональных сдвиговых зон на фронте Валерьяновского краевого вулканического пояса, развивавшегося на угловом стыке Восточно-Европейской платформы и Западно-Казахстанской плиты.

Обстановки формирования сдвиговых бассейнов, возникающих в активных окраинно-континентальных зонах, связанных с косыми межплитными и внутриплитными перемещениями, известны и в современных бассейнах. К ним можно отнести локальные структуры растяжения — рифтогенные глубоководные впадины Охотского, Японского, Южно-Китайского морей, Калифорнийского залива и др. К сходным структурам можно отнести и ряд черносланцевых палеобассейнов в окраинно-континентальных зонах, заложенных на стыках континентальных и океанических плит. Они могут рассматриваться в соответствии с кинематической классификацией А.М.С.Шенгера как пул-апарт бассейны, связанные с крупными сдвиговыми зонами. В числе подобных примеров надо отметить системы узких рифтогенных трогов Восточного Казахстана (Кызыловская зона, Бакырчикский рудный район), Южно-Букантауской зоны Кызылкумов (Кокпатасс-Окжетпеский рудный район) и Восточно-Уральского поднятия (серия рудных районов в обрамлении Аландско-Тогузакского тектонического блока).

Для рифтогенных грабенов Восточного Оренбуржья установлено сегментирование субмеридиональных грабенов диагональными разломами северо-западного направления, что определило клавишное строение основания и положение поднятых и погруженных блоков [4, рис. 25]. Блоковое строение основания грабена определяет латеральную фациальную неоднородность рудоносного черносланцевого разреза и положение центров гидротермальной активности. Разгрузка гидротерм и образование рудных залежей происходили под толщей осадков и в придонной части. Сейсмическая активность, сопровождавшаяся син- и поствулканиче-

ской гидротермальной деятельностью, провоцировала оползневые процессы, что приводило к частичному разрушению и перемещению мутьевыми потоками измельченного материала первичных золото-сульфидных руд в локальные впадины грабена. Поскольку гидротермальная активность и оползневые процессы были характерны для всего периода образования черносланцевых осадков, сульфидная минерализация различных фаз осадкообразования, включая продукты гидротермальной деятельности и бактериальной жизни, зачастую находятся в перемешанном (микститовом) состоянии, что подтверждается данными изотопных исследований состава сульфидной серы [4].

Для черносланцевых отложений раннекаменноугольных рифтогенных грабенов Восточного Оренбуржья в сравнении с золоторудными полями других черносланцевых провинций характерна хорошая сохранность реликтовых сингенетичных форм золото-сульфидной минерализации. В ряду изученных нами золоторудных объектов усиление степени трансформации и преобразования сингенетичной золото-сульфидной минерализации представляется в следующем виде (по мере нарастания интенсивности перекристаллизации сингенетичных сульфидов): объекты Кировско-Кваркенского рудного района → Бакырчикское рудное поле → объекты Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла → месторождение Кончоч-Скальное и объекты Шинг-Магианского рудного района → объекты Кокпатасского рудного поля → группа месторождений Даугызтауского рудного поля → Амантайтауское месторождение и объекты Сармич-Биранского рудного района → объекты Мурунтауского рудного поля.

В этой связи более подробно остановимся на характеристиках первичных золотоносных сульфидных образований, изученных на объектах Южного Урала (Кировско-Кваркенский, Айдырлинско-Синешиханский и Брединский рудные районы). Здесь по результатам минералогических исследований выделены три сингенетичных минеральных комплекса:

железо-окисно-сульфидный минеральный комплекс в виде землистых и колломорфных гематит-марказит-мельниковитовых агрегатов, иногда с примесью микровыделений ковеллина и халькозина. На флангах гидротермальных полей установлена также карбонатно-сульфидно-окисная (сидерит-мельниковит-гематитовая) минерализация в виде конкреционно-желвачковых послойных обособлений в песчаниках. Обстановка их образования отвечает мелководным условиям. Песчанистые осадки ассоциируют с горизонтами антракослит-шунгитов с крупнообломочным (до первых десятков сантиметров) растительным детритом и скопле-

ниями водорослей;

биогенно-сульфидный минеральный комплекс, представленный вкрапленностью фрамбоидально-го и глобулярного пирита. Фрамбоиды — сферические зерна размером от первых микрометров до 60 мкм, преобладающий размер 10–30 мкм. Их отличает однородное полигональное внутреннее строение с размерами ячеек от десятых долей до первых микрометров. Эти образования встречаются в виде рассеянной вкрапленности в колониальных скоплениях и считаются продуктами бактериальной жизни. Фрамбоиды сложены пиритом, очень редко халькопиритом и ковеллином. Они ассоциируют с углефицированными органическими остатками. В отличие от фрамбоидов глобулярный пирит не обладает полигональным внутренним строением. Он образует рассеянную и ступковую вкрапленность более крупной размерности (до первых сотен микрометров). Внутреннее строение глобулей обычно ситовидно-ячеистое, глобулярно-комковидное или хлопьевидное. Их образование, вероятно, связано с раскристаллизацией сульфидных коллоидов при диагенезе сульфидных илов. Фрамбоидальные и глобулярные пириты обычно находятся в тесной пространственной ассоциации. В ряде случаев в скоплениях глобулярного пирита встречены микровыделения самородного золота;

золото-мышьяковисто-сульфидный минеральный комплекс включает три главных парагенезиса — пиритовый с золото-халькопирит-пирротиновым микропарагенезисом, арсенипирит-пиритовый и пирит-халькопирит-(пирротин)-полисульфидный. Они возникали синхронно и характеризуются фациальными переходами. Образование парагенезисов связано с перекристаллизацией золотоносных поликомпонентных сульфидных осадков. При начальной перекристаллизации окисно-сульфидного агрегата наблюдается развитие кайм новообразованного пирита. Ее усиление сопровождается ростом зерен ситовидно-ячеистого пирита с увеличением размеров кристаллов от 50–100 мкм до нескольких миллиметров. При этом в кристаллах новообразованного пирита иногда сохраняются реликты землистых гематит-мельниковитовых агрегатов. Интенсивность перекристаллизации может визуально оцениваться по комбинационной сложности и совершенству вершинных и гранных форм новообразованных кристаллов пирита. Повышение степени однородности зерен отражается в уменьшении количества микровключений глинистых минералов и первичных «землистых сульфидов». Перекристаллизация и рафинирование землистых сульфидных скоплений приводит к образованию золотоносного сульфидного микропарагенезиса (парагене-

зис микровключений), который состоит из лейкоксена, пирротина, халькопирита, кубанита, арсенопирита, самородного золота. Количество микровключений (в том числе и золота) в ситовидно-ячеистом пирите изменчиво. Это определяет высокий разброс содержаний Au в рудных залежах от десятых долей до первых десятков грамм на 1 т [4]. Состав арсенопирит-пиритового парагенезиса варьирует от существенно пиритового с единичными кристаллами арсенопирита до существенно арсенопиритового с примесью пирита. Ореолы арсенопирит-пиритовой ассоциации развиты в центральных частях ореолов пирита со сложными габитусными формами. Вкрапленники арсенопирита представлены как несовершенными, так и хорошо образованными кристаллами призматической и игольчатой формы. Размеры вкрапленников варьируют от нескольких десятков микрометров до нескольких миллиметров. Для арсенопирита характерно однородное внутреннее строение. Микровключения пирротина, халькопирита и самородного золота в нем встречаются реже, чем в пирите. Учитывая, что возрастание доли арсенопирита в составе ассоциации сопровождается увеличением золотоносности сульфидных концентратов, можно предположить наличие золота в арсенопирите в форме наночастиц. По периферии арсенопирит-пиритовой вкрапленности в цементе пород в виде сыпи мелких кристаллов развит пирит-халькопирит-(пирротин)-полисульфидный парагенезис. В его составе отмечаются выделения марказита, сфалерита, галенита, теннантита, ковеллина и самородного золота.

Особенности распределения сингенетических сульфидов определяются фациальной неоднородностью разреза. Смена окисдно-сульфидных парагенезисов сульфидными и мышьяковисто-сульфидными связана с изменением окислительно-восстановительной обстановки седиментации и вариациями количественных соотношений продуктов биогенно-хемогенных и вулканогенно-осадочных процессов. Высокая изменчивость этих соотношений видна из сопоставления изотопного состава сульфидной серы [4, рис. 33]. Изотопный состав определен более чем по 500 образцам, отобранным из различных частей рудоносного разреза. Изотопные определения проводились С.Г.Кряжевым, Н.В.Гуриной, А.П.Глуховым в отделе минералогии и изотопной геохимии ФГУП «ЦНИГРИ». Установлен широкий диапазон значений изотопного состава серы от -39 до +26‰, что предполагает различные источники серы. Максимальный интерес представляют пириты с околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$ [4, рис. 33], которые связаны с гидротермально-осадочными процессами и обладают весьма высокой золотоносностью.

По данным атомно-абсорбционного анализа содержания Au варьируют в диапазоне 5–250 г/т, максимальные значения достигают 405 г/т.

Высокие положительные значения изотопного состава серы, вероятно, связаны с участием сульфат-иона морской воды при хемогенном осаждении сульфидов. Утяжеление изотопного состава серы в этом случае может служить признаком придонного осаждения сульфидов в условиях свободного доступа сульфат-иона океанической воды, а снижение положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ — признаком кристаллизации сульфидов в погребенных осадках, лишенных свободного доступа морской воды. Максимальные положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ на различных участках варьируют от +9 до +26‰, что позволяет выстроить гипотетический ряд хемогенного сульфидообразования от условий придонного осаждения из гидротермальных источников к условиям разгрузки гидротерм под толщей осадков. Заметное снижение положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ на ряде участков может быть связано с захоронением сульфидоносных осадков мутьевыми оползневыми потоками, широко распространенными в изученных разрезах рудного района.

Облегченный состав сульфидной серы (значения $\delta^{34}\text{S}$ достигают -39‰) соотносится с биогенной серой, связанной с сульфат-редукцией. Возрастание биопродуктивности палеобассейна, определенное по доминированию облегченной серы на различных участках рудного района, отмечается в направлении от максимально глубоководных высокозолотоносных сегментов бассейна к его флангам (поднятым блокам). При этом минимальные значения $\delta^{34}\text{S}$ изменяются от -10‰ (в погруженных частях) до -39‰ (в приподнятых). Заметим, что в этом же направлении снижается степень мышьяковистости сульфидных осадков (уменьшается количество арсенопирита). Вероятно, снижение биопродуктивности в погруженных сегментах бассейна было связано с поступлением в область седиментации высокомышьяковистых растворов, неблагоприятно воздействующих на бактериальную жизнь. Сходное явление нами установлено в верхнеатканских отложениях Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла, где в мощной (>300 м) толще углеродистых алевропелитов и диамиктитов локализована сингенетичная золотоносная пирит-арсенопиритовая минерализация. При этом количество бактериальных форм пирита (скоплений фрамбоидов) крайне низкое, что подтверждается и данными изотопного состава серы сульфидов. Диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ находится в области околонулевых и слабоположительных значений, а значения с легким изотопным составом практически отсутствуют.

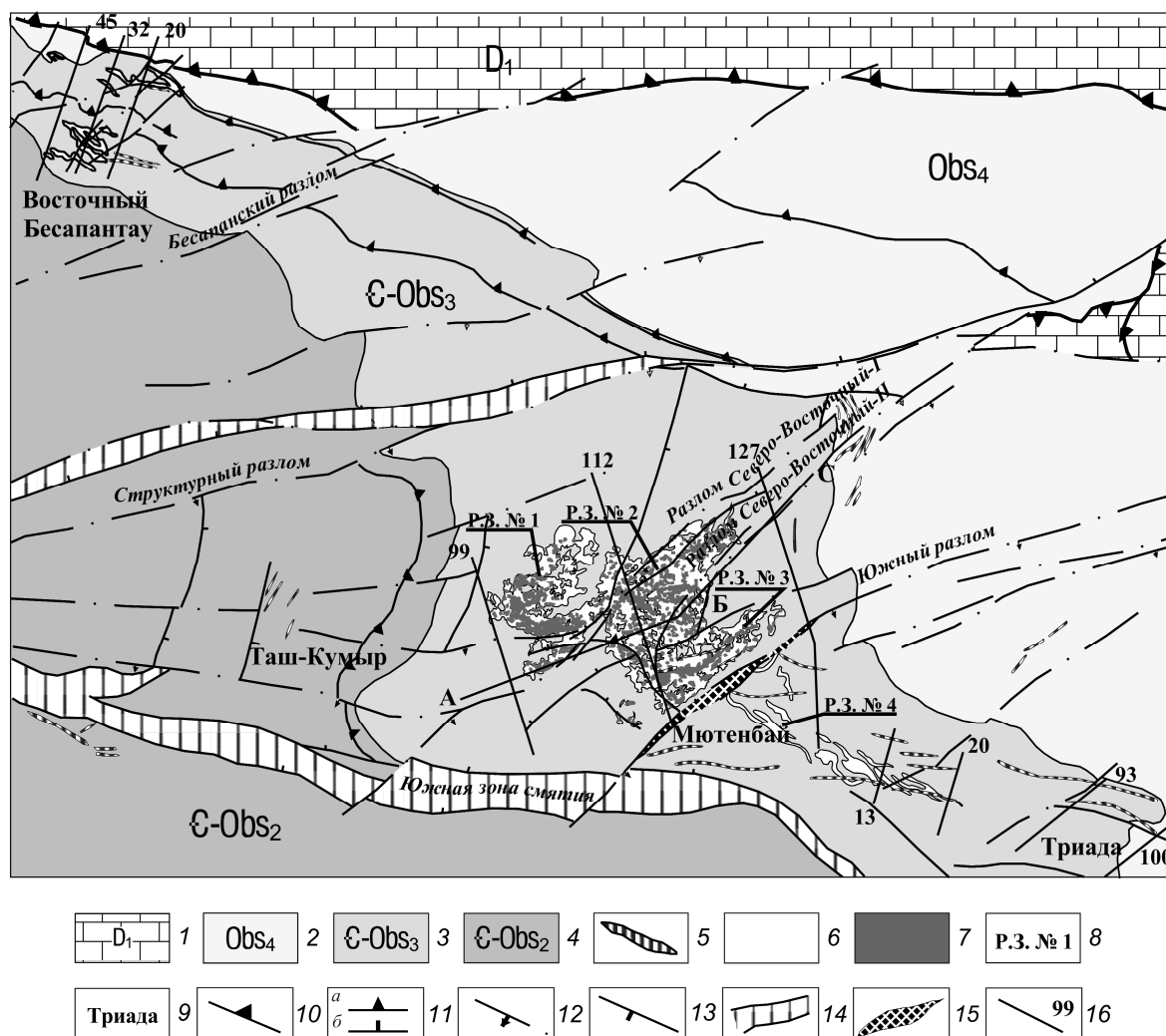


Рис. 1. Схема размещения золоторудных штокерков Мурунтауского рудного поля:

1 — нижнедевонские известняки, доломиты; 2 — зеленый бесап — надрудная ордовикская флишидная алевроитопесчаниковая толща; 3 — пестрый бесап (без расчленения) — рудоносная кембрийско-ордовикская фациально неоднородная толща углеродистых, кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников; 4 — черный бесап — подрудная ордовикская толща углеродисто-кремнистых сланцев и кварцитопесчаников; интрузивные образования: 5 — дайки сиенитов, диоритовых порфиров (без разделения); контуры рудных тел по данным эксплуатации: 6 — с рядовыми содержаниями Au, 7 — с богатыми рудами (по данным эксплуатационных работ на 1988 г.); 8 — номера рудных залежей; 9 — названия рудных участков; структурные элементы: 10 — зона главного надвига в основании нижнедевонских отложений, 11 — надвиги (а), взбросо-сдвиги (б), 12 — диагональные и продольные сбросо-сдвиги, 13 — субмеридиональные разломы, 14 — зоны смятия, 15 — зоны углеродистых милонитов; 16 — линии опорных разведочных профилей, их номера

Оптимальную обстановку накопления больших объемов золотоносных сульфидных осадков в черносланцевых отложениях можно связать с палеогидротермальными полями достаточно глубоководных эксинных впадин и с поступлением высокотемпературных мышьяковисто-сернистых соединений, гетерогенизация которых происходит в придонной части в области субкритических давлений и температур. Размеры маринных гидротермальных

полей, интенсивность и длительность гидротермальной деятельности будут определять масштабы золотоносных сингенетических сульфидных залежей.

По нашему мнению, главным фактором, определяющим уровень золотоносности черносланцевых осадков, является давление в системе, которое обусловлено глубиной бассейна и мощностью осадков, перекрывающих область разгрузки гидро-

терм. Мощность столба воды и осадков регулируют давление и температуру вскипания рудоносных флюидов. Известно, что чем выше температура гетерогенизации и чем ближе она к критической температуре воды ($T_{кр}$ 374°C, $P_{кр}$ 218 атм), тем выше концентрации растворенного рудного вещества. Поступление глубинных субкритических и надкритических флюидов в придонную часть бассейна седиментации возможно только для обстановок глубоководных впадин с батиметрическими отметками ~2 км и более (с учетом нескольких сотен метров илистых осадков). Гетерогенизация флюида в придонной зоне приводит к разделению флюида на водные и газовые струи. Потоки гетерогенные, пульсирующие со сложным газо-гидродинамическим взаимодействием с океанической водой и донными илами. Газовые струи, насыщенные летучими компонентами, конденсируются с образованием высококислотных растворов. При их взаимодействии с осадками и породами цоколя образуются стратоидные и комбинированные ореолы метасоматитов (в Южно-Уральских районах — стратоидные ореолы аргиллизации и джаспероидизации, в атканских отложениях Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла — стратоидная альбитизация, в Амантайтауском рудном поле и на месторождении Кумтор — двуполевошпатовые стратифицированные метасоматиты с рудными ритмитами). Синхронно с этим насыщенные рудными компонентами водно-солевые гидротермальные струи при взаимодействии с океанической водой и углеродистыми осадками формируют стратоидные залежи золото-сульфидных руд.

В мелководных и прибрежных условиях по мере уменьшения глубины бассейна флюида, достигающие придонной поверхности, должны обладать все более и более низкими температурами вскипания. При этом отложение рудного вещества будет происходить в транзитной зоне (в подводных разломах основания) вследствие непрерывного кипения флюида при его подъеме к поверхности дна (движение кипящей флюидной колонны). В мало-глубинных прибрежных условиях возможны только низкотемпературные термы с невысокими концентрациями растворенных металлов, которые даже при наличии высокотемпературных газовых струй могут создать ореолы с рассеянным типом минерализации или рудные залежи незначительных масштабов. Примеры подобных образований многочисленны и обычно они квалифицируются как зоны рассеянной минерализации.

Одним из примеров служат мелководные гидротермальные поля южной части Айдырлинско-Синешиханского рудного района, где содержания Au,

связанные с арсенопирит-пиритовой вкрапленностью в песчаниках и рудно-конкреционных горизонтах с обильной арсенопиритовой минерализацией, обычно не превышают 1 г/т [4].

Структурная трансформация первичных залежей и регенерация (перекристаллизация, растворение, переотложение) сульфидных агрегатов связаны с процессами дислокационного метаморфизма и рудно-метасоматическими преобразованиями, сопряженными с коллизионными гранитоидами.

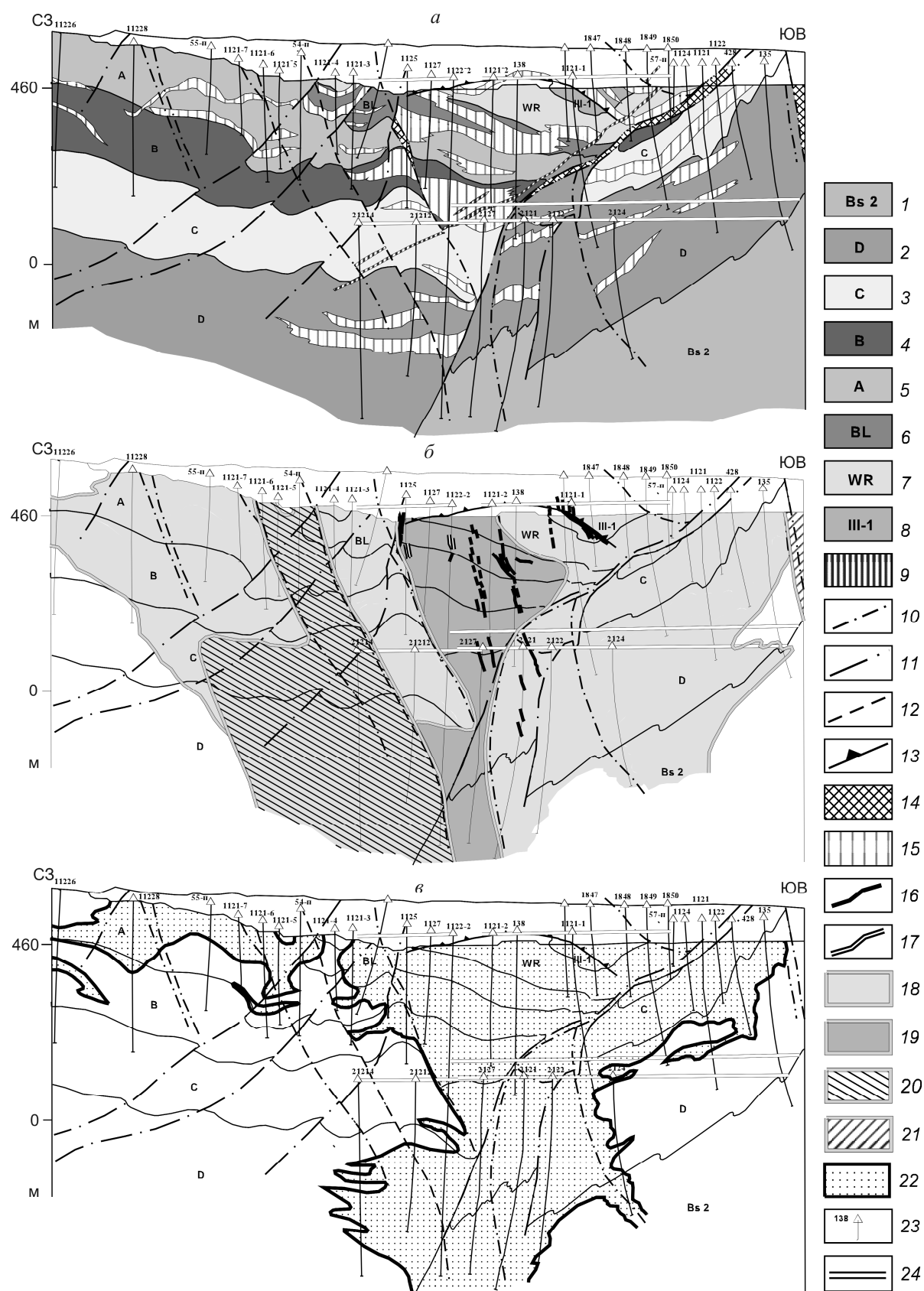
В указанном выше ряду объектов с увеличением интенсивности преобразования первичных золото-сульфидных концентраций в качестве одного из максимально преобразованных рудных объектов выделено Мурунтауское рудное поле.

Коротко остановимся на этапах формирования Мурунтауского мегаштокверка, поскольку они в достаточном объеме описаны только в специальной монографии [13], в которой автором данной статьи приведены основные характеристики рудно-метасоматической зональности месторождения.

Мурунтауское рудное поле, помимо уникального по масштабам месторождения Мурунтау, включает группу фланговых объектов — Мютенбай, Бесапантау, Южный БесAPAN, участки Восточный, Таш-Кумыр, Триада (рис. 1). Все эти объекты, исключая рудопроявление Ташкумыр, приурочены к единому рудоносному литолого-стратиграфическому уровню, к отложениям подсвиты пестрый бесапан (Є–О). Рудоносные отложения пестрого бесапана характеризуются фациальной неоднородностью и увеличенной мощностью на участке, где локализован Мурунтауский штокверк (рис. 2). Отметим, что скрытые гранитоиды, установленные по данным сверхглубокой скважины на глубине ~5 км, приурочены к непродуктивному южному тектоническому блоку, характеризующемуся сокращенной мощностью бесапанских отложений.

Мощные разломы северо-восточной ориентировки, в первую очередь Южный, представляют собой конседиментационные структуры длительного развития. Они входят в систему северо-восточных эшелонированных конседиментационных разломов (Южный, Амантайтауский, Асаукакский), рудоконцентрирующая роль которых является определяющей для Центрально-Кызылкумского тектонического блока [3]. В зоне влияния этих разломов локализованы основные золоторудные объекты Мурунтауского, Амантайтауского и Даугызтауского золоторудных полей.

Рудолокализирующая структура представлена сигмоидальным флексурным изгибом пологих субпослойных зон расланцевания, связанным с крупными эшелонированными взбросо-сдвигами про-



дольного (субширотного) плана. Формирование структуры Мурунтауского мегаштокверка и фланговых месторождений (сателлитов) определяется многоэтапными деформациями, сопровождавшимися развитием систем продольных и диагональных разрывов и сопряженных пологих зон расслаивания. Распространение рудоносных метасоматических ореолов (см. рис. 2) — раннерудных биотит-полевошпат-кварцевых, позднерудных альбит-кварцевых и связанных с ними золото-шеелит-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых прожилков (жил) — определяется комбинацией крутопадающих и пологих элементов структуры, развивавшихся по типу дуплекс-структуры сжатия.

Этап сингенетического образования рудного вещества связан с гидротермально-осадочными процессами в локальных депрессиях подножия континентального склона с накоплением черносланцевых турбидитовых (флишоидных) отложений.

Этап тангенциального сжатия, дислокационно-метаморфизма и формирования продольных (запад-северо-западных) субсогласных зон расслаивания и мощных сложно построенных синкinemатических кварцево-жилых зон обусловлен преддевонской коллизией. Кварцево-жилые зоны данного генетического типа распространены практически по всей площади выходов бесапанской свиты. Продолжающиеся процессы коллизионного сжатия в условиях неоднородности основания, связанного с древними диагональными конседиментационными разломами, привели к формированию *S*-образной сигмоидальной складки — Мурунтауской синклинали, осложненной системой северо-восточных правосторонних взбросо-сдвигов. На этом этапе формировались зонально построенные объемные биотит (флогопит)-полевошпат-кварце-

вые метасоматиты и стержневые золото-шеелит-(арсенопирит (I))-кварцевые жилы [1]. Датировки возраста по Rb-Sr изохроне биотит (флогопит)-полевошпат-кварцевых метасоматитов и гранитоидов показали их временную близость и приуроченность к рубежу 274–277 млн. лет [16].

Релаксация и начало растяжения привели к образованию левосторонних сбросо-сдвигов, окончательному оформлению блокового строения месторождения, формированию ансамбля сегментов сжатия и растяжения. С этим этапом связаны усложнение структуры, внедрение порфиритовых даек, образование ореолов кварц-альбитовых метасоматитов, кварц-турмалиновых брекчий и золото-арсенопирит (II)-кварцевых жил. Возраст кварц-альбитовых метасоматитов по Rb-Sr изохроне, по данным Ю.А.Костицына [16], ~255 млн. лет.

Позднерудный этап с золотоносной сербросульфосольной минерализацией, сопряженной с аргиллизацией и кварц-адуляровыми метасоматитами, локализован в южной части месторождения, в зоне древнего Южного разлома. Время формирования адуляровых метасоматитов по Rb-Sr изохроне Ю.А.Костицыным отнесено к пермотриасу. Таким образом, многоэтапная и сложная трансформация сингенетических рудных концентраций и формирование Мурунтауского мегаштокверка продолжалась >50 млн. лет. Температуры образования основных рудных парагенезисов месторождения [5] по результатам изучения газовой-жидких включений соответствуют интервалу 500–200°C, а начало гетерогенизации (вскипания) растворов относится к достаточно высокотемпературной области (400°C). Отметим, что оценка давления по углекислотноводным включениям дает значения в пределах от 1400 (в центре поля) до 800 бар (на флангах поля);

Рис. 2. Схема строения Мурунтауского штокверка, поперечный разрез по линии 112:

a — строение рудоносного разреза; *б* — метасоматические ореолы; *в* — морфология золоторудного штокверка; *1* — подрудные отложения черного бесапана — углеродисто-кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники; части разреза пестрого бесапана; *2* — углеродистые и хлорит-сланцевые сланцы, алевролиты с мощными (до 20 м) прослоями кварцитовидных песчаников, в отдельных прослоях повышена известковистость; *3* — грубослоистое линзовидное переслаивание мелкозернистых хлорит-сланцевых песчаников и углеродистых алевролитов, редкие маломощные прослои известковистых и углеродисто-кремнистых песчаников, углеродистых сланцев; *4* — грубослоистое неоднородное до тонкого линзовидное переслаивание метаслоистых углеродисто-сланцевых алевролитов, мелкозернистых песчаников и углеродистых сланцев; *5* — неоднородное, от тонкого до грубого, переслаивание кварцитовидных углеродистых песчаников и углеродистых сланцев; *6* — углеродистые сланцы с прослоями углеродистых песчаников, в верхней части пачки преобладают углеродистые кварцитовидные песчаники; *7* — грубослоистые и массивные углеродистые сланцы, иногда кварцитовидные; *8* — переслаивание кварцитовидных алевролитов, песчаников, углеродистых хлорит-сланцевых сланцев; *интрузивные образования*: *9* — дайки сиенито-диоритов; *структурные элементы*: *10* — правосторонние взбросо-сдвиги, *11* — левосторонние сбросо-сдвиги, *12* — субмеридиональные разломы, *13* — надвиги, *14* — зоны углеродистых милонитов; *жилые образования*: *15* — дорудные синкinemатические кварцевые жилы и прожилки, связанные с субпослойным расслаиванием; *16* — золото-кварцевые жилы и прожилки с кварц-шеелитовой минерализацией и околожильной калишпатизацией; *17* — золото-арсенопирит-кварцевые жилы с околожильной альбитизацией; *метасоматиты*: *18* — объемные флогопит-полевошпат-кварцевые, *19* — кварц-калишпатовые (центральные зоны объемных метасоматитов), *20* — ореолы развития порфириобластов биотита, *21* — ореолы кварц-альбитовых изменений; *22* — контуры рудных тел по данным эксплуатации с рядовыми содержаниями Au; *23* — скважины, *24* — горные выработки

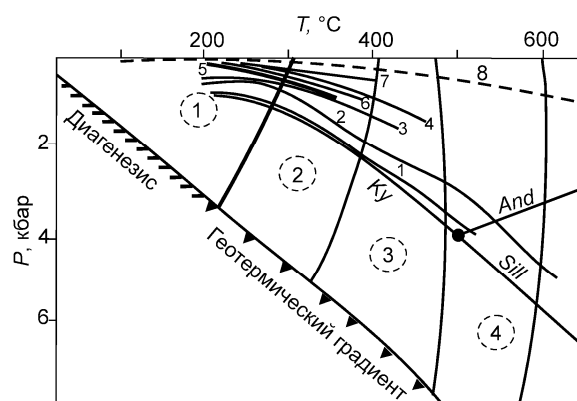


Рис. 3. Параметры рудообразующих флюидов на золоторудных месторождениях (на диаграмме фаций метаморфизма пелитов, по А.А.Маракушеву):

цифры в кружках — фации: 1 — глинистых сланцев, 2 — филлитов, 3 — хлорит-мусковитовых сланцев, 4 — двуслюдяных сланцев и гнейсов; термобарические характеристики флюидов для типовых месторождений: 1 — Сухой Лог, 2 — Олимпиадинское, 3 — Мурунтау, 4 — Бакырчик, 5 — Чоре, 6 — Майское, 7 — Бобриковское; 8 — линия критической температуры 20-процентного водного раствора NaCl; Ky — кинанит, And — андалузит, Sill — силлиманит

разница в давлении 600 бар отражает избыточное флюидное давление в системе.

Известный нам по данным собственных исследований и работам других авторов на различных золоторудных месторождениях температурный диапазон отложения золотоносных минеральных комплексов варьирует в пределах от 500–450 до 200–150°C, а давление по включениям составляет для наиболее глубоких месторождений до 1,5–2 кбар (Сухой Лог, Олимпиадинское) и снижается до 300–170 бар в малоглубинных (Майское; Карлин) (рис. 3). Нижний термобарический предел отложения продуктивных минеральных комплексов отвечает кривой критических температур водно-солевого раствора.

Изменения термобарических параметров развития прожилковых и жильных золоторудных парагенезисов на различных месторождениях соотносятся с различиями состава минеральных ассоциаций и типами метасоматических преобразований вмещающих пород. Отложение золотоносных ассоциаций в черносланцевых месторождениях обычно сопровождается калиевыми метасоматитами, которые образуют следующий формационный ряд: гумбеиты → березиты → кварц-серицитовые → аргиллизиты. На рис. 4 приведен тренд изменения состава калиевых метасоматитов на типовых черносланцевых золоторудных месторождениях. В направлении снижения температуры и активности калия при метасоматиче-

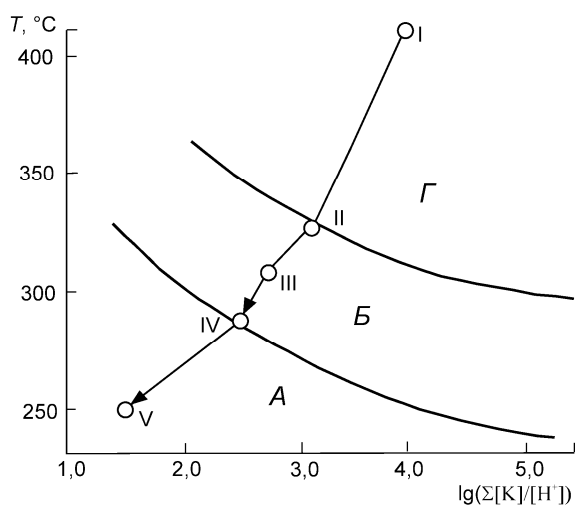


Рис. 4. Главный тренд метасоматических изменений на месторождениях золота черносланцевого типа (на диаграмме поля стабильности березитов в координатах $T - \lg(\Sigma[K]/[H^+])$; $X_{CO_2}=0,1$, $P=1000$ кг/см², по Г.П.Зарайскому и др. с дополнениями:

поля развития: Г — гумбеитов, Б — березитов, А — аргиллизитов; типовые месторождения: I — Мурунтау, II — Кокпатаз, III — Бакырчик, IV — Даугызтау, V — Карлин

ских преобразованиях черносланцевых отложений сменяются и минералого-геохимические характеристики рудных парагенезисов от золото-редкометалльных (W, Bi) к золото-мышьковистым, сурьмяным и сурьмяно-ртутным. Весь этот ряд изменчивости состава метасоматитов и связанных с ними рудных парагенезисов отражает различные трансформации первичных золото-сульфидных залежей в различных геологических обстановках.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующий вывод: образование крупнообъемных золоторудных месторождений черносланцевого типа определяется глубиной палеобассейнов, размерами палеогидротермальных полей и высокими термобарическими параметрами подводных гидротерм, а морфологические и структурно-вещественные характеристики месторождений зависят от типов трансформационных процессов, связанных с зонами дислокационного метаморфизма и рудно-метасоматическими процессами, связанными с гранитоидным магматизмом.

Автор выражает глубокую признательность своим коллегам: И.В.Арсентьевой, А.В.Ожерельевой, С.Г.Кряжеву, В.И.Романову, С.А.Светлову за совместную и плодотворную работу на золоторудных объектах Средней Азии, Южного Урала и Верхояно-Колымского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифулов Ч.Х., Ажгирей Д.Г., Светлов С.А., Блинова Т.А. Структурные критерии прогнозирования вкрапленно-прожилкового оруденения на рудных полях Средней Азии // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 173. С. 5–21.
2. Арифулов Ч.Х. Золотоносность черносланцевых толщ и обстановки формирования рудных тел // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 10–21.
3. Арифулов Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. Обстановки формирования золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах Южного Урала и Южного Тянь-Шаня // Мат-лы Международной конференции «Геология, тектоника и минерагения Центральной Азии» 6-8 июня 2011, ВСЕГЕИ. СПб., 2011.
4. Арифулов Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. Золоторудные месторождения в рифтогенных черносланцевых отложениях Южного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2013.
5. Арифулов Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А. Регенерированные месторождения «кызылкумского» типа // Руды и металлы. 1994. № 3–5. С. 46–57.
6. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. – М.: Недра, 1988.
7. Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». – М.: Научный мир. 2002.
8. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря / А.И.Обжиров, Н.В.Астахова, М.И.Липкина и др. – Владивосток: Дальнаука, 1999.
9. Геолого-геофизические исследования рифтовой зоны северной части Атлантического срединно-океанического хребта / А.П.Кузнецов, А.М.Богданов, А.М.Сагалевиц и др. // Океанология. 1984. № 5. С. 851–855.
10. Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе / В.И.Кононов, В.П.Зверев, М.Д.Хуторской и др. – М.: Наука, 1990.
11. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиморфное рудообразование в черных сланцах. – М.: Наука, 1986.
12. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П., Пащикова Е.А. Механизмы концентрирования благородных металлов в терригенно-углеродистых отложениях. – М.: Научный мир, 1999.
13. Золоторудное месторождение Мурунтау / И.М.Голованов, А.Т.Закиров, Г.А.Исаходжаев и др. – Ташкент: ФАН, 1998.
14. Иванов А.И. Золотоносность Байкало-Патомской металлогенической провинции: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
15. Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане. М-б 1:20 000 000 / Под ред. И.С.Граumberга, А.А.Смыслова – Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
16. Костицын Ю.А. Rb-Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: Ин-т геохимии и аналитической химии, 1991.
17. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988.
18. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991.
19. Павлов А.Л. Влияние режима кислотности-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях // Физика и физикохимия рудообразующих процессов. Новосибирск, 1971. С. 78–100.
20. Строение дна Охотского моря / Отв. ред. В.В.Белусов, Г.Б.Удинцев. – М.: Наука, 1981.
21. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Отв. ред. А.Г.Родников, И.К.Тузев, В.В.Харахинов. – М.: Национальный геофизический комитет, 1996.
22. A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at the Gulf of California spreading center // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 49. № 1. P. 8–20.
23. Johnson H.P., Tunnicliffe V. Time-lapse camera measurements of a high-temperature hydrothermal system Axial seamount: Juan de Fuca Ridge // EOS. 1986. Vol. 67. № 44. P. 1283.
24. Kingstone M.J., Delaney J.R. Sulfide deposits from Endeavour sediment of the Juan de Fuca Ridge: comparison with other sea floor occurrences // EOS. 1983. Vol. 64. № 45. P. 723.
25. Lonsdale P.F. Hot vents and hydrocarbon seeps in the Sea of Cortes // Oceanus. 1984. Vol. 27. № 3. P. 21–25.
26. Rona P.A., Clague D.A. Geologic setting of hydrothermal activity at the North Gorda Ridge // EOS. 1986. Vol. 67. № 44. P. 1028.