

СТРУКТУРНОЕ И ПОВЕРХНОСТНО-СВЯЗАННОЕ ЗОЛОТО В ПИРИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

**В.Л. Таусон, Р.Г. Кравцова, Н.В. Смагунов, А.М. Спиридонов,
В.И. Гребенщикова, А.Е. Будяк**

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Методом статистических выборок аналитических данных для монокристаллов (СВАДМ) изучено распределение золота в 32 пробах пирита и единичных пробах других рудных минералов, отобранных на месторождениях разных генетических типов на территориях крупнейших золотоносных провинций России и Узбекистана. Установлены содержания равномерно распределенного золота и соотношения его структурной и поверхностно-связанной форм. С использованием диаграммы химических состояний золота в координатах Au—As показано, что в подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное золото в пирите является химически связанным. На основе ранее полученных экспериментальных данных сделан вывод о том, что оно входит в структуру пирита и в структуры находящихся на поверхности кристаллов наноразмерных неавтономных фаз. Микро- и наночастицы элементного золота могут возникать при постростовых преобразованиях этих фаз. Данные по другим рудным минералам позволяют предположить, что зависимость содержания однородно распределенного золота от размера или удельной поверхности кристалла, приуроченность значительной его части к поверхности является общим свойством рудных минералов. Для пирита показано, что эти особенности в целом характерны для месторождений различных формационных типов, отличия проявляются только в крутизне и коэффициентах детерминации зависимостей. Размерные зависимости содержаний золота и других элементов в пирите имеют глубокий генетический смысл и позволяют выявлять особенности процессов рудообразования. Данные по структурной форме Au дают возможность делать сравнительные оценки содержаний золота в рудообразующих флюидах, формирующих золоторудные месторождения разного генезиса.

Золото, пирит, формы нахождения, распределение, поверхность, неавтономная фаза, золоторудные месторождения.

STRUCTURALLY AND SUPERFICIALLY BOUND GOLD IN PYRITE FROM DEPOSITS OF DIFFERENT GENETIC TYPES

**V.L. Tauson, R.G. Kravtsova, N.V. Smagunov, A.M. Spiridonov,
V.I. Grebenshchikova, and A.E. Budyak**

The gold distribution in 32 pyrite samples and some samples of other ore minerals is studied using the method of statistical samplings of analytical data for single crystals. The samples were recovered from deposits of different genetic types within the largest gold provinces of Russia and Uzbekistan. The contents of uniformly distributed gold and the ratios of its structurally to superficially bound forms have been determined. According to the Au—As diagram for the chemical states of gold, uniformly distributed gold in pyrite is chemically bound in the overwhelming majority of cases. The previous experimental data suggest that it is partly incorporated into pyrite and partly into the structures of nanosized nonautonomous phases on the surface of the pyrite crystals. Micro- and nanoparticles of native gold might appear during postgrowth transformations of these phases. Data on the other ore minerals suggest that the dependence of the content of uniformly distributed gold on the size or specific surface area of the crystal and the superficial position of its considerable part are common to the ore minerals. It is shown for pyrite that the observed features are commonly found at deposits of different genetic types, only with differences in the slope and determination coefficients of the dependences. The size dependences of the contents of gold and other elements in pyrite are genetically significant, because they give an insight into the ore-forming processes. The data on structurally bound gold permit comparative evaluation of gold concentrations in ore fluids forming gold deposits of different genetic types.

Gold, pyrite, speciation, distribution, surface, nonautonomous phase, gold deposits

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существует широкий спектр мнений о природе процессов, приводящих к образованию рудных месторождений — от чисто магматических концепций до признания того, что «все рудные месторождения в своей основе являются биогенными» [Виниченко, 2009, с. 233]. Геологию как феноменологическую науку, возможно, устраивает ответ «истина посередине». Но геохимию, базирующуюся

щуюся на исследовании баланса вещества и точных законах химии, подобное решение вопроса не должно устраивать. Иначе трудно оправдать многочисленные работы, направленные на изучение состояния вещества в растворах и расплавах. Их цель определить, в каких формах химические элементы участвуют в тех или иных процессах и в каких физико-химических условиях данные формы могут реализовываться. Минеральным фазам повезло в этом смысле меньше, им все еще уделяется недостаточное внимание. Отчасти это и порождает упомянутые выше спекуляции в отношении причин и условий образования рудных месторождений. Необходимы методы, которые позволили бы сказать, например, что элемент аккумулярован в структуре кристаллов рудного минерала именно при высоких T - P параметрах. Он подчиняется закономерностям распределения, диктуемым равновесной термодинамикой, а не избирательностью, проявляемой микроорганизмами. В противном случае следует искать причины неподчинения, среди которых могла быть и бактериальная активность.

Будучи практически вездесущим проходящим минералом, пирит является одним из наиболее интересных и удобных объектов для подобных исследований. С ним связана до сих пор окончательно не решенная проблема «невидимого» золота, обнаруженного не только в пирите, но и в других сульфидах и халькогенидах [Ciobanu et al., 2009; Reich et al., 2010]. Многие факты говорят о том, что субмикроскопическое, невидимое в оптические микроскопы Au локализовано в пределах поверхностного слоя кристаллов пирита. Ранее на ограниченном материале из Au-Ag месторождений Северо-Востока России было показано, что свыше 90 % содержания невидимого Au принадлежит поверхностно-связанной его форме [Таусон, Кравцова, 2002; Таусон и др., 2002]. С. МакКленаган с соавторами [McClenaghan et al., 2004] предполагали, что невидимое Au адсорбировано в форме субмикроскопических включений на обогащенных As поверхностях пирита и арсенопирита в метаморфизованных Zn-Pb-Cu-Ag образованиях рудника Батерст (Канада). Д. Джон с коллегами [John et al., 2003] указали на значительно более высокие содержания Au в оболочках по сравнению с ядрами кристаллов пирита из сульфидированных границ дайковых брекчий на эпитептермальном Au-Ag месторождении Рудник Мул Каньон (Ленда Каунти, Невада). Г. Симон с соавторами [Simon et al., 1999] на примере мышьяковистого пирита золоторудного месторождения Твин Крикс (Невада) типа Карлин показали, что на некоторых парагенетических стадиях минерализации наибольшие содержания Au связаны с пиритом, имеющим наименьший размер зерна. Золото в одновалентном состоянии наблюдалось в обогащенном As пирите с размером зерна от < 2 до 10—30 мкм, самое высокое содержание (1465 г/т) зафиксировано в ксеноморфных зернах пирита размером менее 2 мкм. Вместе с тем подавляющее большинство данных говорит о том, что низкомышьяковистые пириты не могут содержать более 5 г/т структурной формы Au, что согласуется с экспериментально установленной растворимостью Au в FeS₂ при 500 °C и 1 кбар — 3 ± 1 г/т [Tauson, 1999].

Таким образом, существуют отрывочные и в основном качественные указания на то, что невидимое Au может находиться в форме химически связанного в структуре и в поверхности кристаллов пирита. В настоящей статье это положение будет подтверждено количественными данными.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение структурного и поверхностно-связанного Au в пиритах проводилось на разных по возрасту, генезису и типам минерализации золоторудных месторождениях, которые расположены на территориях крупнейших золотоносных провинций Северо-Востока России (Дукат, Дальнее, Ороч, Наталка, Дегдекан), Приамурья (Покровское), Восточной Сибири (Сухой Лог), Восточного Забайкалья (Амурские Дайки), Восточных Саян (Зун-Холба) и Западного Тянь-Шаня (Кочбулак, Кызылалмасай). Отбирались и изучались золотоносные пириты из образцов, характеризующих продуктивные этапы и стадии минерализации месторождений традиционных рудных формаций, а также объектов, относящихся к нетрадиционным типам минерального сырья.

Северо-Восток России. Исследования на этой территории проводились на месторождениях Au-Ag и Au-кварцевой формаций. Au-Ag месторождения расположены в разных металлогенических структурах центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Дальнее, Ороч, Дукат). С орогенными структурами золотоносного Яно-Колымского пояса связаны мезотермальные объекты убогосульфидной Au-кварцевой формации — Дегдекан и Наталкинское.

Вулканогенные позднемеловые Au-Ag месторождения Дальнее и Ороч характеризуются всеми геолого-минералогическими чертами эпитептермальной жильной Au-Ag формации руд. Минеральный состав жил: кварц (90—95 %), адуляр (5—10 %), серицит, гидрослюда, карбонат, каолинит (1—10 %) и рудные минералы (1—3 %). Наиболее распространенный из рудных минералов — пирит, главные — акантит, электрум, прустит, пираргирит, самородные Au и Ag, полибазит, штрмейерит. Реже встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды [Кравцова, 2010].

Позднемезозойское вулканоплутоногенное Au-Ag месторождение Дукат, в отличие от месторождений Дальнее и Ороч, имеет длительную и сложную историю развития. Руды представлены серией сближенных жил и минерализованных зон, имеют полихронное развитие и сложный вещественный со-

став. Основные жильные минералы представлены кварцем (50—75 %), адуляром (7—28 %), родонитом (до 25 %), хлоритом и родохрозитом (до 5 %), гидрослюдой и серицитом (1—2 %). Главные серебряные минералы — акантит, самородное серебро, кюстелит, прустит, пираргирит, блеклые руды, фрейбергит. Золото представлено электрумом. Самыми распространенными рудными минералами являются галенит, сфалерит, затем халькопирит и пирит [Константинов и др., 1998].

Наталкинское и Дегдеканское золоторудные месторождения (поздний палеозой) приурочены к краевой части предполагаемого гранитного плутона в зоне Тенькинского глубинного разлома и связаны с коллизионным этапом развития Яно-Колымской складчатой системы. Оба месторождения характеризуются сложным полигенным и полихронным развитием и, по мнению большинства исследователей, метаморфогенно-гидротермальным генезисом оруденения.

Месторождение Наталкинское принадлежит к Au-кварцевой формации руд, к малосульфидному Au-кварц-арсенопиритовому типу. Минерализация уникального по масштабам месторождения, несмотря на все разнообразие, формирует однотипную по строению рудную залежь, состоящую из кварцевых, кварц-сульфидных, кварц-карбонатных жил и прожилков, прожилковых и прожилково-вкрапленных метасоматических обособлений. Из нерудных минералов основным является кварц (70—80 %), затем карбонаты и полевые шпаты (20—30 %). Среди рудных — самые распространенные пирит и арсенопирит, затем пирротин, галенит, сфалерит, шеелит, халькопирит, самородное Au, реже ильменит и рутил (1—3 %) [Гончаров и др., 2002].

Месторождение Дегдекан также принадлежит к Au-кварцевой формации руд, но относится к ее Au-кварц-сульфидному типу. Выделяются два этапа минералообразования: гидротермально-метаморфогенный и гидротермальный. Продуктивная Au-сульфидная минерализация (Au-пиритовый, Au-арсенопирит-пиритовый типы руд) сформировалась на начальной стадии гидротермального процесса. Главный рудный минерал пирит. Менее распространен арсенопирит. Золото находится в основном в самородной форме. Еще реже встречаются полиметаллы, отмечены редкие находки герсдорфита [Михайлов и др., 2010].

Приамурье. Покровское эпитемальное раннемеловое Au-Ag месторождение приурочено к Тыгда-Сергеевскому интрузивно-купольному поднятию и находится в краевой части Сергеевского массива раннемеловых гранитоидов, сопряженных с Улунгинской депрессией, в периферической зоне которой размещается Покровская палеовулканическая постройка и одноименное месторождение. Рудные тела представлены в разной степени окварцованными, аргиллизированными гранитоидами и вулканитами с жильной и прожилково-вкрапленной Au-Ag минерализацией. Нерудные минералы: кварц (48—93.8 %), гидрослюды (5—12 %), каолинит (5—7 %), кальцит, доломит, анкерит (2—5 %), адуляр (до 3—5 %). Рудные минералы (0.5—3.5 %): пирит, арсенопирит, сульфосоли серебра, аргентит, самородные золото и серебро [Хомич, 2001]. В последнее время появились данные о присутствии в адуляре и халцедоно-видном колломорфном кварце наноразмерного Au, причем видимого золота всего 5 %, тогда как нанозолота в руде — 38 % [Моисеенко и др., 2010].

Восточная Сибирь. Золоторудное месторождение-гигант Сухой Лог локализовано среди позднепротерозойских известковисто-черносланцевых метасадочных пород Байкало-Патомского нагорья. Наиболее богатые руды месторождения представлены прожилковой и вкрапленной минерализацией и имеют раннепалеозойский возраст (447 ± 6 млн лет). Золото здесь связано в основном с кварц-пиритовыми прожилками, гнездами и линзами. В позднем палеозое (321 ± 14 млн лет) рудообразование возобновилось, что привело к формированию малосульфидных Au-кварцевых жил [Лаверов и др., 2007]. Главный рудный минерал здесь пирит. Самородное Au мелкое и в основном связано с пиритом. По вопросу генезиса месторождения не существует единой точки зрения. Одни исследователи считают месторождение полигенным метаморфогенно-плутоногенным, другие относят его к орогенному типу, еще часть исследователей приходит к выводу о доминирующей роли диагенетических процессов в накоплении Au и определяет тип месторождения как синседиментационный [Крупные..., 2006; Юдовская и др., 2011].

Восточное Забайкалье. Месторождение Амурские Дайки находится в пределах Карийского рудного узла, входящего в состав Усть-Карского рудного района. Его руды относятся к так называемому нетрадиционному типу. В геологическом строении месторождения принимают участие главным образом породы раннепротерозойского возраста, которые, в свою очередь, секутся дайковыми телами, представляющими позднюю юрскую заключительную серию пород амуджикано-сретенского интрузивного комплекса. Отмечены следующие этапы формирования пород и минеральных ассоциаций разных стадий, от ранних к поздним: гранитоидный массив; кварцевые прожилки с молибденитом и пиритом; дайки гибридных порфиров, к которым приурочены кварцевые и кварц-актинолитовые прожилки с крупным самородным Au; образования кварц-пирит-турмалиновой стадии; дайки грорудитов ранней группы; руды кварц-актинолит-магнетитовой стадии; дайки грорудитов поздней группы; руды продуктивной кварц-сульфидной стадии (кварц-пирит-халькопиритовый и кварц-арсенопирит-пиритовый

типы минерализации); образования кварц-карбонат-полиметаллической стадии; кварц-карбонатные безрудные прожилки [Жмодик и др., 2009].

Восточный Саян. Зун-Холбинское месторождение входит в состав Урик-Китойской золоторудной зоны, расположенной в южной экзоконтактовой области крупного Сумсунурского гранитоидного батолита. Рудные тела представляют сочетание жильно-прожилковых зон, жилообразных тел, реже жил, в интенсивно рассланцованных и катаклазированных породах разного возраста: архейских гранитоидных, верхнепротерозойских известняках, песчаниках и сланцах, палеозойских гранитоидах. В процессе рудоотложения намечается стадийность. Вначале образуются безрудные кварц-хлорит-карбонатные парагенезисы, на продуктивных этапах — кварц-малосульфидные и Au-сульфидно-полиметаллические руды. Завершается процесс формирования кварц-карбонатных образований. На генезис месторождения нет единой точки зрения. Разные типы золотых руд и совмещение их в пространстве одни исследователи объясняют полигенностью, полихронностью (от 1700—1300 до 400 млн лет) и метаморфогенно-гидротермальным их генезисом. Другие считают, что формирование месторождения тесно связано с гранитоидами Сумсунурского батолита и обусловлено особым механизмом, который приводит к совмещению в пространстве кварцевых малосульфидных и Au-сульфидно-полиметаллических руд, сформировавшихся в результате гидротермального процесса [Феофилактов, 1992; Гребенщикова, Шмотов, 1997].

Западный Тянь-Шань (Узбекистан). Позднепалеозойские эпitherмальные Au-Ag месторождения Кочбулак и Кызылалмасай расположены в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (Бельгау-Кураминский вулканоплутонический пояс). Au-Ag месторождение Кочбулак относится к Au-Te, Кызылалмасай — к Au-Ag типам. Особенностью Au-Te руд является повышенное содержание барита, Au-Ag — адуляра. Другие жильные минералы — кварц (до 70—90 %), серицит и карбонаты, хлорит и каолинит (10—20 %). Доминирующим рудным минералом на всех месторождениях является пирит. В целом руды имеют близкий набор главных рудных минералов: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, магнетит, гематит, пирротин, сульфосоли серебра, аргентит, электрум, самородные Au и Ag [Рудные месторождения..., 2001].

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРМ ЗОЛОТА

Метод статистических выборок аналитических данных для монокристаллов (СВАДМ) детально рассматривался в наших предыдущих работах [Таусон и др., 2002, 2010, 2011]. Отдельные кристаллы пирита наиболее правильной формы, с чистыми поверхностями анализировали на Au методом атомно-абсорбционной спектromетрии с графитовым атомизатором после их растворения в HCl + KClO₃ при нагревании. Анализ проводили на атомно-абсорбционном спектрометре Perkin-Elmer Model 503, оснащенным дейтериевым корректором фона и графитовой печью HGA-74, работающей в режиме потока аргона. Ранее с помощью специально приготовленного стандартного образца было показано, что предел обнаружения Au составляет 0.3 мкг/л, а точность определения ±12 % [Таусон и др., 2002]. Было также показано, что на финальной стадии приготовления солянокислой среды для атомно-абсорбционного определения Au необходимо добавить в раствор 10⁻⁴ мас. % NaCl для стабилизации комплекса [AuCl₄].

Поскольку в настоящей работе нас интересовали только две формы нахождения Au — структурная и поверхностно-связанная — внимание было сконцентрировано на разделении и определении концентраций золота, обусловленных именно этими формами. Исходная выборка, как правило, содержала от ~ 40 до более 100 кристаллов разного размера. Чем больше кристаллов, тем надежнее результат, если только их число не увеличивать за счет качества. Для дальнейшего рассмотрения принимали только результаты в 3 и более раза превышающие предел обнаружения Au.

При обработке результатов анализа кристаллов весь массив данных разделяли на интервалы по их массам таким образом, чтобы все интервалы содержали примерно одинаковое число кристаллов (по возможности, не менее 15). Строго говоря, масса кристалла m_i должна быть одинаковой для кристаллов данной размерной выборки, но это абсолютно нереалистичное требование. Поэтому мы придерживались правила минимального разброса масс в каждой из них, принимая во внимание как качество внутренней статистики выборок, так и представительность размерных фракций. Затем определяется среднее содержание для каждого интервала и среднеквадратичное отклонение (s). Значения $> 1s$ отбрасываются как не соответствующие критерию равномерного распределения. Отрицательные отклонения ($< -1s$) остаются в выборке, поскольку кристалл, в принципе, может содержать сколь угодно низкую концентрацию структурной примеси. После этого определяли новое среднее и стандартную погрешность среднего $\pm\sigma$.

В заключительной стадии используется процедура отделения структурной формы от форм, связанных с поверхностью. Для этого вводится критерий, по которому каждое значение концентрации C_{Au} в данном интервале размеров (масс) кристаллов должно быть исключено, если оно превышает величину $\bar{C}_{Au} + 30\% \bar{C}_{Au}$, определяющую возможные вариации содержания структурной формы [Tauson, 1999;

Таусон и др., 2002]. Затем находим среднее содержание равномерно распределенного Au в каждой размерной выборке ($C_{Au} \pm \Delta$), соответствующее значение средней массы кристалла (\bar{m}) и удельную поверхность среднего кристалла в размерной выборке: $\bar{S}_{уд} = k\bar{r}^2 / \bar{m}$. Форму кристалла аппроксимируем правильным полиэдром с ребром \bar{r} (k — коэффициент формы).

При достаточном количестве размерных фракций (≥ 4) появляется возможность определения структурной примеси Au путем построения для таких выборок зависимостей в форме $\bar{C}_{Au} = ke^{n\bar{S}_{уд}}$. Экстраполяция \bar{C}_{Au} к нулевой $\bar{S}_{уд}$ приводит к значению $C_{Au} = k$, характеризующему виртуальный кристалл бесконечной массы. Как показано нами ранее [Таусон, Лустенберг, 2008], оно отвечает содержанию структурного золота в пирите с точностью на уровне $\pm 30\%$ отн. Сорбционное и вообще связанное с поверхностью золото также распределено по кристаллам однородно (хотя и не по их объемам). Оценка его содержания производится по следующей формуле:

$\bar{C}_{пов} = \frac{\sum(\bar{C}^e - C_{стр})n^e\bar{m}^e}{\sum n^e\bar{m}^e}$, в которой \bar{C}^e — сред-

нее содержание равномерно распределенного Au в каждой размерной выборке e с числом кристаллов n^e и средней массой кристалла \bar{m}^e , $C_{стр}$ — содержание структурной составляющей Au (табл. 1). Среднее

содержание равномерно распределенного Au по всем выборкам вычисляется по формуле $\bar{C}_{равн} = \frac{\sum \bar{C}^e n^e \bar{m}^e}{\sum n^e \bar{m}^e}$

[Таусон и др., 2011].

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

В табл. 1 приводятся необходимые параметры для оценки концентрации структурной составляющей примеси Au в кристаллах пирита. Поскольку результаты метода СВАДМ сильно зависят от точности определения размера и формы кристаллов [Таусон, Кравцова, 2002], предпочтение отдавали идиоморфным кубическим индивидам, которые преобладали в большинстве проб, хотя другие простые формы также присутствовали в отдельных пробах. Среди них наиболее часто встречались формы {111}, {110}, {210}, {hk0}. Анализируя данные табл. 1, обратим внимание на то обстоятельство, что средние валовые содержания Au в кристаллах различных проб сильно варьируют, достигая десятков и сотен грамм на тонну. Размах содержаний равномерно распределенной формы золота ($Au_{равн}$) также значителен: от 0.7 до 90.6 г/т. В отличие от этого, структурная форма ($Au_{стр}$) характеризуется гораздо более узкими интервалами содержаний — от 0.01 до 0.06 г/т в околорудных метасоматитах (месторождения Дальнее, Зун-Холба, Кочбулак) и от 0.06 до 5.1 г/т в пиритах рудных тел всех изученных объектов. Судя по данным анализа достаточно представительного набора из восьми проб месторождения Амурские Дайки ($\bar{C}_{стр} = 0.18 \pm 0.08$ г/т), воспроизводимость содержания $Au_{стр}$ на конкретном месторождении довольно высока и сопоставима с воспроизводимостью определения $Au_{стр}$ методом СВАДМ ($\pm 30\%$ отн. [Таусон, Лустенберг, 2008]).

Анализ результатов табл. 1 обнаруживает общую закономерность, заключающуюся в снижении среднего по размерной выборке содержания равномерно распределенного Au ($\bar{C}_{равн}$) с увеличением размера кристалла или соответствующим понижением площади удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке. Это обстоятельство, а также наличие значимого предэкспоненциального множителя при описании этой зависимости, указывает на существование двух основных форм равномерно распределенного Au — структурной и поверхностно-связанной ($Au_{пов}$). Их соотношение изменяется в широких пределах: от $\sim 0.00n$ — $0.0n$ в пиритах околорудных метасоматитов, образовавшихся в дозолоторудную стадию сульфидизации вмещающих пород (см. ниже), до $\sim 0.n$ — 1.3 в рудных пиритах. Почти в 90 % случаев коэффициент детерминации экспоненциальных зависимостей превышает 0.8, достигая для 60 % проб 0.95—0.99. Менее четко детерминированы зависимости, относящиеся к пиритам Сухого Лога (рис. 1, а, б). Причина этого, по-видимому, заключается в присутствии в них внутреннего концентратора золота — дисперсного углеродистого вещества, которое осаждалось совместно с Au, Fe и S при образовании пирита [Таусон и др., 2009]. Для пирита из безрудного горизонта, где преобладают мелкие фракции, зависимость концентрации Au от удельной поверхности проявляется более четко ($R^2 = 0.97$, см. рис. 1, в).

Таким образом, обсуждаемые зависимости характерны для всех изученных типов месторождений различной формационной принадлежности. Более того, они не являются прерогативами пирита. В табл. 2 и на рис. 2 можно видеть аналогичные результаты для арсенопирита, галенита и магнетита. Это позволяет утверждать, что обнаруженная нами закономерность — размерная зависимость содержания однородно распределенного золота и приуроченность значительной его части к поверхности кристаллов — является общим свойством рудных минералов. Однако только пирит отвечает требованиям корректного и достаточно широкого применения метода СВАДМ. Для других рудных минералов полногранные кристаллические формы и представительные размерные фракции являются редкими исключениями.

Таблица 1.

**Результаты анализа размерных выборок монокристаллов пирита
из месторождений различных типов**

№ пробы	Месторождение, преобладающая морфология кристалла	Число кристаллов (нач.-конеч. выборка)	Характеристики конечной выборки						Содержания Au, г/т*		
			Число крист.	Интервал масс, мг	\bar{m} , мг	\bar{r} , мм	$\bar{S}_{уд}$, мм ² /мг	$\bar{C}_{Au} \pm \Delta$, г/т	$\bar{C}_{общ}$	$\bar{C}_{равн}$	$C_{стр}$
P-267	Дальнее {100}	50—32	9	0.09—0.13	0.11	0.280	4.276	97.0 ± 32.6	109.5	61.7	4.8
			7	0.15—0.2	0.17	0.324	3.705	93.7 ± 36.5			
			8	0.21—0.28	0.24	0.363	3.294	66.2 ± 11.5			
			8	0.31—0.45	0.36	0.416	2.884	33.3 ± 12.2			
P-1953	Дальнее {210}	51—30	6	0.09—0.17	0.14	0.154	3.497	21.4 ± 5.8	43.1	15.6	(5.1)
			11	0.21—0.25	0.24	0.184	2.913	14.8 ± 4.5			
			6	0.26—0.33	0.31	0.201	2.691	19.9 ± 9.4			
			7	0.34—0.48	0.39	0.217	2.493	12.4 ± 7.2			
B-4835	Дальнее** {100}	55—34	7	0.39—0.51	0.45	0.448	2.676	8.8 ± 1.8	5.8	3.9	0.01
			7	0.54—0.59	0.57	0.485	2.476	5.2 ± 1.1			
			6	0.61—0.69	0.65	0.507	2.373	5.2 ± 2.0			
			6	0.71—0.89	0.84	0.552	2.176	2.3 ± 0.8			
			8	0.94—1.12	1.04	0.592	2.022	1.8 ± 0.5			
C8-58	Ороч {100}	57—38	7	0.1—0.19	0.14	0.304	3.961	15.3 ± 6.0	21.8	12.1	2.3
			9	0.22—0.29	0.26	0.373	3.211	17.1 ± 5.5			
			8	0.31—0.34	0.33	0.404	2.968	14.4 ± 2.8			
			6	0.35—0.39	0.37	0.420	2.861	10.2 ± 3.8			
			8	0.4—0.65	0.45	0.448	2.676	7.6 ± 2.7			
K-24	Ороч {100}	101—63	8	0.25—0.43	0.35	0.412	2.910	14.5 ± 2.4	40.8	15.5	1.3
			9	0.46—0.68	0.54	0.476	2.518	17.7 ± 6.4			
			8	0.71—0.92	0.83	0.550	2.187	15.0 ± 8.7			
			6	0.93—1.19	1.06	0.596	2.011	8.0 ± 3.8			
			8	1.28—1.56	1.41	0.656	1.831	12.6 ± 7.4			
			8	1.61—1.93	1.80	0.711	1.685	3.8 ± 1.5			
			9	1.97—2.58	2.33	0.775	1.547	5.8 ± 2.2			
			7	2.67—4.21	3.40	0.879	1.363	4.0 ± 2.8			
79/00	Покровское {100}	75—47	10	0.09—0.14	0.12	0.288	4.148	353 ± 127	200.5	90.6	3.4
			8	0.15—0.21	0.19	0.336	3.565	195 ± 108			
			7	0.23—0.31	0.27	0.378	3.175	148 ± 84			
			9	0.32—0.40	0.36	0.416	2.884	105 ± 32			
			5	0.41—0.57	0.49	0.461	2.602	64.7 ± 16.5			
			8	0.63—2.09	1.14	0.611	1.965	28.8 ± 6.1			
510/1	Покровское** {100}	111—70	10	0.09—0.15	0.13	0.296	4.044	67.9 ± 24.9	6.0	2.7	0.33
			7	0.19—0.30	0.25	0.368	3.250	13.0 ± 9.0			
			8	0.31—0.48	0.43	0.441	2.714	6.8 ± 3.0			
			7	0.51—0.65	0.60	0.493	2.431	7.1 ± 3.6			
			6	0.73—1.14	0.93	0.571	2.103	2.2 ± 0.2			
			8	1.22—2.21	1.53	0.674	1.782	1.6 ± 0.3			
			8	2.61—3.59	3.06	0.849	1.413	1.6 ± 0.6			
			10	3.89—5.53	4.83	0.989	1.215	2.2 ± 0.4			
			6	5.95—12.34	9.40	1.234	0.972	1.7 ± 0.3			
KA-32M	Кызылал-масай {100}	59—42	8	0.09—0.11	0.10	0.271	4.406	226 ± 50	119.1	90.3	1.8
			10	0.13—0.14	0.14	0.304	3.961	133 ± 29			
			9	0.16—0.20	0.18	0.330	3.630	103 ± 14			
			9	0.21—0.28	0.23	0.358	3.343	59.4 ± 9.3			
			6	0.30—0.53	0.40	0.431	2.787	40.6 ± 17.4			
KA-102+103M	Кызылал-масай {100}	67—46	11	0.09—0.14	0.12	0.288	4.184	296 ± 53	143.6	87.9	4.9
			10	0.15—0.24	0.19	0.336	3.565	196 ± 46			
			7	0.26—0.30	0.27	0.378	3.175	83.6 ± 33.3			
			9	0.31—0.52	0.40	0.431	2.787	75.5 ± 12.6			
			9	0.59—1.43	0.99	0.583	2.060	40.6 ± 10.6			
KA-58+59M	Кызылал-масай {100}	67—44	11	0.09—0.17	0.14	0.304	3.961	221 ± 32	97.9	77.4	2.8
			9	0.18—0.23	0.21	0.348	3.460	86.1 ± 16.0			
			10	0.24—0.33	0.29	0.387	3.099	106 ± 26			
			7	0.34—0.51	0.45	0.448	2.676	45.7 ± 11.3			
			7	0.53—1.07	0.67	0.512	2.348	35.5 ± 7.3			

№ пробы	Месторождение, преобладающая морфология кристалла	Число кристаллов (нач.-конеч. выборка)	Характеристики конечной выборки						Содержания Au, г/т*		
			Число крист.	Интервал масс, мг	\bar{m} , мг	\bar{r} , мм	$\bar{S}_{уд}$, мм ² /мг	$\bar{C}_{Au} \pm \Delta$, г/т	$\bar{C}_{общ.}$	$\bar{C}_{равн.}$	$C_{стр}$
КЧ-4	Кочбулак	61—44	8	0.09—0.14	0.12	0.288	4.148	11.3 ± 2.4	6.1	4.2	0.22
			9	0.15—0.17	0.16	0.317	3.768	9.3 ± 2.8			
			8	0.20—0.30	0.25	0.368	3.250	5.0 ± 0.8			
			7	0.31—0.38	0.35	0.412	2.910	3.8 ± 0.6			
			6	0.40—0.57	0.50	0.464	2.584	2.8 ± 0.5			
			6	0.60—0.84	0.71	0.522	2.303	1.9 ± 0.4			
КЧ-3	Кочбулак {100}	50—36	9	0.09—0.14	0.12	0.288	4.148	8.6 ± 2.2	4.3	3.4	0.2
			7	0.15—0.21	0.19	0.336	3.565	5.6 ± 1.8			
			8	0.23—0.29	0.26	0.373	3.211	3.2 ± 0.3			
			6	0.30—0.35	0.32	0.400	3.000	3.4 ± 0.5			
			6	0.43—1.25	0.66	0.509	2.355	1.7 ± 0.4			
			КЧ-1	Кочбулак** {100}	65—43	8	0.1—0.2	0.15			
8	0.22—0.29	0.27	0.378	3.175	17.5 ± 2.1						
6	0.36—0.96	0.71	0.522	2.303	3.9 ± 1.3						
7	1.06—2.52	1.75	0.705	1.704	1.1 ± 0.4						
7	2.80—4.94	3.54	0.891	1.346	0.57 ± 0.16						
7	5.08—10.06	7.50	1.145	1.049	0.33 ± 0.05						
НТ-7/4	Зун-Холба {100}	110—78	9	0.11—0.21	0.16	0.317	3.768	25.0 ± 6.8	3.2	1.7	0.24
			9	0.23—0.53	0.40	0.431	2.787	10.4 ± 2.6			
			9	0.56—1.01	0.75	0.531	2.256	4.2 ± 0.8			
			11	1.07—1.49	1.32	0.642	1.873	2.3 ± 0.3			
			11	1.64—2.19	1.92	0.727	1.652	1.7 ± 0.3			
			10	2.22—2.89	2.65	0.809	1.482	1.6 ± 0.4			
			10	2.97—4.94	4.05	0.932	1.287	1.4 ± 0.4			
			9	5.13—16.36	9.18	1.224	0.979	0.8 ± 0.3			
НТ-16/51	Зун-Холба {100}	142—90	7	0.09—0.41	0.16	0.317	3.768	20.5 ± 6.2	7.0	3.7	2.1
			12	0.47—0.70	0.60	0.493	2.431	8.0 ± 1.5			
			7	0.75—1.08	0.92	0.569	2.112	7.9 ± 3.3			
			9	1.13—1.35	1.24	0.628	1.908	6.8 ± 2.5			
			9	1.38—1.94	1.67	0.694	1.730	3.9 ± 1.6			
			6	1.99—2.15	2.09	0.748	1.606	6.0 ± 4.1			
			7	2.17—2.45	2.31	0.773	1.552	4.7 ± 3.1			
			7	2.47—2.78	2.61	0.805	1.490	11.8 ± 7.1			
			6	3.03—4.87	4.21	0.944	1.270	5.4 ± 3.4			
			7	5.58—9.36	7.98	1.169	1.027	5.3 ± 1.3			
			6	10.46—18.87	15.56	1.460	0.822	2.6 ± 2.6			
			7	20.43—46.93	37.24	1.953	0.615	2.3 ± 0.8			
НТР-12/18.5	Зун-Холба** {100}	135—87	9	0.15—0.34	0.30	0.391	3.058	116 ± 31	4.1	1.6	0.02
			8	0.37—0.64	0.55	0.479	2.503	40.8 ± 18.4			
			8	0.67—0.94	0.82	0.547	2.189	15.2 ± 7.2			
			9	1.02—1.51	1.39	0.653	1.841	6.0 ± 1.8			
			8	1.69—2.51	2.25	0.766	1.565	6.1 ± 4.3			
			9	2.72—3.60	3.26	0.867	1.383	0.9 ± 0.2			
			9	4.10—6.72	5.84	1.053	1.139	0.4 ± 0.08			
			9	7.62—9.83	8.67	1.201	0.998	0.39 ± 0.07			
			9	10.07—16.06	13.96	1.408	0.852	0.15 ± 0.03			
			9	18.54—33.13	26.94	1.753	0.684	0.15 ± 0.03			
М-79*09	Дугаг {210} {111}	61—43	10	0.1—0.26	0.19	0.171	3.177	10.6 ± 3.2	3.3	1.7	0.26
			10	0.28—0.45	0.36	0.211	2.553	5.4 ± 1.1			
			6	0.47—0.80	0.64	0.504	2.381	3.7 ± 1.3			
			9	0.84—1.57	1.11	0.606	1.985	2.2 ± 0.5			
			6	1.85—8.41	5.96	0.538	1.003	0.9 ± 0.3			
			М-161/10	Нагалка {100}	79—51	8	0.25—0.4	0.35			
10	0.41—0.59	0.52	0.470	2.549	30.2 ± 8.3						
11	0.62—0.71	0.67	0.512	2.348	15.6 ± 4.8						
9	0.73—0.86	0.81	0.545	2.200	18.8 ± 6.1						
7	0.91—1.07	1.00	0.585	2.053	11.3 ± 4.6						
6	1.10—2.55	1.51	0.671	1.789	6.9 ± 2.8						

№ пробы	Месторождение, преобладающая морфология кристалла	Число кристаллов (нач.-конеч. выборка)	Характеристики конечной выборки						Содержания Au, г/т*		
			Число крист.	Интервал масс, мг	\bar{m} , мг	\bar{r} , мм	$\bar{S}_{уд}$, мм ² /мг	$\bar{C}_{Au} \pm \Delta$, г/т	$\bar{C}_{общ.}$	$\bar{C}_{равни}$	$C_{стр}$
М-163/10	Дегдекан	127—78	11	0.12—0.24	0.19	0.336	3.565	61.4 ± 12.7	3.1	1.4	0.11 0.01
			9	0.25—0.44	0.35	0.412	2.910	34.4 ± 8.2			
			9	1.84—3.04	2.66	0.810	1.480	2.0 ± 0.4			
			9	3.22—3.84	3.55	0.892	1.345	1.3 ± 0.3			
			11	4.04—5.01	4.51	0.966	1.241	0.83 ± 0.19			
			6	5.37—6.31	5.78	1.050	1.144	2.9 ± 1.8			
			7	6.47—8.99	7.28	1.133	1.058	3.5 ± 1.7			
			8	9.79—19.54	14.06	1.411	0.850	0.91 ± 0.33			
Др-17	Дегдекан {100}	49—33	7	0.1—0.21	0.17	0.324	3.705	16.2 ± 5.5	1.7	0.9	0.06
			7	0.26—0.57	0.41	0.434	2.756	7.1 ± 1.7			
			6	0.81—1.78	1.19	0.620	1.938	1.4 ± 0.5			
			8	1.85—4.50	2.88	0.832	1.442	0.69 ± 0.13			
			5	5.23—11.65	8.89	1.211	0.990	0.22 ± 0.06			
Др-4/09	Дегдекан {100}	56—37	7	0.09—0.2	0.16	0.317	3.768	11.1 ± 4.5	2.0	0.7	0.11
			8	0.21—0.46	0.30	0.391	3.058	5.9 ± 1.8			
			5	0.51—0.61	0.58	0.488	2.464	2.4 ± 1.0			
			7	0.74—1.53	1.03	0.591	2.035	2.3 ± 0.4			
			5	2.37—6.29	4.46	0.963	1.248	0.59 ± 0.27			
109р/153.8	Сухой Лог {100}	43—26	10	0.37—1.14	1.07	0.598	2.005	7.6 ± 2.6	9.8	3.9	Не опр.
			5	2.25—3.08	2.58	0.802	1.496	3.3 ± 1.6			
			6	3.38—6.01	4.42	0.960	1.251	2.2 ± 1.0			
			5	6.31—24.25	11.35	1.314	0.913	4.2 ± 1.6			
42-54	Сухой Лог {100}	44—28	6	0.78—1.19	1.06	0.596	2.011	4.2 ± 0.8	12.4	2.5	(0.4)
			5	1.28—2.3	1.67	0.694	1.730	8.8 ± 6.6			
			6	2.52—3.28	2.88	0.832	1.442	2.1 ± 1.0			
			6	3.32—4.76	3.91	0.921	1.302	1.8 ± 0.6			
			5	5.06—14.45	7.72	1.156	1.039	1.8 ± 1.4			
39р/6	Сухой Лог*** {100}	59—42	12	0.1—0.15	0.14	0.304	3.961	9.2 ± 1.8	17.0	5.6	0.31
			10	0.16—0.21	0.18	0.330	3.630	6.8 ± 2.3			
			12	0.22—0.28	0.25	0.368	3.250	5.6 ± 1.7			
			8	0.31—0.8	0.40	0.431	2.787	3.2 ± 0.7			
Уа-22	Амурские Дайки {100}	56—36	9	0.1—0.23	0.22	0.353	3.399	4.8 ± 0.8	4.0	2.5	0.37
			6	0.25—0.34	0.29	0.387	3.099	3.7 ± 0.6			
			7	0.37—0.45	0.41	0.434	2.756	2.6 ± 0.5			
			7	0.47—0.7	0.58	0.488	2.464	2.8 ± 0.8			
			7	0.71—2.05	0.99	0.583	2.060	1.6 ± 0.5			
Уа-28	Амурские Дайки {100}	33—25	6	0.18—0.3	0.25	0.368	3.250	4.1 ± 0.6	5.0	2.8	0.23
			7	0.32—0.38	0.36	0.416	2.884	3.4 ± 0.3			
			6	0.39—0.47	0.44	0.445	2.700	3.2 ± 0.7			
			6	0.52—0.77	0.64	0.504	2.381	1.8 ± 0.4			
Уа-29	Амурские Дайки {100}	37—27	8	0.5—0.78	0.69	0.517	2.324	2.6 ± 0.5	1.9	1.5	0.14
			5	0.85—1	0.95	0.575	2.088	1.5 ± 0.6			
			8	1.09—1.51	1.23	0.627	1.918	1.7 ± 0.5			
			6	1.65—2.72	2.07	0.745	1.609	1.0 ± 0.2			
V-32/8	Амурские Дайки {100}	49—34	6	0.1—0.22	0.14	0.304	3.961	9.3 ± 3.4	1.4	0.7	0.19
			8	0.27—0.69	0.55	0.479	2.503	2.7 ± 0.6			
			8	0.74—1.05	0.91	0.567	2.120	1.2 ± 0.2			
			6	1.32—2.98	1.95	0.731	1.644	0.62 ± 0.18			
			6	3.50—11.8	6.97	1.117	1.074	0.33 ± 0.18			
V-33	Амурские Дайки {100}	41—27	6	0.1—0.28	0.18	0.330	3.630	8.2 ± 3.4	3.1	1.5	0.1
			8	0.3—0.54	0.43	0.441	2.714	5.0 ± 1.7			
			7	0.62—1.31	1.02	0.589	2.041	1.2 ± 0.4			
			6	1.47—5.31	2.97	0.841	1.429	0.53 ± 0.17			

№ пробы	Месторождение, преобладающая морфология кристалла	Число кристаллов (нач.–конеч. выборка)	Характеристики конечной выборки						Содержания Au, г/т*		
			Число крист.	Интервал масс, мг	\bar{m} , мг	\bar{r} , мм	$\bar{S}_{уд}$, мм ² /мг	$\bar{C}_{Au} \pm \Delta$, г/т	$\bar{C}_{общ.}$	$\bar{C}_{равн.}$	$C_{стр}$
IV-50/8	Амурские Дайки {100}	59—40	6	0.12—0.32	0.22	0.353	3.399	7.5 ± 1.7	1.2	0.9	0.07
			7	0.4—0.55	0.46	0.451	2.653	3.1 ± 0.6			
			7	0.69—1.15	0.92	0.569	2.112	1.7 ± 0.4			
			6	1.21—1.57	1.34	0.645	1.863	1.0 ± 0.4			
			8	2.16—2.92	2.52	0.796	1.509	0.5 ± 0.1			
6	3.07—5.18	3.89	0.920	1.306	0.44 ± 0.15						
АД-7/08	Амурские Дайки** {100}	77—47	6	0.1—0.18	0.14	0.304	3.961	15.0 ± 4.0	2.3	1.6	0.19
			10	0.21—0.4	0.29	0.387	3.099	8.7 ± 1.2			
			6	0.42—0.62	0.51	0.467	2.566	3.7 ± 1.0			
			5	0.65—0.93	0.82	0.547	2.189	2.0 ± 1.0			
			7	0.99—1.83	1.39	0.653	1.841	1.4 ± 0.3			
			7	2.4—2.93	2.76	0.820	1.462	1.0 ± 0.1			
6	3.12—8.12	4.66	0.977	1.229	0.8 ± 0.2						
V-32/7	Амурские Дайки** {100}	53—36	8	0.31—0.45	0.36	0.416	2.884	3.6 ± 0.8	1.4	0.7	0.14
			6	0.51—0.66	0.62	0.499	2.410	2.2 ± 0.5			
			8	0.7—1.51	1.34	0.645	1.863	1.2 ± 0.3			
			9	1.76—3.69	2.56	0.800	1.500	0.92 ± 0.26			
			5	4.35—17.21	10.33	1.274	0.943	0.35 ± 0.24			

* $\bar{C}_{общ.}$ — общее среднее содержание $\frac{\sum C_i m_i}{\sum m_i}$; $\bar{C}_{равн.}$ — среднее содержание равномерно распределенного Au по всем выборкам (v) с числом кристаллов n ; $C_{стр}$ — содержание структурной формы (экстраполяция $\bar{S}_{уд}$ к нулю), цифры в скобках или не опр. — низкий коэффициент детерминации, два значения — разные тренды поведения Au (см. рис. 6).

** Околорудные метасоматиты.

*** Нерудный горизонт.

Таблица 2. Результаты анализа размерных выборок монокристаллов арсенипирита, галенита и магнетита

№ пробы, минерал	Месторождение, преобл. морфол. крист.	Число кристаллов (нач.–конеч. выборка)	Характеристики конечной выборки						Содержания Au, г/т*			
			Число крист.	Интервал масс, мг	\bar{m} , мг	\bar{r} , мм	$\bar{S}_{уд}$, мм ² /мг	$\bar{C}_{Au} \pm \Delta$, г/т	$\bar{C}_{общ.}$	$\bar{C}_{равн.}$	$C_{стр}$	$\bar{C}_{пов}$
Уа-33, арсенипирит	Амурские Дайки, {101}	39—28	8	0.1—0.24	0.21	0.327	3.055	22.8 ± 3.0	13.7	10.6	0.21	10.36
			7	0.27—0.35	0.32	0.376	2.651	10.5 ± 1.7				
			8	0.38—0.55	0.44	0.418	2.383	10.3 ± 1.8				
			5	0.6—0.77	0.65	0.475	2.083	4.6 ± 0.9				
НТ-7/8, галенит	Зун-Холба, {100}	56—36	6	0.1—0.28	0.24	0.317	2.512	7.2 ± 0.8	3.3	1.8	0.45	1.44
			7	0.32—0.58	0.44	0.389	2.063	3.0 ± 0.6				
			6	0.59—0.82	0.74	0.464	1.746	2.0 ± 0.7				
			11	0.87—1.60	1.77	0.621	1.307	2.2 ± 0.5				
6	2.67—8.04	4.25	0.831	0.975	1.2 ± 0.4							
Ш-771з, магнетит	Новинка, {111}	62—43	12	0.09—0.14	0.12	0.371	3.973	290 ± 37	69.3	54.6	1.8	53.4
			9	0.15—0.25	0.23	0.460	3.187	101 ± 26				
			9	0.27—0.57	0.43	0.565	2.572	59.9 ± 13.6				
			6	0.58—0.98	0.86	0.712	2.042	21.5 ± 6.8				
			7	1.0—1.55	1.13	0.780	1.865	20.1 ± 2.6				

* $\bar{C}_{пов}$ — среднее содержание поверхностно-связанной формы Au. Остальные обозначения см. в табл. 1.

Подобное золоту поведение демонстрируют и другие элементы. Размерные зависимости концентраций наиболее распространенных примесных элементов в пирите можно проиллюстрировать на примере обр. АД-7/08 (Амурские Дайки), где удалось выделить пять представительных размерных фракций кристаллов пирита: < 0.25, 0.25—0.5, 0.5—1, 1—2 и > 2 мм. Полученные результаты (рис. 3) объясняются следующим образом. Элементы верхнего ряда (Ag, Sb, Bi, Pb) образуют кривые с минимумом, поскольку они присутствуют в составе микровключений примесных фаз. В основном это PbS, судя по вы-

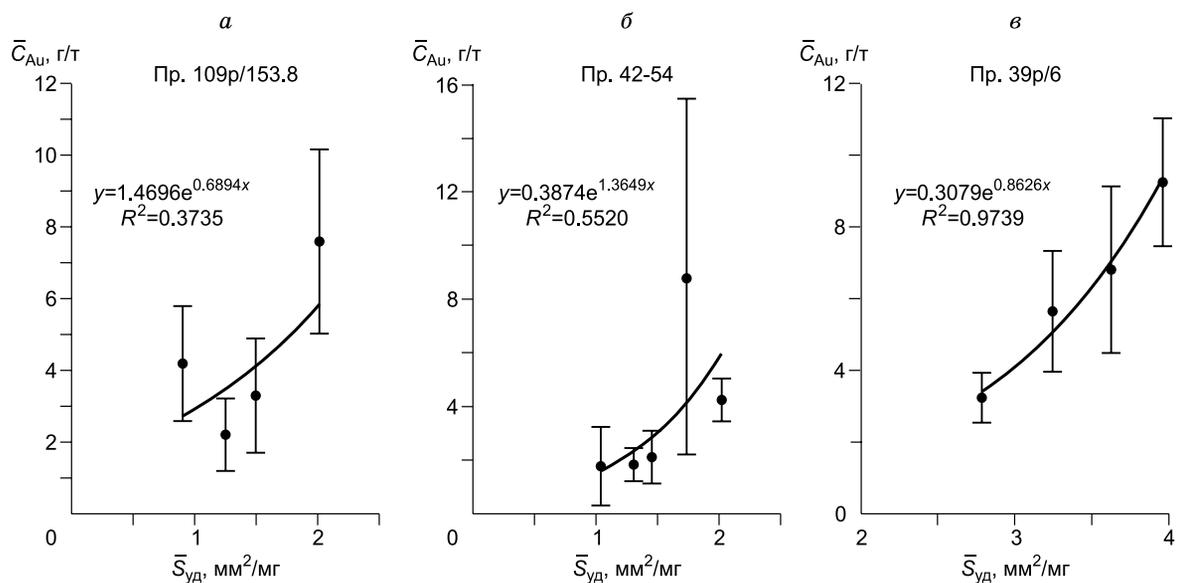


Рис. 1. Зависимости среднего содержания равномерно распределенного Au от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке. Месторождение Сухой Лог.

a, б — пириты из рудных тел, *в* — пирит из межрудного горизонта. Кривые представляют собой аппроксимацию экспоненциальной зависимостью, показанной слева от кривой. Предэкспоненциальный множитель является оценкой концентрации структурной составляющей примеси Au.

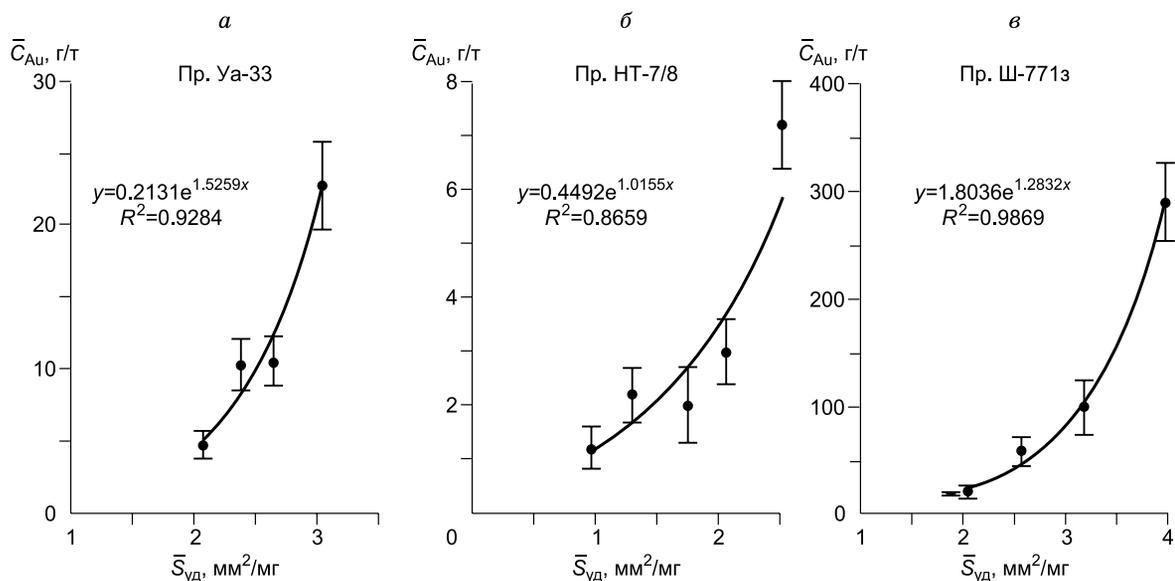


Рис. 2. Зависимости среднего содержания равномерно распределенного Au от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке.

a — арсениопирит, м-ние Амурские Дайки, *б* — галенит, м-ние Зун-Холба, *в* — магнетит, м-ние Новинка.

соким содержаниям свинца. Действительно, растворимость PbS в пирите не превышает 1000 г/т как в экспериментальных, так и (за редкими исключениями, связанными с бактериальной деятельностью или фазовым размерным эффектом) в природных системах [Brett, Kullerud, 1967; Cabral et al., 2011]. В большинстве фракций это значение превышено. Включения PbS чаще попадают в более крупные фракции, чисто по вероятностной причине. Поверхностное обогащение рассматриваемыми элементами наблюдается только для самых мелких фракций. Элементы среднего ряда (As, В, Cu, Zn) характеризуются кривыми с максимумом, приходящимся на фракцию 0.5—1 мм (0.25—0.5 мм для Zn), что, скорее всего, также указывает на их принадлежность к самостоятельной фазе — примеси в пирите, концентрирую-

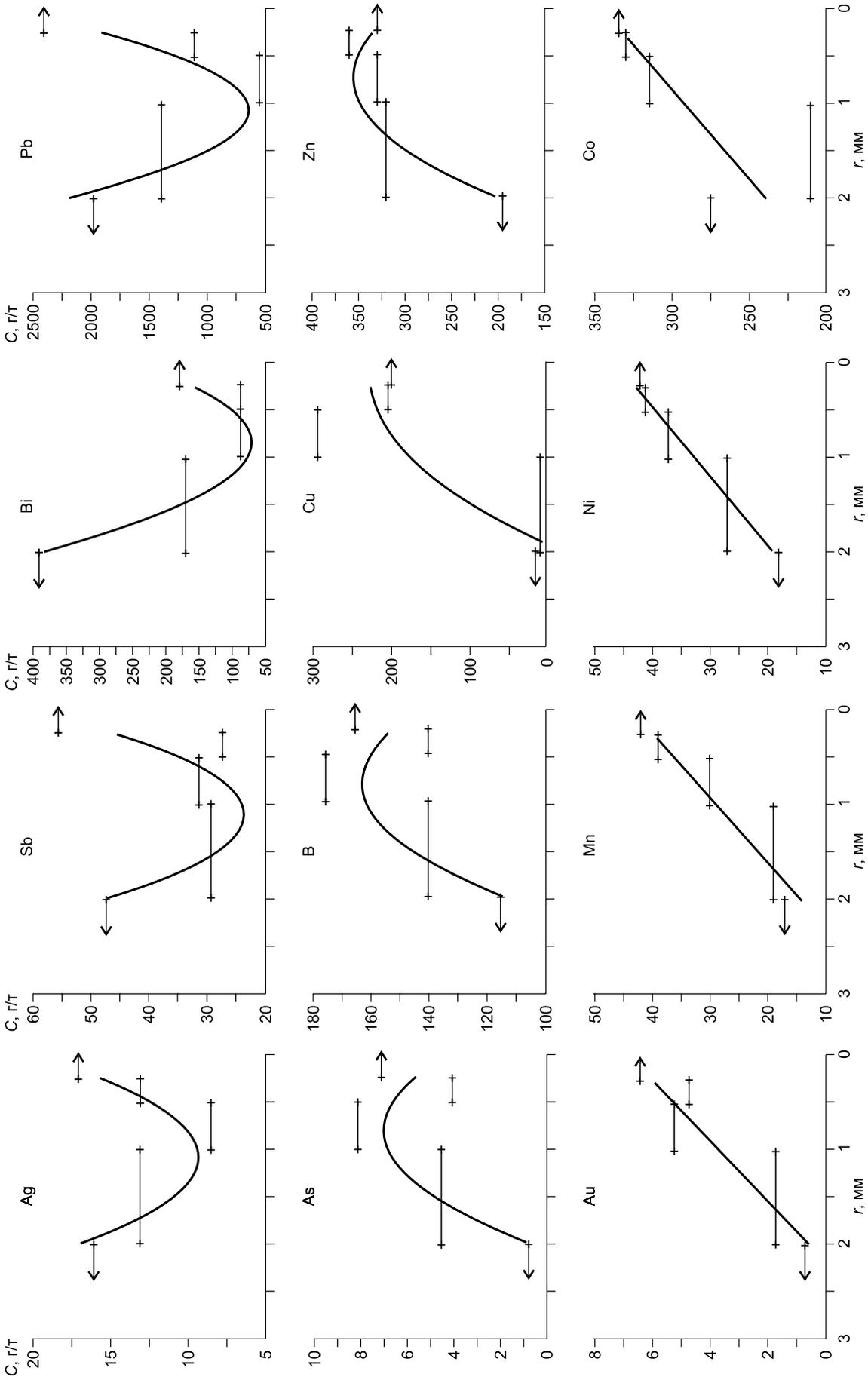


Рис. 3. Содержание основных элементов-примесей в кристаллах пирита пяти размеров фракций.

Месторождение Амурские Дайки, пр. АД-7/08 (см. табл. 1).

Таблица 3.

**Содержания структурного и поверхностно-связанного золота,
а также валовые содержания As в пиритах месторождений различных типов**

Месторождение	Проба	Au, г/т				n**	As, мас. %
		Интервал содержаний в размерных фракциях	Стр.	Пов.*	Стр./Пов.		
Дальнее	P-267	33.3—97	4.8	56.9	0.084	0.74	0.25
	P-1953	12.4—21.4	5.1	10.8	0.472	0.41	0.028
	B-4835	1.8—8.8	0.01	3.9	0.0026	2.51	0.01
Ороч	C8-58	7.6—17.1	2.3	9.8	0.234	0.48	0.15
	K-24	3.8—17.7	1.3	4.0	0.325	0.84	0.01
			5.1	9.3	0.548	0.49	
Покровское	79/00	28.8—353	3.4	87.2	0.039	1.15	1.0
	510/1	1.6—67.9	0.33	2.4	0.137	1.19	0.5
Кызылалмасай	КА-32М	40.6—226	1.8	89.1	0.02	1.09	0.02
	КА-102+103М	40.6—296	4.9	83.0	0.059	0.98	0.01
	КА-58+59М	35.5—221	2.8	76.2	0.037	1.08	0.015
Кочбулак	КЧ-4	1.9—11.3	0.22	4.0	0.055	0.97	0.15
	КЧ-3	1.7—8.6	0.2	3.3	0.060	0.91	0.08
	КЧ-1	0.3—38.3	0.06	1.4	0.043	1.73	0.05
Зун-Холба	НТ-7/4	0.8—25	0.24	1.5	0.16	1.26	0.06
	НТ-16/51	2.3—20.5	2.1	1.6	1.312	0.61	0.15
	НТР-12/18.5	0.15—116	0.02	1.6	0.012	3.03	0.0005
Дукат	M79 ^a /09	0.9—10.6	0.26	1.7	0.153	1.14	0.6
Наталка	M161/10	6.9—47.1	0.35	17.3	0.02	1.70	1.0
Дегдекан	M163/10	0.26—61.4	0.11	3.23	0.034	1.85	0.2
			0.01	1.0	0.01	5.17	
	Др-17	0.22—16.2	0.06	0.9	0.067	1.58	1.15
Сухой Лог	Др-4/09	0.24—11.1	0.11	0.6	0.183	1.27	1.4
	42-54	1.8—8.8	0.4	2.2	0.182	1.36	0.03
	39p/6	3.2—9.2	0.31	5.4	0.057	0.86	n/o
Амурские Дайки	Уа-22	1.6—4.8	0.37	2.2	0.168	0.75	0.54
	Уа-28	1.8—4.1	0.23	2.6	0.088	0.91	0.15
	Уа-29	1.0—2.6	0.14	1.4	0.1	1.22	0.16
	V-32/8	0.33—9.3	0.19	0.6	0.317	0.99	0.4
	V-33	0.53—8.2	0.1	1.4	0.071	1.29	0.5
	IV-50/8	0.44—7.5	0.07	0.9	0.078	1.42	0.36
	АД-7/08	0.8—15	0.19	2.1	0.090	1.15	0.0005
	V-32/7	0.35—3.6	0.14	0.6	0.233	1.16	0.4

Примечание. Стр. — структурная форма, Пов. — поверхностно-связанная.

* Среднее содержание поверхностно-связанной формы Au.

** Показатель экспоненты $\bar{C}_{\text{равн}} = f(\bar{S}_{\text{уд}})$ (см. рисунки).

щейся в этой фракции. Однако на их распределение влияют и поверхностные фазы, поскольку содержания этих элементов резко убывают с увеличением размера кристалла. Наконец, нижний ряд обнаруживает четкие размерные зависимости концентраций Au, Mn, Ni и Co, демонстрируя их накопление в поверхностном слое кристаллов пирита.

Характерные отличия наблюдаются для пиритов рудных тел и околорудных метасоматитов. Здесь выделяются три случая, которые удобно рассмотреть с помощью табл. 3, где указаны содержания поверхностной формы и ее соотношения со структурной, а также показатель *n*, характеризующий крутизну экспоненты. В первой группе образцов (месторождения Дальнее, Зун-Холба, Кочбулак) пирит метасоматитов практически не содержит структурной формы Au (0.01, 0.02 и 0.06 г/т соответственно), характеризуется высокими показателями *n* и низкими отношениями $Au_{\text{стр}}/Au_{\text{пов}}$. Рис. 4 демонстрирует этот случай на примере месторождений Зун-Холба и Кочбулак. Интересно отметить, что в пиритах из метасоматитов максимальные содержания $Au_{\text{равн}}$ гораздо выше, чем в пиритах из рудных жил, тогда как

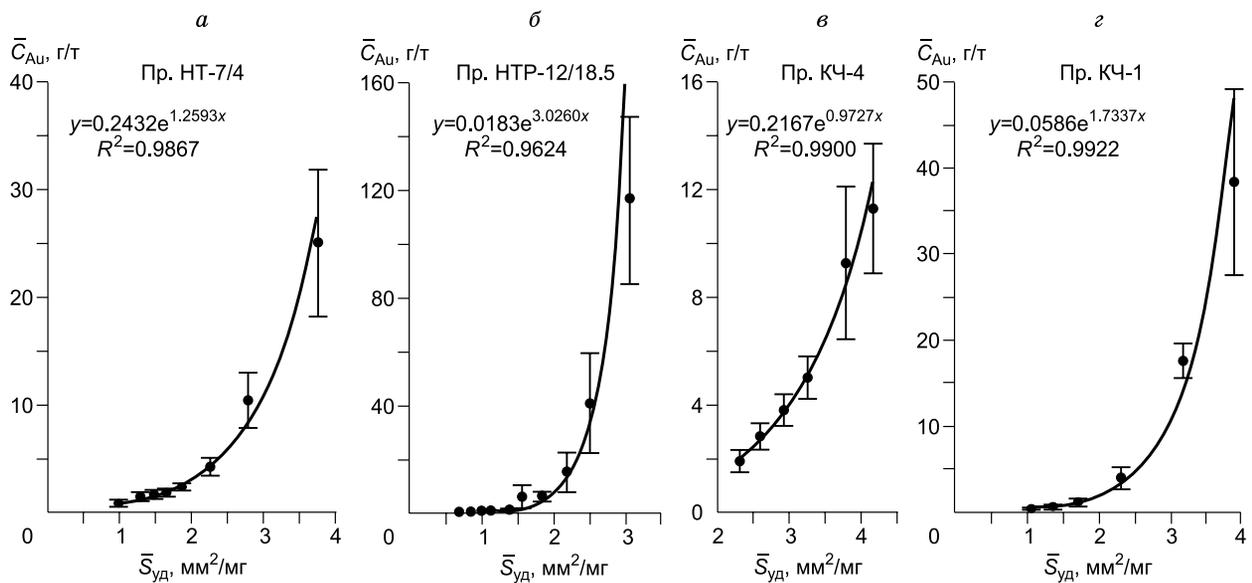


Рис. 4. Зависимости среднего содержания равномерно распределенного Au от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке.

a, б — м-ние Зун-Холба, *в, г* — м-ние Кочбулак.

a, в — пириты из рудных тел, *б, г* — пириты из околорудных метасоматитов.

содержания $Au_{стр}$, напротив, значительно ниже. Иная ситуация обнаруживается для месторождения Покровское (рис. 5), где показатели n практически одинаковы для пиритов из руд и метасоматитов, но уровень содержания Au в обеих формах значительно выше для пирита из рудного тела. Наконец, в третьем случае (Амурские Дайки) значимых и закономерных отличий в параметрах, описывающих взаимоотношения структурной и поверхностной форм Au в рудных телах и метасоматитах, не наблюдается (см. табл. 1, 3).

В двух пробах из месторождения Ороч и в одной из проб месторождения Дегдекан адекватно описать зависимость $\bar{C}_{равн} = f(\bar{S}_{уд})$ одной экспонентой не удается; коэффициент детерминации оказывается низким. Эти случаи лучше описываются двумя кривыми (рис. 6), что может означать наличие двух генераций минерала. Для пр. К-24 Ороча были получены изображения поверхности в атомно-силовом микроскопе СММ-2000 (рис. 7), которые показали присутствие двух типов поверхностных наноструктур — структуры типа «холм—долина» (рис. 7, *a*) и типа «скалистые горы» (рис. 7, *б*). Они явно морфологически различны: первая характеризуется среднеквадратичной шероховатостью в среднем 10 нм, тогда как вторая 60 нм. Отдельные кристаллы характеризуются преобладанием одной или другой структуры. Хотя с помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ) нельзя определить, какой структуре отвечает та или иная линия (см. рис. 6), можно предположить, что два тренда поведения Au связаны именно с двумя типами поверхностных структур, отличающихся друг от друга по своей способности аккумулировать Au. В случае пробы из месторождения Дегдекан (см. рис. 6, *в*) различные типы поверхностных структур, вероятно, характерны для кристаллов разных размерных фракций.

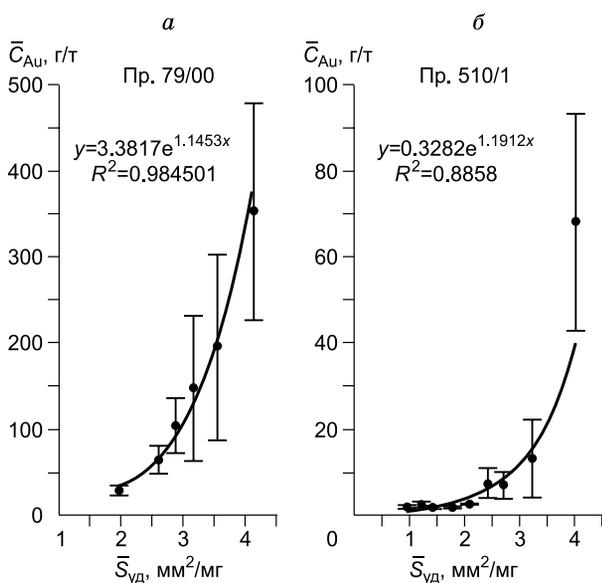


Рис. 5. Зависимости среднего содержания равномерно распределенного Au от удельной поверхности среднего кристалла в размерной выборке. Месторождение Покровское.

a — пирит из рудного тела, *б* — пирит из околорудного метасоматита.

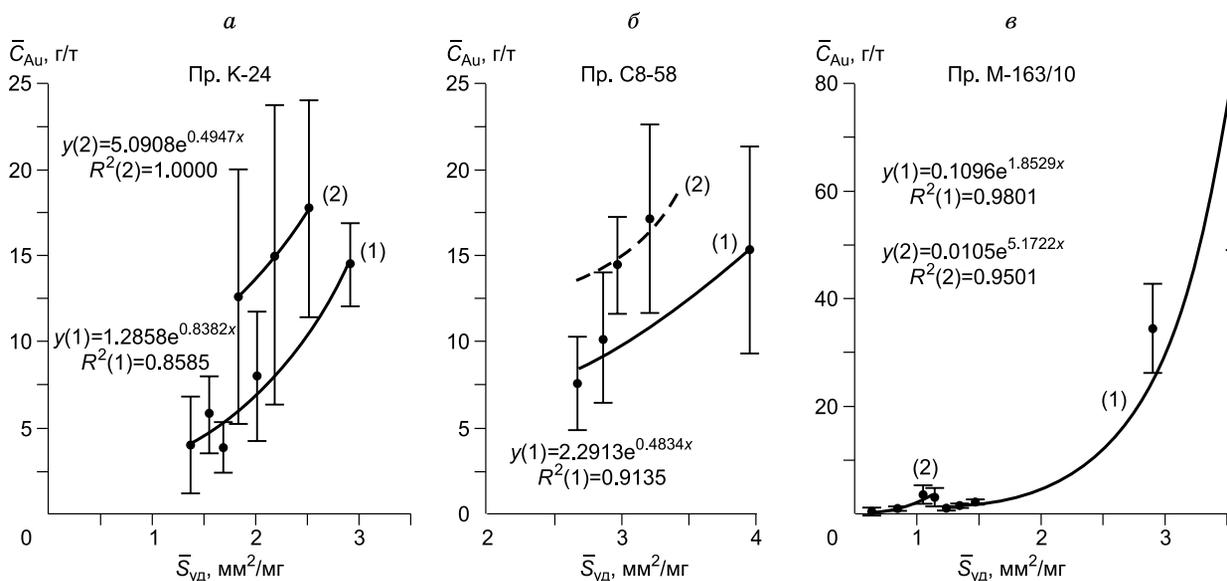


Рис. 6. Двойственный тренд поведения Au в пиритах при изменении удельной поверхности среднего кристалла.

Месторождения: а, б — Ороch, в — Дегдекан.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наличие высокодетерминированных зависимостей $\bar{C}_{\text{равн}} = f(\bar{S}_{\text{уд}})$ со сходными параметрами для большого числа природных (настоящая работа) и гидротермально синтезированных образцов пирита и других рудных минералов [Таусон и др., 2011, 2013] говорит о существовании единого механизма поглощения золота поверхностью кристаллов в обоих случаях. Если говорить о пирите, то это явление связывается нами с образованием на поверхности кристаллов пирротиноподобной неавтономной фазы (НФ) с размером по оси $Z \leq \sim 500$ нм. Ее присутствие вызывает двойственность коэффициента распределения примеси между кристаллом и раствором в связи с тем, что для НФ он гораздо выше, чем для объема кристалла. Соответствующие оценки $\bar{D}_{\text{Au}}^{\text{НФ}} = 240 \pm 130$ и $\bar{D}_{\text{Au}}^{\text{стр}} = 0.1 \pm 0.06$ для пирита, синтезированного в растворах различной кислотности при 450 °C и давлении 1 кбар в присутствии и в отсутствие примеси As, получены в работе [Таусон и др., 2011]. По этой причине только структурная составляющая примеси Au в пирите может быть использована для реконструкции состава рудообразующего флюида. Использование валового содержания Au, даже равномерно распределенной его формы, приведет к ошибке до 1—2 порядков величины. Причина высокой поглотительной способности НФ до конца не ясна. Данные рентгеновской фотоэлектронной и Оже-электронной спектроскопии с ионным травлением показывают, что НФ представляет собой некое подобие твердого раствора FeS_{2-y} и Fe_{1-x}S , поскольку основные формы S в нем — моносульфидный и дисульфидный анионы в пропорции, зависящей от летучести серы в системе. Структура НФ, по-видимому, гораздо более податлива по сравнению с жесткой матрицей объемного пирита, поскольку содержит вакансии и антиструктурные дефекты [Tomml et al., 1995] в повышенных концентрациях по сравнению с объемом кристалла. Следовательно, рассматриваемое явление может быть интерпретировано как разновидность эффекта улавливания примеси дефектами кристалла [Урусов и др., 1997], в данном случае, дефектами его поверхностного слоя. Данные электронной Оже-спектроскопии указывают также на повышенные содержания Cl в поверхностном слое, что может быть связано с формированием центров $(\text{S-Cl})^{2-}$, более полярных по сравнению с дианионом серы [Таусон, Lipko, 2013]. Будучи электронодонорными центрами [Schieck et al., 1990], они могут образовывать донорно-акцепторные пары с другими примесными дефектами, например, Au^+ на позиции Fe^{2+} .

Важно отметить, что содержание однородно распределенного Au зависит от топологической площади поверхности, а не от реальной поверхности, варьирующей, как показывают АСМ-измерения, в широких пределах [Таусон, Lipko, 2013], причем эта зависимость высокодетерминированна. Если бы речь шла об обычной адсорбции, то концентрация адсорбционных центров, а значит и концентрация микроэлемента, была бы пропорциональна реальной поверхности. В случае же НФ она пропорциональ-

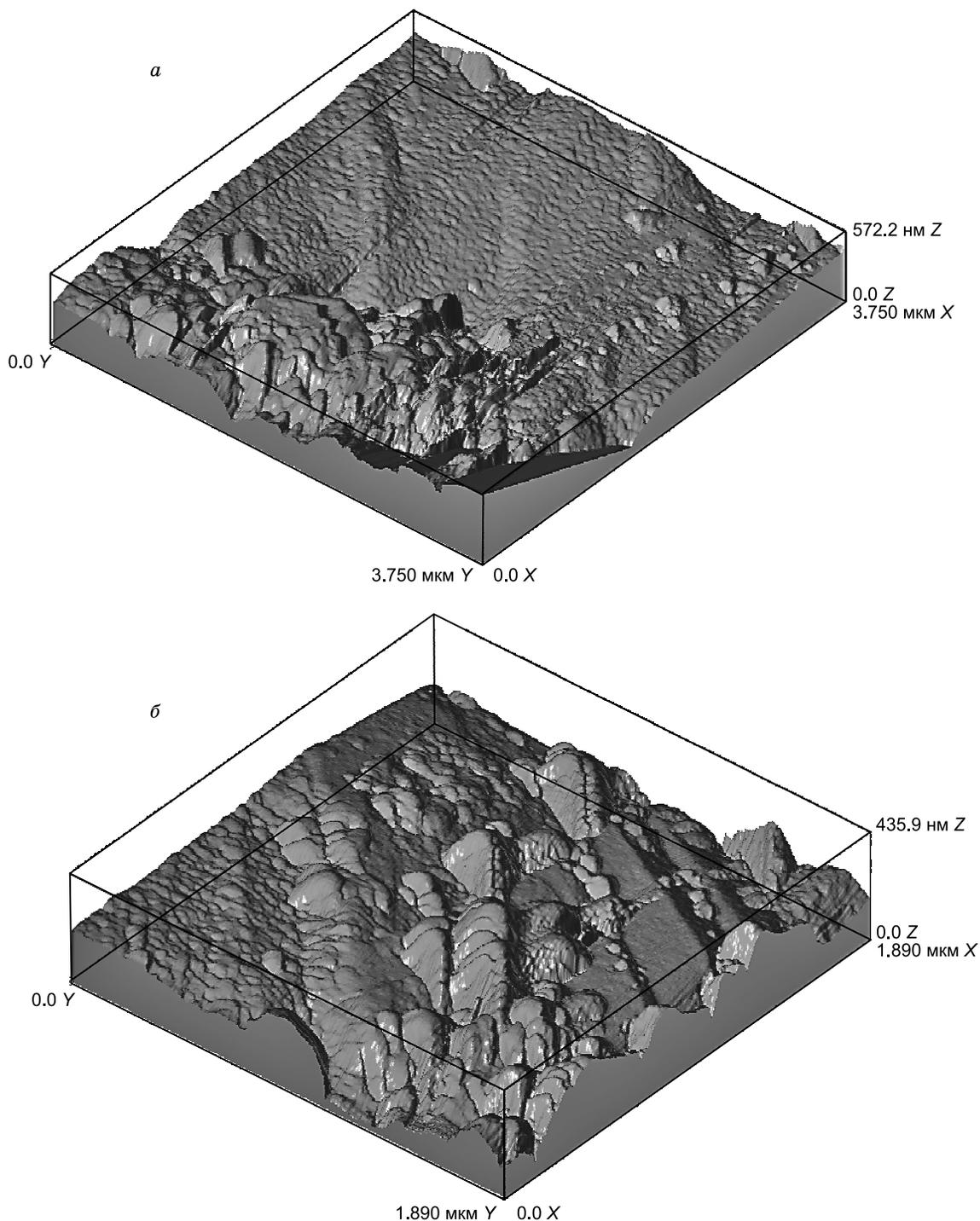


Рис. 7. Два типа наноструктур на поверхности кристаллов пирита, проявляющих двойственный тренд поведения Au (см. рис. 6).

Изображение в атомно-силовом микроскопе СММ-2000. Размер изображений: $3.75 \times 3.75 \times 0.57$ мкм (а), $1.89 \times 1.89 \times 0.44$ мкм (б).

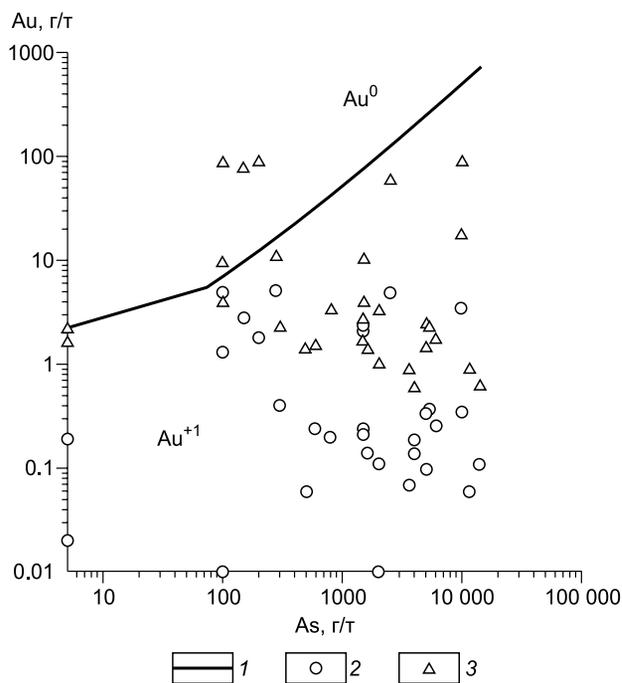
на именно топологической поверхности, потому что Au распределено во всем слое НФ определенной толщины, повторяющем в поверхности конфигурацию кристалла (его габитус), т.е. гомотетичном ему.

В целом полученные в настоящей работе данные говорят о том, что содержание структурной формы Au во всех случаях не превышает ~ 5 г/т. Учитывая 30%-ю погрешность его оценки, это не противоречит полученной экспериментально величине предела вхождения Au в гидротермальный пирит — 3 ± 1 г/т [Tauson, 1999]. В работе [Reich et al., 2005] на природном материале из эпitherмальных и

Рис. 8. Диаграмма химического состояния золота в пиритах изученных проб.

1 — линия предельных содержаний Au в As-содержащем пирите по [Reich et al., 2005], пересчитанная на весовые концентрации: $C_{Au}^{lim} (г/г) = 0.05 C_{As} (г/г) + 2$; 2 — структурная форма Au; 3 — поверхностно-связанное Au.

карлинского типа месторождений установлено повышение растворимости Au в структуре пирита с ростом содержания в нем As: $C_{Au} = 0.02 C_{As} + 4 \cdot 10^{-5}$ (ат. %). В весовых концентрациях (г/г) эта зависимость представляется следующим образом: $C_{Au} = 0.05 C_{As} + 2$. На рис. 8 в координатах C_{Au} — C_{As} показана линия этой зависимости и точки, соответствующие структурной и поверхностно-связанной формам Au в изученных пробах пирита. Данные по As (см. табл. 3) получены в основном методом атомно-эмиссионного анализа и представляют собой валовые содержания элемента в пирите. Видно, что 100 % точек, отвечающих структурному золоту, попадают в поле Au^+ . По-



верхностное Au также в основном является химически связанным (в составе неавтономных фаз). Очевидное исключение представляют пириты месторождения Кызылалмасай, где основная часть равномерно распределенного Au, по-видимому, представлена в поверхности собственной минеральной формой (возможно, наночастицами Au^0 или сульфидными минералами золота и серебра [Савва и др., 2012; Пальянова и др., 2012]). Мы можем предположить, что восстановление Au до собственной минеральной формы на поверхности пирита или появление на ней Au, Ag-сульфидов здесь связано с влиянием гипергенных процессов, так как образцы были отобраны в карьере с верхних горизонтов и частично представлены в разной степени окисленными рудами. Благодаря своей градиентности, т.е. неоднородности состава по нормали к разделяющей поверхности, неавтономная фаза может находиться в локальном равновесии с обеими контактирующими с ней фазами — матричным кристаллом и раствором [Таусон и др., 2012]. Но если равновесие будет нарушено, например, при повышении кислородного потенциала внешней среды под влиянием атмосферного воздуха или поступления обогащенных кислородом вадозных вод, распад и окисление неавтономной фазы приведет к выделению элементарного золота и, возможно, других Au-содержащих минералов в виде нано- и микрочастиц. Эти частицы будут приурочены к поверхностному слою кристалла и при расчете по СВАДМ могут попасть в поверхностную составляющую содержания Au. Однако это никак не скажется на концентрации структурной формы, что и доказывают образцы из Кызылалмасая. Таким образом, в подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное золото в пирите представляет собой форму элемента, химически связанную в его структуре и в структуре, находящейся на поверхности кристаллов наноразмерной неавтономной фазы.

Полученные в настоящей работе концентрации структурной составляющей примеси Au и найденный ранее коэффициент распределения $Au_{стр}$ между кристаллами пирита и гидротермальными растворами [Таусон и др., 2011] формально допускают количественный анализ поведения Au в процессах рудообразования. Соотношение компонентов AX и BX при их сокристаллизации в смешанном кристалле можно выразить через валовые концентрации элементов в растворе и валовой коэффициент распределения [Чернышев, 1980]:

$$\frac{N_{BX}}{N_{AX}} = D_{B/A}^{вал} \frac{C_B^{вал}}{C_A^{вал}} \quad (1)$$

Здесь N — мольные доли компонентов, $C^{вал}$ — валовые концентрации элементов A и B в растворе или флюидной фазе, $D_{B/A}^{вал}$ — эффективный валовой коэффициент сокристаллизации. Понятие «валовой» означает, что данная величина относится к полной концентрации элемента, а не к содержаниям отдельных его комплексных форм. В случае, если один из элементов, скажем B , является микроэлементом, как Au в пирите, $N_{AX} \gg N_{BX}$, $C_A \gg C_B$, и мы получаем возможность оценки концентрации микроэлемента во флюиде по его содержанию в минерале (содержанию его структурной формы!) и найденному экспериментально коэффициенту распределения:

$$C_B^{\text{вал}} \approx \frac{N_{BX}}{D_{B/A}^{\text{вал}}} \quad (2)$$

Коэффициент сокращения в этом случае можно рассматривать как обычный коэффициент распределения примесного элемента B между твердой (s) и жидкой (aq) фазами, если выразить мольную долю BX через атомную долю B :

$$D_B^{\text{стр}} \approx \frac{N_B^s}{C_B^{aq}} \quad (3)$$

Надо, впрочем, иметь в виду, что выражение (1) получено при ряде серьезных допущений в рамках модели постоянного сложного растворителя [Чернышев, 1980]. И хотя в случае микроэлементов с концентрациями $\ll 0.1\%$ эти допущения выглядят разумными, не следует придавать полученным оценкам (обозначаемым в дальнейшем как C_{Au}^*) смысла абсолютно достоверных величин. Они скорее подходят для целей сравнительного анализа.

Рассмотрим с этих позиций режимы рудообразующих процессов в рудных телах и околорудных метасоматитах. Как ясно из изложенного выше, для оценок содержания металла в рудообразующих растворах необходимо применять только структурную составляющую примеси Au и экспериментально полученные для нее же коэффициенты распределения минерал—гидротермальный раствор [Таусон и др., 2011, 2012]. Для $\bar{D}_{Au}^{\text{стр}}$ пирит—раствор принимаем величину 0.1, содержания структурной формы Au — по табл. 1, 3. Для образцов из первой группы (Дальнее, Зун-Холба, Кочбулак), в которых пирит метасоматитов содержит мало структурной формы Au , подтверждается опережающее отложение пирита в околорудных метасоматитах и сингенетичное отложение Au и пирита в рудных телах [Кравцова, Соломонова, 1984]. Это связано, по-видимому, с образованием пирита в метасоматитах вследствие сульфидизации Fe -содержащих вмещающих пород, предшествующей основной фазе золотого оруденения [Kesler et al., 2003]. Ранний пирит образовывался из относительно бедных Au растворов ($C_{Au}^* \sim 0.1—0.6$ г/т). Когда появились растворы с более высокими содержаниями Au ($C_{Au}^* \sim 2—50$ г/т), отлагавшие пирит в рудных жилах, он выступил в качестве геохимического сорбционного барьера для Au . Поэтому содержания в нем поверхностно-связанной формы Au выше, а структурной — много ниже, чем в рудном пирите. Во втором случае (месторождение Покровское) золотоносный раствор ($C_{Au}^* \sim 34$ г/т) формировал богатое рудное тело, вследствие чего обеднялся Au до $C_{Au}^* \sim 3$ г/т, т.е. примерно на порядок величины, и формировал пирит с более низким содержанием Au в околорудном пространстве. В случае месторождения Амурские Дайки рудообразование происходило из растворов с $C_{Au}^* \sim 5—26$ г/т, более или менее равномерно разгружающихся в рудных зонах и околорудном пространстве. Возможно, в данном случае речь идет об одном и том же типе геохимического барьера, на котором осаждалось рудное вещество.

В целом выполненные оценки показывают, что содержания Au в рудообразующих растворах, формирующих рудные тела на золоторудных и золото-серебряных месторождениях, составляли от 0.6 до 50 г/т. Для месторождений черносланцевой формации они тяготеют к началу этого интервала, для эпitherмальных золото-серебряных — к середине и концу. Но даже концентрации на уровне десятых долей грамма на тонну не могут быть обеспечены только морской водой как источником металла, без привноса его эндогенным флюидом при формировании синседиментационных эксгальационных месторождений типа *sedex*.

Полученные в настоящей работе оценки содержаний Au во флюидной фазе можно сопоставить с данными по составам растворов флюидных включений в кварцах основных минеральных ассоциаций рудных стадий. Для месторождения Кочбулак содержания Au определены нейтронно-активационным методом и составили $10^{-5}—10^{-4}$ мол/л [Баранова и др., 1995], что в пересчете на примерный состав раствора составляет 0.14—1.4 г/т Au . Эти величины вполне сопоставимы с нашими результатами для данного месторождения: 0.6—2.2 г/т. На золото-сульфидном месторождении Олимпиада (Енисейский край) аналогичный расчет приводит к значениям концентраций Au от 0.5 до 16 г/т [Баранова и др., 1997]. Такой же порядок чисел устанавливается и с помощью современных методов анализа включений; например, по данным изучения состава газовой-жидкой включений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией, магматогенный флюид вулканогенных месторождений массивных сульфидных руд содержит 4—8 г/т Au [Vikentyev et al., 2011].

Полученные в настоящей работе результаты свидетельствуют о том, что надо крайне внимательно относиться к данным анализа геохимических проб высокочувствительными методами на низких уровнях содержания элементов. Основная их часть вполне может быть сосредоточена в поверхности в качестве адсорбированной примеси или в составе поверхностных нанофаз, не обнаруживаемых оптической микроскопией. Причем, если последние еще способны каким-то образом, пусть в искаженном виде, ха-

характеризовать условия минералообразования и состав среды кристаллизации, то первая может возникнуть на поверхности вследствие поздних событий, не имеющих никакого отношения к этим условиям. Избавиться от поверхностных форм «прямыми» методами не всегда возможно. Предлагаемый нами способ разделения структурного и поверхностно-связанного Au в его наиболее точной версии также далеко не всегда пригоден. Потенциал его развития видится в адаптации к объектам неправильной формы и сколам, содержащим неполный набор граней. Восстановление формы возможно, например, с использованием теоремы Минковского [Войтеховский и др., 2006]. Однако в более простых версиях [Тасун, Лустенберг, 2008] он вполне может быть применен при изучении процессов эндогенного рудообразования. В частности, таким образом можно установить, существует ли «размерная» проблема для данного объекта или нет. Для этого в первом приближении применим и валовой анализ различных размерных фракций пробы (см. рис. 3).

ВЫВОДЫ

В пиритах всех изученных золоторудных месторождений, независимо от их генетического типа, времени и условий формирования, установлено существование двух основных форм нахождения равномерно распределенного Au — структурной и поверхностно-связанной, причем последняя обычно преобладает. В подавляющем большинстве случаев равномерно распределенное золото в пирите представляет собой форму элемента, химически связанную в его структуре и в структуре, находящейся на поверхности кристаллов наноразмерной неавтономной фазы. Получены свидетельства того, что размерная зависимость содержания однородно распределенного Au и приуроченность значительной его части к поверхности кристаллов является общим свойством всех рудных минералов. Для пирита доказано, что эти особенности в целом характерны для месторождений различных формационных типов; отличия проявляются только в крутизне и коэффициентах детерминации зависимостей.

На примере месторождения Амурские Дайки показано, что подобные золоту размерные зависимости концентраций могут наблюдаться и для других характерных для пирита элементов-примесей. Наиболее четкие размерные зависимости концентраций элементов и их накопление в поверхностном слое кристаллов пирита установлены для Mn, Ni и Co, менее отчетливые для As, В, Cu и Zn. По уровню концентраций элементов-примесей и по характеру их размерной зависимости можно говорить о присутствии в пирите микровключений других минералов.

Установлено, что природа высоких концентраций Au в пирите в основном поверхностная. Соотношение содержаний структурной и поверхностно-связанной форм Au изменяется в широких пределах, от $\sim 0.00n$ — $0.0n$ в пиритах околорудных метасоматитов, образовавшихся в дозолоторудную стадию сульфидизации вмещающих пород, до $\sim 0.n$ — 1.3 в рудных пиритах. Согласно экспериментальным данным, причина заключается в свойстве неавтономных поверхностных фаз вызывать увеличение коэффициента распределения кристалл—раствор по сравнению с объемной фазой пирита, что рассматривается как одно из проявлений эффекта улавливания примеси дефектами кристалла, в данном случае дефектами структуры его поверхностного слоя. С другой стороны, структурная форма нахождения Au, несмотря на обычно более низкую ее концентрацию, может быть использована как индикатор активности Au в гидротермальном растворе при образовании пирита. Только структурная составляющая примеси Au в пирите может применяться для оценки его содержания в гидротермальном растворе.

В генетическом плане, химический состав поверхности пиритов позволяет установить явные отличия процессов рудообразования на месторождениях разных генетических типов. Подтверждается основанное на экспериментальных данных предположение о присутствии на поверхности минералов устойчивых наноразмерных образований, способных сохраняться в течение долгого времени и несущих информацию о последовательности происходивших при рудообразовании процессов, особенностях и механизмах формирования рудных тел и околорудно-измененных пород. Полностью подтверждается и способность таких образований быть концентраторами микроэлементов, особенно склонных к эндокриптии, т.е. вхождению в состав минерала, обусловленному дефектами его кристаллической структуры (включая поверхность).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00214а, № 12-05-00144а) и ИП СО РАН (проекты № 48, ОНЗ-5.1).

Авторы благодарны за помощь в отборе кристаллов для анализа О.Т. Сопиной и В.Г. Юрьевой. Большая аналитическая работа проведена Т.М. Пастушковой, Т.С. Краснощековой (атомно-абсорбционное определение золота) и С.В. Липко (атомно-силовая микроскопия). Спектральный анализ выполнен И.Е. Васильевой. Всем им авторы искренне признательны.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Н.Н., Волынский А.Б., Козеренко С.В., Коваленкер В.А., Колотов В.П., Колпакова Н.Н. О содержаниях и формах нахождения Au, Te, Sb и As в минералообразующих растворах золото-сульфид-теллуридных эпitherмальных месторождений (по результатам анализа флюидных включений) // Геохимия, 1995, № 12, с. 1786—1799.

Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миронова О.Ф., Колпакова Н.Н. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия, 1997, № 3, с. 282—293.

Виниченко П.В. Условия образования суперкрупных месторождений стратегического минерального сырья. Иркутск, Сосновгеология, 2009, 242 с.

Войтеховский Ю.Л., Степанчиков Д.Г., Макаров М.С. Теорема Минковского и описание формы кристаллов // Зап. РМО, 2006, ч. 135, № 5, с. 101—102.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, 250 с.

Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, (4), с. 756—764.

Жмодик С.М., Росляков Н.А., Спиридонов А.М., Козаченко И.В. Золотопорфировое оруденение Карийского рудного узла как новый тип оруденения в Восточном Забайкалье // ДАН, 2009, т. 426, № 6, с. 791—796.

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукаат. М., Недра, 1998, 203 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2010, 292 с.

Кравцова Р.Г., Соломонова Л.А. Золото в пиритах руд и метасоматитов золото-серебряных месторождений вулканогенных полей Северного Приохотья // Геохимия, 1984, № 12, с. 1867—1872.

Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М., ИГЕМ РАН, 2006, т. 2, 390 с.

Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН, 2007, т. 415, № 2, с. 236—241.

Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область) // Отечественная геология, 2010, № 2, с. 20—31.

Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.И. Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения // ДАН, 2010, т. 435, № 4, с. 527—530.

Пальянова Г.А., Кох К.А., Серёткин Ю.В. Сульфидные и самородные формы золота и серебра в системе Fe—Au—Ag—S // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 450—460.

Рудные месторождения Узбекистана / Ред. И.М. Голованов. Ташкент, ГИДРОИНГЕО, 2001, 611 с.

Савва Н.Е., Пальянова Г.А., Бянкин М.А. К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 597—609.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Оценка примеси золота в структуре пирита эпitherмальных золото-серебряных месторождений (северо-восток России) // Зап. ВМО, 2002, ч. 131, № 4, с. 1—11.

Таусон В.Л., Лустенберг Э.Е. Количественное определение форм нахождения золота в минералах методом анализа статистических выборок аналитических данных // Геохимия, 2008, № 4, с. 459—464.

Таусон В.Л., Бессарабова О.И., Кравцова Р.Г., Пастушкова Т.М., Смагунов Н.В. О разделении форм нахождения золота в пиритах путем исследования статистических выборок аналитических данных // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (1), с. 57—67.

Таусон В.Л., Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Липко С.В., Будяк А.Е. Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита // ДАН, 2009, т. 426, № 4, с. 528—532.

Таусон В.Л., Пастушкова Т.М., Бабкин Д.Н., Краснощекова Т.С., Лустенберг Э.Е. Зависимость концентрации микроэлемента от размера кристалла в пробе // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 981—992.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М., Краснощекова Т.С., Лустенберг Э.Е., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал—гидротермальный раствор». I. Аккумуляция золота пиритом // *Геохимия*, 2011, № 6, с. 595—604.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М., Акимов В.В., Краснощекова Т.С., Липко С.В., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал—гидротермальный раствор». II. Золото в магнетите // *Геохимия*, 2012, № 3, с. 251—270.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Смагунов Н.В., Пархоменко И.Ю. Микроэлементы как индикаторы физико-химических условий минералообразования в гидротермальных сульфидных системах // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (5), с. 687—706.

Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. *Геохимия твердого тела*. М., GEOS, 1997, 500 с.

Феофилактов Г.А. О механизмах структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения // *Геология рудных месторождений*, 1992, т. 34, № 4, с. 100—106.

Хомич В.Г. Покровское месторождение золота (геологическое строение, особенности размещения оруденения) // *Рудные месторождения континентальных окраин*. Вып. 2, часть 3. Владивосток, Дальнаука, 2001, с. 284—321.

Чернышев Л.В. К теории гидротермальных равновесий минералов переменного состава // *Геохимия*, 1980, № 6, с. 787—797.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // *Геология рудных месторождений*, 2011, т. 53, № 1, с. 32—64.

Brett R., Kullerud G. The Fe-Pb-S system // *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, p. 354—369.

Cabral A.R., Beaudoin G., Munnik F. Lead in diagenetic pyrite: evidence for Pb-tolerant bacteria in a red-bed Cu deposit, Quebec Appalachians, Canada // *Miner. Mag.*, 2011, v. 75, p. 295—302.

Ciobanu C.L., Cook N.J., Pring A., Brugger J., Danyushevsky L.V., Shimizu M. «Invisible gold» in bismuth chalcogenides // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. 1970—1999.

John D.A., Hofstra A.H., Fleck R.J., Brummer J.E., Saderholm E.C. Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, North-Central Nevada // *Econ. Geol.*, 2003, v. 98, p. 425—463.

Kesler S.E., Fortuna J., Ye Z., Alt J.C., Core D.P., Zonar P., Borhauer J., Chryssoulis S.L. Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold, Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada // *Econ. Geol.*, 2003, v. 98, p. 1137—1157.

McClenaghan S.H., Lentz D.R., Cabri L.J. Abundance and speciation of gold in massive sulfides of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada // *Canad. Miner.*, 2004, v. 42, p. 851—871.

Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 11, p. 2781—2796.

Reich M., Chryssoulis S.L., Deditius A., Palacios C., Zúñiga A., Weldt M., Alvear M. «Invisible» silver and gold in supergene digenite (Cu₁₋₈S) // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 6157—6173.

Schieck R., Hartmann A., Fiechter S., Konenkamp R., Wetzel H. Electrical properties of natural and synthetic pyrite (FeS₂) crystals // *J. Mater. Res.*, 1990, v. 5, № 7, p. 1567—1572.

Simon G., Kesler S.E., Chryssoulis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // *Econ. Geol.*, 1999, v. 94, p. 405—422.

Tauson V.L. Gold solubility in the common gold-bearing minerals: experimental evaluation and application to pyrite // *Eur. J. Miner.*, 1999, v. 11, № 6, p. 937—947.

Tauson V.L., Lipko S.V. Pyrite as a concentrator of gold in laboratory and natural systems: a surface-related effect // *Pyrite: synthesis, characterization and uses* / Eds. N. Whitley and P. T. Vinsen. NY, Nova Sci. Pub., 2013, Chapter 1, p. 1—40.

Tomm Y., Schieck R., Ellmer K., Fiechter S. Growth mechanism and electronic properties of doped pyrite (FeS₂) crystals // *J. Cryst. Growth*, 1995, v. 146, p. 271—276.

Vikentyev I.V., Karpukhina V.S., Naumov V.B., Borisova A.Y. Ore-magmatic hydrothermal systems of massive sulfide deposits of Southern Urals: melt and fluid inclusion data // *Miner. Mag.*, 2011, v. 75, № 3, p. 2088.

*Поступила в редакцию
28 декабря 2012 г.*