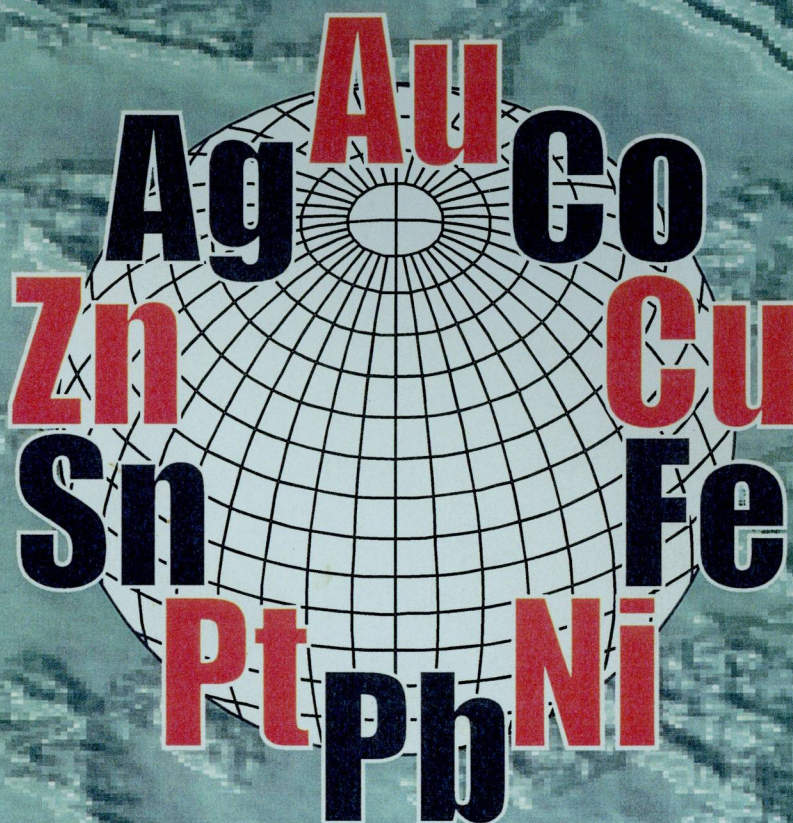


2-й экз.

# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МНР России

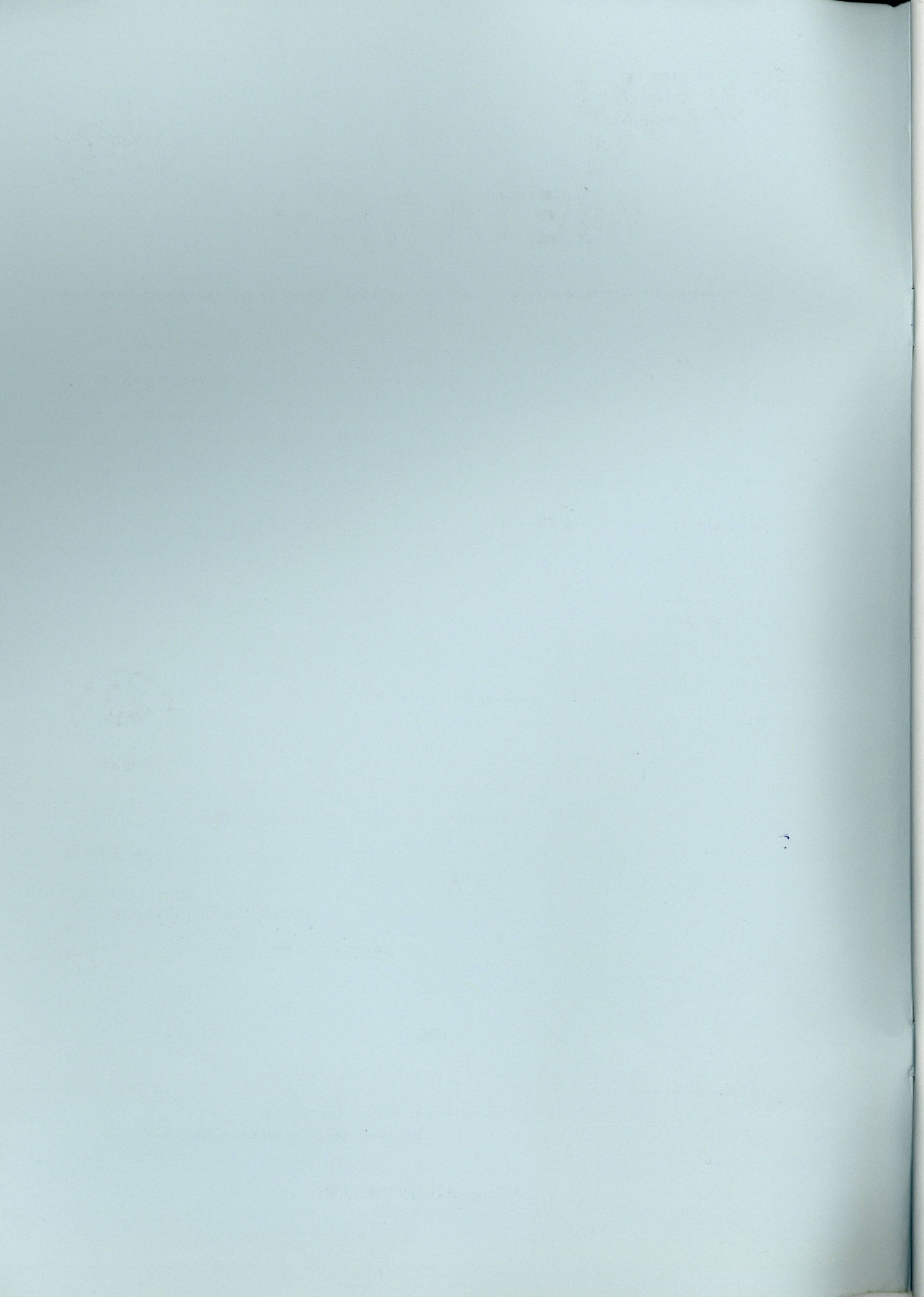
Главный редактор  
И.Ф. Мигачёв



2/2005

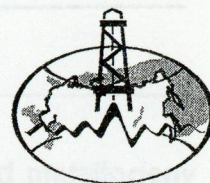
ISSN 0869-5997







# РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



**2/2005**

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ

Э.К.БУРЕНКОВ

В.И.ВАГАНОВ

С.С.ВАРТАНЯН

П.А.ИГНАТОВ

М.А.КОМАРОВ

М.М.КОНСТАНТИНОВ

А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора

В.В.КУЗНЕЦОВ

Н.К.КУРБАНОВ

Е.В.МАТВЕЕВА

Г.А.МАШКОВЦЕВ

В.М.МИНАКОВ

Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора



УЧРЕДИТЕЛЬ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ  
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ  
(ЦНИГРИ)

академии минеральных ресурсов,  
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2005

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ  
БИБЛИОТЕКА ЦНИГРИ

2-й экз.



Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова  
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 28.03.2005 г.  
Подписано в печать 19.04.2005 г.  
Тираж 400 экз.

Формат 60×88 1/8  
Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ  
Телефон: 315-28-47  
Факс: 313-18-18  
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru  
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»



**Прикладная металлогения***Сизых Вит.И., Сизых Вал.И.*

Золотоносность вулканоплутонических орогенно-активизационных комплексов Забайкалья

5

*Арифюлов Ч.Х.*

«Черносланцевые» месторождения золота различных геологических обстановок

9

*Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И.*

Типы золото-сульфидных месторождений миогеосинклинальных областей

20

**Строение рудных месторождений***Двуреченская С.С., Кряжев С.Г.*

Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборное, западная часть Алданского щита

28

*Варгунина Н.П., Орлов Б.Ю., Данильченко В.А.*

Модель надрудного ореола скрытой свинцово-цинковой минерализации Садонского района

37

*Высоцкий И.В., Меньшиков В.Г., Ковалев С.Г.*

Платино-золото-железоокисная минерализация в терригенных отложениях Шатакского грабена, Южный Урал

42

**Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ***Ахмедов А.З., Царев В.В.*

Бесцианидная технология обогащения углеродсодержащих сульфидных свинцово-цинковых руд некоторых месторождений Казахстана

49

*Литвиненко И.С., Цымбалюк Н.В.*

О достоверности оценки крупнообъемных кварцево-сульфидных месторождений золота в углеродисто-терригенных толщах на Северо-Востоке России

57

**Applied metallogeny***Sizykh V.I., Sizykh V.I.*

Gold potential of volcano-plutonic orogenic activation complexes of the Baikal region

*Arifulov Ch.H.*

«Blackschist» gold deposits within various geological settings

*Gavrilov A.M., Novozhilov Yu.I.*

Types of gold-silver deposits of miogeosyncline belts

**Structure of ore deposits***Dvurechenskaya S.S., Kryazhev S.G.*

Mineralogical-geochemical features of rocks and ores at Tabornoye deposit, western part of the Aldanian shield

*Vargunina N.P., Orlov B.Yu., Danilchenko V.A.*

Model of supra-ore halo of Sadon area's hidden Pb-Zn mineralization

*Vysotsky I.V., Menshikov V.G., Kovalyov S.G.*

Platinum-gold-iron oxide mineralization in terrigenous deposits of Shataksky graben, Southern Urals

**Instrumentation and technologies of exploration***Akhmedov A.Z., Tsaryov V.V.*

Cyanide-free technology to process carbonaceous sulfide Pb-Zn ores of some Kazakh deposits

*Litvinenko I.S., Tsybalyuk N.V.*

Reliability of assessing large-tonnage quartz-sulfide gold deposits hosted by carbonaceous terrigenous strata in north-eastern Russia



**Поздравляем с юбилеем**

А.И.Никулина, А.Н.Некрасову, Е.Е.Савари,  
С.В.Романова, В.И.Романова, Е.Н.Холкину,  
Г.Ю.Малашева

64

**Congratulations on anniversary**

A.I.Nikulin, A.N.Nekrasova, E.E.Savari, S.V.Ro-  
manov, V.I.Romanov, E.N.Kholkina, G.Yu.Ma-  
lashev

**Новости, информация**

*Звездов В.С.*

Геотермальные поля — проявления современ-  
ных гидротермальных систем

68

**News, information**

*Zvezdov V.S.*

Geothermal fields — occurrences of modern geo-  
thermal systems

*Ляшенко Е.А., Лисицын Д.В.*

О ценности коллекционных камней в мине-  
рально-сырьевой базе России

78

*Lyashenko E.A., Lisitsyn D.V.*

Value of collection stones in the Russian mineral  
base

**Памяти**

Н.Г.Коренновой, Т.П.Жадновой, Н.Я.Гурейкина

80

**In memory**

N.G.Korennova, T.P.Zhadnova, N.Ya.Gureikin





УДК 551.24 (571.54/.55)

© Вит.И.Сизых, Вал.И.Сизых, 2005

## ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ ОРОГЕННО-АКТИВИЗАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вит.И.Сизых (ЗабНИИ МПР России), Вал.И.Сизых (ИЗК СО РАН)

*Проведен системный анализ крупных месторождений и рудопоявлений золота Восточной Сибири по их генезису. Установлено, что большая часть золоторудных месторождений данного региона связана с вулканоплутоническими комплексами, образовавшимися в процессе прибайкальской протерозойско-раннепалеозойской и забайкальской позднепалеозойско-мезозойской тектономагматической активизации.*

К концу раннего протерозоя на юге Восточной Сибири обособились Сибирская платформа и покрывно-складчатый пояс, разделенные системой глубинных швов. По этим зонам глубинных разломов осуществлялась магматическая деятельность, которая в разной степени охватила почти всю южную зону сочленения платформы и ее складчатого обрамления, образовав систему прерывистых вулканоплутонических поясов (Енисейский, Прибайкальский и Учуро-Майский). Для них характерны эффузивные формации базальт-андезит-липаритового ряда, комагматичные эффузивы интрузии габбро-диорит-гранитного ряда, терригенные формации молассоидного типа [1–3, 10].

Прибайкальский линеймент служил границей раздела двух сред с различным градиентом движений, что и обусловило его повышенную магматическую проницаемость. Однако не только зона краевого шва подверглась тектонической активизации. Местами она проявилась в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране, а также во внутренней части Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр). Золотое оруденение относится к малосульфидной золото-кварцевой и черносланцевой золото-сульфидной формациям, часто приуроченным к зонам метаморфизма в региональных надвигах. Многие исследователи отмечают связь гидротермально-пневматолитовых ореолов с анатектоидной проработкой верхнепротерозойских и нижнепалеозойских углеродистых толщ гранитоидными плутонами баргузинского и конкудеро-мамаканского комплексов.

В Ленском золоторудном районе в рудных полях месторождений Сухой Лог, Вершинское, Невское и др. отчетливо проявлена связь золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения с осевыми плоскостями и замковыми частями антиклинальных складок (Сухоложская антиклиналь, голец Высочайший и др.). Насыщенность замковых частей антиклинальных складок золото-сульфидной минерализацией (золотоносным пиритом, пирротином, арсенопиритом) и золотоносными кварцевыми жилами обусловлена мощными зонами расщепления, послойного кливажа, микроскладчатости и трещиноватости горных пород. Рудные скопления с высокими содержаниями золота (до 136–361,5 г/т) в кварц-пиритовых прожилках, линзах, гнездах концентрируются в местах изгибов осевых плоскостей и шарниров антиклиналей. Для развития золото-сульфидной и золото-кварцевой минерализации в пределах Сухоложской антиклинали наиболее благоприятны горизонты и пачки алевросланцев и филлитов серицит-хлорит-кварцевой состава, содержащие умеренную (0,5–3,0%) примесь органического (углеродистого) вещества, сингенетичные и (или) раннеметаморфические магнезиально-железистые карбонаты и пирит.

При изучении механизма становления линейных складок [10] выявлено, что они формировались под влиянием тангенциального сжатия в результате ламинарного течения материала по кливажным плоскостям скольжения. Антиклинали представляют собой по существу колонны ламинарного течения типа мегакливажных трещин, воздымающиеся над не зат-



ронутыми или слабо затронутыми этим течением участками пород. На самых высоких структурных уровнях антиклиналей располагаются наиболее мощные кварцевые жилы. Кварцевые жилы, кварц-сульфидные прожилки, как правило, участвуют в складкообразовании и изогнуты согласно со сланцеватостью вмещающих их пород. Они отчетливо обрисовывают внутреннее строение более крупных структур. На крыльях таких складок мощность жил уменьшается вплоть до полного пережима. Иногда жилы образуют причудливые складки течения. Ниже они сменяются сульфидно-кварцевыми и сульфидными прожилками или исчезают. В этом же направлении уменьшаются интенсивность ламинарного течения материала по кливажным плоскостям и степень развития самих трещин кливажа. Породы переходят от «углистых» сланцев к нормальным алевролитам, алевропесчаникам, мелкозернистым песчаникам, содержащим то или иное количество органического вещества [10].

Таким образом, рудоносные «углистые» сланцы Ленского золотоносного района имеют строгий литолого-стратиграфический контроль, располагаясь исключительно в пределах определенных горизонтов черносланцевых толщ, но сами не являются стратифицированными образованиями, а представляют собой продукт тектонометасоматической переработки первично осадочных углеродистых и углеродсодержащих терригенных и карбонатно-терригенных пород. Оруденение в них также — результат тектонохимического преобразования геохимически благоприятных отложений. Россыпи золота в этом регионе возникли за счет разрушения золотоносных пиритизированных сланцев и кварцево-пиритовых прожилков, размещающихся в зонах сульфидной вкрапленности.

В Таллаи-Каралонской рудной зоне по Сюльбанскому глубинному разлому контактируют вулканоплутонические образования раннепротерозойской муйской серии и терригенно-карбонатные отложения тузалинской (сюльбанской) серии. Западная часть Таллаи-Каралонской рудной зоны (образования муйской серии) приурочена к геоантиклинальному поднятию с широко развитыми вулканоплутоническими комплексами. В них формировалось золото-кварцевое жильное, штокверковое и золото-порфировое оруденение (Каралонское рудное поле, участок Дикий). На участке Дикий золото-порфировое оруденение характеризуется относительно невысокими (1–2 г/т) содержаниями золота, но значительными масштабами развития. Восточная часть рудной зоны локализована в терригенно-карбонатных отложениях с вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотой минерализацией золото-углеродистого типа.

В позднем палеозое и мезозое Забайкалье было вовлечено в процесс орогенной активизации, характеризующейся формированием вулканоплутонических ассоциаций. Выделяются позднепалеозойские–раннемезозойские и средне-позднемезозойские вулканоплутонические комплексы [4–9].

*Позднепалеозойские–раннемезозойские вулканоплутонические комплексы* проявились в Малхано-Становом поясе в сводовых поднятиях и сопряженных (наложенных) терригенно-вулканогенных прогибах вдоль Монголо-Охотского разлома.

В западной части Малхано-Станового вулканоплутонического пояса в бассейне р. Селенга вулканогенные толщи представлены пермскими унгурийской, тамирской и алентуйской свитами. Пространственно к эффузивам тамирской свиты тяготеют гранитоиды бичурского комплекса, а к эффузивам алентуйской свиты — гранитоиды соготинского комплекса. Они образуют единое поле с аналогичными вулканическими и интрузивными образованиями Северной Монголии, в которых располагается медно-молибден-порфировое месторождение Эрдэнэт.

В восточной части Малхано-Станового вулканоплутонического пояса вулканические образования представлены куйтунской свитой. С ней комагматичные связи обнаруживают интрузии амананского комплекса. Куйтун-амананская вулканоплутоническая ассоциация сопоставляется с тамиро-бичурской ассоциацией. И в той, и в другой формировались породы повышенной щелочности. Связанные с ними немногочисленные и малые по размерам золоторудные проявления относятся к золото-кварцевой формации.

В шовных прогибах, расположенных вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома, развиты верхнетриасовые отложения могойтуйской серии. В бассейне нижнего течения р. Тура песчаники и алевролиты рассланцованы и пиритизированы по пологим надвигам (угол 10–25°, падение плоскостей сместителей в южных румбах).

В отдельных пробах, взятых из пиритизированных песчаников, отмечается Au до 1–2 г/т. За счет золото-сульфидно-кварцевого оруденения в песчаниках и сланцах формируются основные золотоносные россыпи Могойтуйского хребта. Все россыпи золота, а их более 15, локализуются в верховьях рек, дренирующих Могойтуйский хребет. Характерная особенность россыпей — наличие в них самородков и крупного золота, а также окварцованных пород с золотым оруденением. По результатам изучения типоморфных свойств золота месторождения, питающие россыпи, относятся к золото-кварцевому и золото-сульфидно-кварцевому пиритовому минеральным типам. Морфоструктурные



типы месторождений — жильный и жильно-штокверковый. В формационном отношении золотое оруденение пиритизированных песчаников может быть сопоставлено с оруденением зон линейных вкрапленно-прожилковых штокверков сухоложского и невадийского типов.

*Средне-поздне-мезозойские вулканоплутонические комплексы* проявились в горст-антиклиналях и вулканогенно-терригенных впадинах.

В Восточном Забайкалье обнаженные вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи приурочены главным образом к разломам, разграничивающим структурно-фациальные зоны и глыбовые поднятия. В их пределах формировались вулканотектонические структуры с кальдерными и вулканопольными постройками. Формирование вулканотектонических структур сопровождалось интенсивным и многоактным интрузивным магматизмом гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов. С порфировыми фазами гранитоидов шахтаминского комплекса связано молибденовое и золотое оруденение, а кукульбейского — олововольфрамовые месторождения.

В восточной части Малхано-Станового пояса формировались вулканогенно-осадочные нюкжинская и оловская свиты и амуджикано-сретенский интрузивный комплекс. Отмечаются сложные соотношения гранитов комплекса с вулканитами нюкжинской свиты, с которыми они образуют вулканоплутонические структуры. Эволюция магматизма проявлена в смене гранитоидов первых трех фаз амуджикано-сретенского комплекса гибридными порфирами четвертой фазы, образующими протяженные дайки. Особенности магматической эволюции отразились на металлогении района. С гранитоидами первых фаз связаны молибденовые месторождения (Жирикенское, Торгинское), а последней фазы — золотые (Дарасунское, Ключевское).

Среди золоторудных месторождений по количественному соотношению сульфидов и по преобладанию в них определенных ассоциаций выделяются следующие минеральные типы: 1) золото-кварц-малосульфидный (Любавинское месторождение); 2) золото-кварц-полисульфидный (Итакинское, Карийское, Ключевское месторождения); 3) золото-халькопирит-галенитовый (Дарасунское, Ново-Широкинское месторождения); 4) золото-серебряный (Балейское месторождение). Первые три типа обычно расположены в пределах сводово-глыбовых поднятий, а четвертый (золото-серебряный) — в межгорных впадинах.

Золото-кварц-сульфидные месторождения в пределах сводово-глыбовых поднятий приурочены к поясам поздних даек. В Давендо-Ключевском

рудном узле наиболее тесно золотое оруденение ассоциирует с дайками гибридных порфиров, в Карийском — с дайками грорудитов, в Дарасунском — плагиогранит-порфиров, в Любавинском — гранит-порфиров. Наиболее крупные рудные поля (Дарасунское, Ключевское, Илинское и др.) располагаются в пределах субвулканических структур кольцевого типа в тесной пространственной связи с трубками взрыва, некками и дайкообразными телами, заполненными эксплозивными брекчиями. Для цемента последних характерно широкое развитие турмалина — типоморфного минерала золоторудных тел. Тесная связь с зонами кварц-турмалиновой минерализации типична для большинства золото-сульфидных месторождений. Сами кварц-турмалиновые жилы обычно не рудоносны, золотое оруденение в них проявлено на участках с наложенной сульфидной минерализацией.

По морфологическим признакам золоторудные месторождения подразделяются на жильные и штокверковые. Преобладают жильные месторождения, представленные протяженными (до 2000 м) и маломощными (10–30 см) жильными телами (Дарасун), короткими (до первых сотен метров) жилами (Любавинская группа) и жилообразными зонами, линзообразными жилами (Итака, Александровское, Теремкинское и другие месторождения). Штокверко-вкрапленное оруденение развито широко, часто совмещено с жильным (Ключевское, Дельмачинское месторождения).

Кварц-золото-сульфидные месторождения тесно ассоциируют с молибденовыми. Минералого-геохимические исследования молибденовой и золотой минерализации, проведенные в Давендо-Ключевском рудном узле, указывают на то, что формирование золото-молибденового оруденения представляет здесь, по-видимому, единый процесс, а разделение золотой и молибденовой минерализации в пространстве обусловлено особенностями геологического строения района и стадийностью минерализации. Золото-сульфидное оруденение отделено от молибденового проявлением турмалинизации.

При общности характера постмагматических процессов на площадях с проявлениями как золотой, так и молибденовой минерализации отмечается неодинаковая степень их распространения. Для участков развития промышленной молибденовой минерализации наиболее характерны калишпатовые метасоматиты, более поздние постмагматические процессы распространены незначительно. На участках развития промышленной золотой минерализации преобладают кварц-альбитовые метасоматиты и березиты, а ранние постмагматические образования играют подчиненную роль.



В последние годы особое внимание уделяется выделению объектов золото-медно-молибден-порфировой рудной формации. Кроме известных золото-порфировых месторождений Лугокано-Быстринской, Могочинско-Жирекенской структурно-металлогенических зон, на основании поисково-разведочных работ нами выделена новая уникальная Сыпчугуро-Тыргетуйская золото-медно-молибден-порфировая зона. В ее пределах наиболее значимые результаты получены на участке ключа Спорный (А.К. Мухамедшин, В.И. Сизых). В плотике золотоносной россыпи верхнего течения ключа Спорный на площади 120×300 м выявлены калишпатизированные и пиритизированные биотитовые граниты, биотит-роговообманковые гранодиориты, диориты с турмалин-кварц-пиритовыми жилами и брекчиями. По результатам штучного опробования содержания Au в них достигают 56 г/т, Ag — до 2 кг/т, Cu — до 0,3%, Mo — до 0,1%. По данным геолого-геофизических работ в бассейне ключа Спорный выделяются следующие типы оруденения: медно-молибден-порфировый золотосодержащий; золото-турмалин-кварц-пиритовый; золото-серебро-полиметаллический.

Кроме того, в непосредственной близости от г. Сретенск при детальных поисково-ревизионных работах нами выявлен Алиинский рудный участок протяженностью около 20 км, шириной 3–5 км. Золоторудные проявления приурочены к мощной тектонической зоне повышенной трещиноватости в пределах Шилка-Аргунского поперечного глубинного шва. В штучных пробах содержание Au составляет 18,6 г/т, Cu — 4,4%, Mo — 0,2%. Штокверковый характер и золото-медно-молибденовый состав оруденения, а также его приуроченность к гранитоидам амуджикано-сретенского комплекса указывают на большое сходство с подобным оруденением Давенда-Ключевского рудного узла. Следует иметь в виду, что перспективы на медь могут оказаться значительно выше, так как на выявленном нами новом поисковом участке Зергун, расположенном в 2 км к северо-западу от известного Матаканского проявления, по данным штучного опробования содержание меди составляет 4,4–10%. Таким образом, на данной площади, наряду с кварц-золото-молибденовым жильным оруденением, установлен новый прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфировый тип [4, 5].

Золото-серебряные месторождения балейского типа обычно расположены в пределах межгорных впадин позднеюрского–раннемелового возраста. С одной стороны, они ассоциируют с эпитермальными месторождениями ртути, сурьмы, вольфрама, флюорита и урана, связанными с трахибазальтовой формацией, возникшей в этап грабенообразования

в условиях орогенной активизации. С другой стороны, золото-серебряные месторождения представляют собой закономерный ряд совмещенных золоторудных типов.

Эпитермальная рудная минерализация связана с эволюцией впадин во времени и определяется тем, что подавляющая часть месторождений флюорита, сурьмы и ртути располагается в их бортах или на незначительном удалении от них. Формирование этих месторождений, как и образование золото-серебряных руд, совпадает во времени с ранней доугленосной стадией формирования впадин. Наиболее ранними являются флюоритовые тела, позднее сформировалось золото-серебряное оруденение. К нему по возрасту близка сурьмяно-ртутная минерализация.

Области и зоны тектономагматической активизации возникают при вулканоплутонометаморфическом эндогенном режиме в земной коре, обусловленном одновременным воздействием нескольких факторов. К ним относится эшелонированный подъем магматических очагов базальтового расплава в нижние горизонты коры. Это вызывает общий подъем теплового фронта, сопровождаемый метаморфизмом и гранитизацией, образованием гомогенных расплавов внутри зон гранитизации — источников периферических магматических очагов. Указанный процесс приводит к полигенности и полихронности проявленного в Забайкалье золотого оруденения.

Учет вышеизложенных причинно-следственных обстоятельств, несомненно, расширяет региональные и локальные перспективы золотоносности Забайкалья, поскольку в настоящее время на этой территории установлены только отдельные части золоторудных серий. Выяснение общезначимой структурной, возрастной и генетической взаимосвязи с гипабиссальными, субвулканическими и вулканическими образованиями, а также метаморфизмом, метасоматозом позволит получить надежные дополнительные критерии для оценки рудности сводово-глыбовых поднятий с золото-медно-молибден-порфировыми месторождениями, сопряженных с ними прогибов и приуроченных к ним золото-углеродистых рудопоявлений, и межгорных впадин, содержащих эпитермальное золото-серебряное оруденение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. Ч. 2. — М.: ЦНИГРИ, 1999.
2. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических поясов. Ч. 1. — М.: ЦНИГРИ, 1997.



3. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов: Методическое руководство. Вып. «Медь» / Отв. ред. А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
4. Сизых Вал.И., Сизых Вит.И., Сизых Ю.И. Новый прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфировый тип оруденения на Алинском рудном участке в Забайкалье // ДАН России. 2004. Т. 395. № 2. С. 236–240.
5. Сизых Вал.И., Сизых Вит.И., Сизых Ю.И., Ершов В.В. Прожилково-вкрапленный золото-медно-молибден-порфировый тип оруденения на Алинской рудоносной площади, Восточное Забайкалье // Руды и металлы. 2004. № 3. С. 45–50.
6. Сизых Вал.И., Сизых Вит.И. Рудоносность магматических формаций Забайкалья // Современные проблемы металлогении. Материалы международного симпозиума. Ташкент, 2002. С. 104–107.
7. Сизых В.И. Геология и перспективы золотоносного Алинского участка (Восточное Забайкалье) // Материалы Всероссийского симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М., 2002. С. 217–220.
8. Сизых Вит.И., Сизых Вал.И., Дорганова Т.Н. Рудоносность орогенных структур // Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. Чита, 1981. С. 32–34.
9. Сизых Вит.И., Сизых Вал.И., Дорганова Т.Н. Орогенные структуры Забайкалья и их рудоносность // Новые данные по металлогении Забайкалья. Чита, 1983. С. 47–57.
10. Синцов А.В., Лобанов М.П., Сизых В.И. Золотоносность черных сланцев Ленского района // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 1. С. 27–37.

УДК 553.411:552.578.3

© Ч.Х.Ариффулов, 2005

## «ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ» МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Ч.Х.Ариффулов (ЦНИГРИ МПР России)

*Рассматривается широкий спектр золоторудных месторождений «черносланцевого» типа, сходство и отличия которых определяются различными сочетаниями факторов рудоотложения, проявляющимися как на этапе формирования рудоносных осадков, так и при регенерационных гидротермально-метасоматических процессах в разных геологических обстановках. В зависимости от конкретных обстановок и параметров рудообразующих растворов наблюдается изменение состава и характера золотоносности минеральных комплексов.*

В мировом балансе золота месторождения, локализованные в углеродисто-терригенных комплексах, занимают одно из ведущих мест. Это связано как с широким распространением черносланцевых рудоносных отложений в разновозрастных складчатых поясах, так и со значительными масштабами подобных месторождений. Крупные месторождения «черносланцевого» типа, такие как Мурунтау, Даугызтау, Амантайтау, Бакырчик, Кумтор и др., в настоящее время составляют основу золотодобывающей промышленности Центрально-Азиатских стран СНГ. В этой связи актуален вопрос о систематизации опыта работ на этих объектах и его использовании при прогнозе и поисках аналогичных месторождений в России.

По существующим классификациям [7] золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных комплексах относятся к неоднородной по составу формационной серии, объединяющей разновозрастные и полиформационные группы осадочных и

рудно-метасоматических образований. Среди рудных образований, как правило, выделяются золото-сульфидные, золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые типы. В большинстве рудных районов руды данных типов в различных комбинациях слагают промышленные рудные залежи. В некоторых районах наряду с ними развиты прожилково-жилльные руды различных типов: золото-полисульфидного, золото-серебро-сульфосольно-антимонитового и иногда золото-ртутного.

Общим правилом для минеральных комплексов «черносланцевого» семейства является их локализация в объеме рудоносной формации и зачастую приуроченность к определенным стратиграфическим уровням. В зависимости от интенсивности дислокационного метаморфизма и метасоматических преобразований пород рудные залежи обладают различными комбинациями минеральных типов и соотношениями со слоистостью пород от субогласных до секущих или залежей комбинированного типа.



Весь спектр месторождений «черносланцевого» семейства определяется следующими факторами: 1) обстановками седиментации в палеобассейнах различного типа; 2) типами регенерационных и эпигенетических процессов, связанных с различными по генезису рудообразующими флюидными системами. Черты сходства рассматриваемого типа месторождений связаны с сохранностью форм диагенетически-катагенетической сульфидной минерализации, а отличия определяются второй группой факторов.

Рудоносные комплексы формируются в палеобассейнах различных типов. К ним относятся крупные бассейны пассивных континентальных окраин, малые бассейны активных окраин, внутриконтинентальные рифтогенные и авлакогенные структуры [9]. Обстановки рудообразования зависят от соотношений вертикальных и латеральных рядов осадочных формаций и интенсивности тепловых потоков в локальных конседиментационных структурах. Для рудоносных бассейнов различного типа отмечается сейсмически активный режим седиментации с признаками лавинных процессов, широким развитием турбидитов и подводно-оползневых явлений. В коллизионных бассейнах широко распространены гравитационно-микститовые образования и осадочные конглобрекции.

В составе рудоносных осадочных комплексов выделяются различные фации пород с повышенной золотоносностью. Для тонкообломочной фракции таких пород характерна повышенная углеродистость и сульфидность, а количественные соотношения тонкозернистого кварца, слюдисто-глинистых минералов, магнезиально-железистых карбонатов неодинаковы в породах различных фаций. Эти компоненты, наряду с углеродистым веществом и сульфидами, обуславливают окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные свойства пород. Они также определяют состав равновесных с ними поровых растворов.

Фациальные неоднородности рудоносных литифицированных осадков играют роль геохимических барьеров и определяют условия протекания обменных реакций на всех стадиях преобразования пород. Максимальное влияние состава пород характерно для ранних стадий метаморфизма и снижается по мере исчезновения поровых растворов. При дислокационном метаморфизме происходят разгерметизация поровых растворов, их вовлечение в обменные реакции и кристаллизация избыточных компонентов в форме жильных новообразований.

Повышенная золотоносность «черносланцевых» комплексов обычно рассматривается как результат сочетания биогенного и вулканогенно-осадочного механизмов накопления золота в осадках.

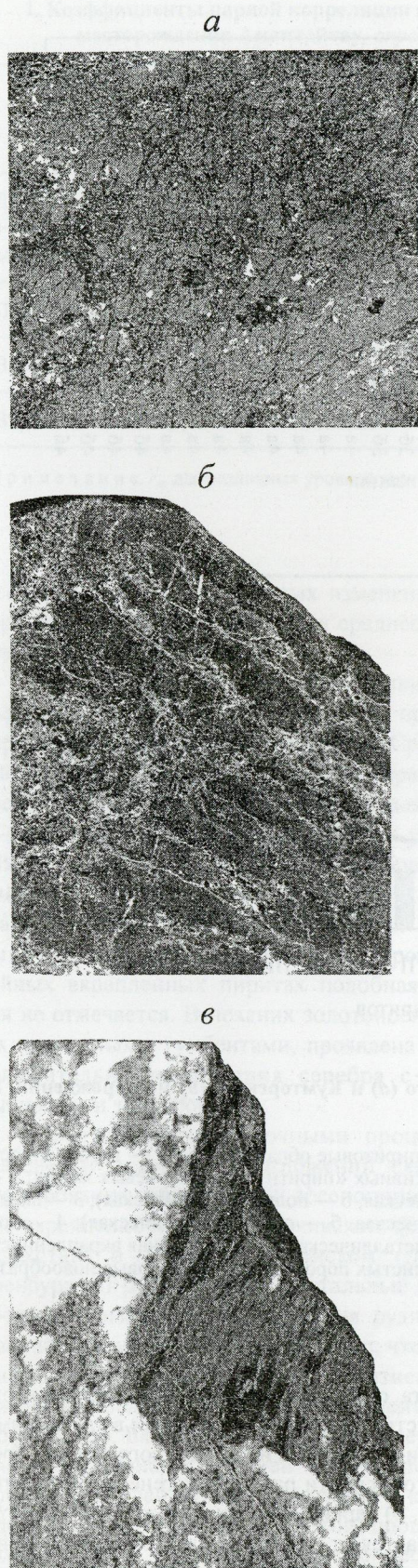
Основными минералами-концентраторами золота в углеродистых осадках являются сингенетические сульфиды железа пирит, пирротин, в ассоциации с ними иногда отмечаются халькопирит, арсенопирит, сфалерит и более редкие сульфиды. По изотопно-геохимическим данным в составе сингенетических сульфидов сера имеет биогенную природу [3].

В осадочных комплексах широко распространены, как в составе сульфидных конкреций, так и в форме рассеянной вкрапленности, выделения фрамбоидального пирита, образование которых связывается с сульфидизированными остатками бактерий. Размеры фрамбоидов обычно варьируют от 20 до 60 мкм. От глобулярных метаколлоидных форм пирита их отличает полигональное внутреннее строение. Количество сингенетических сульфидов в углеродистых толщах обычно составляет около 1–2%, в отдельных горизонтах может возрасти до 5–10%. Уровень золотоносности этих сульфидов обычно не превышает первых грамм на 1 т, но их присутствие определяет высокую фоновую золотоносность «черносланцевых» комплексов. Как правило, сингенетические сульфиды характеризуются низкой мышьяковистостью и повышенными концентрациями меди, цинка, свинца и других элементов «полиметаллической» ассоциации.

Образование локальных и богатых золоторудных концентраций в осадках связывается с проявлениями эксгальационно-осадочных процессов. Признаки этих процессов были установлены при изучении некоторых золоторудных месторождений «черносланцевого» семейства.

На месторождении Амантайтау (Центральные Кызылкумы) нами наблюдались стратифицированные тела с густо вкрапленными и массивными золотоносными серно-колчеданными рудами, состоящими из крупного золоторудного тела (залежь 8). В разрезе углеродисто-терригенных пород мощность горизонта с телами массивных сульфидов составляет около 30 м. Он сложен хлоритовыми сланцами с линзами хлорит-доломитовых пород. В сланцах присутствуют реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза и оливина. Горизонт хлоритовых сланцев с линзами массивных сульфидов содержит обильную (до 10%) вкрапленность фрамбоидального, глобулярного и хлопьевидного пирита. Мощность сульфидных линз варьирует от 10–20 см до первых метров, длина по простиранию достигает 10–15 м. Массивные сульфиды катаклазированы, но при этом характеризуются достаточно хорошей сохранностью глобулярно-метаколлоидных структур (рис. 1, а). Наряду с массивными «пирититами», на месторождении установлены рудные ритмиты (см. рис. 1, б). В зонах катаклаза с кварцевожильным выполнением отмечаются разлинзование,





брекчирование и замещение массивных сульфидов (см. рис. 1, в). Уровень золотоносности массивных «пирититов», продуктов их перекристаллизации и других типов пиритовой минерализации на Аман-тайтауском месторождении приведен на диаграмме (рис. 2, а).

Высокая золотоносность (до 200 г/т и более) характерна для мономинеральных концентратов, выделенных из массивных «пирититов». Вместе с тем, для ряда пиритовых проб из углеродистых милонитов, метасоматитов и послойных образований также отмечаются повышенные содержания золота, что связано с полигенным характером оруденения на месторождении. В табл. 1 приведены коэффициенты парной корреляции золота и элементов-примесей в различных типах пиритовой минерализации.

Для рассматриваемых массивных сульфидов не характерна корреляция золота с мышьяком, типичная для прожилково-вкрапленных руд «черносланцевого» типа. Вместе с тем, отмечается отрицательная связь золота с селеном, что отличает данные образования от золотоносных биогенных осадочных пиритов Кировско-Каменской группы залежей (Восточное Оренбуржье). В массивных сульфидах проявляется положительная корреляция мышьяка и кобальта, обусловленная присутствием микропримесей арсенидов кобальта и арсенопирита. В послойных пиритах проявлена положительная корреляция золота с мышьяком и сурьмой, что характерно и для вкрапленных руд Даугызтауского и Высоковольного месторождений. Для пиритов из углеродистых милонитов отмечается отрицательная корреляция золота с селеном и мышьяком и высокая положительная корреляция золота с сурьмой. Последнее сближает геохимические характеристики этих образований с пиритами из метасоматически измененных углеродисто-терригенных пород. Это, по-видимому, обусловлено парагенетической связью углеродистых милонитов и березитоидных изменений с зонами сурьмяной минерализации, проявленной на многих золоторудных месторождениях Кызылкум-Нуратинской провинции.

Признаки гидротермально-осадочного рудообразования были установлены и в рудных зонах

Рис. 1. Полированные штуфы, месторождение Аман-тайтау:

а — золотоносные массивные пиритовые руды с реликтами катаклазированных комковидно-коллоидных структур; б — катаклазированные пиритовые ритмиты; в — обломки массивных сульфидов, сцементированные жильным карбонат-кварцевым агрегатом



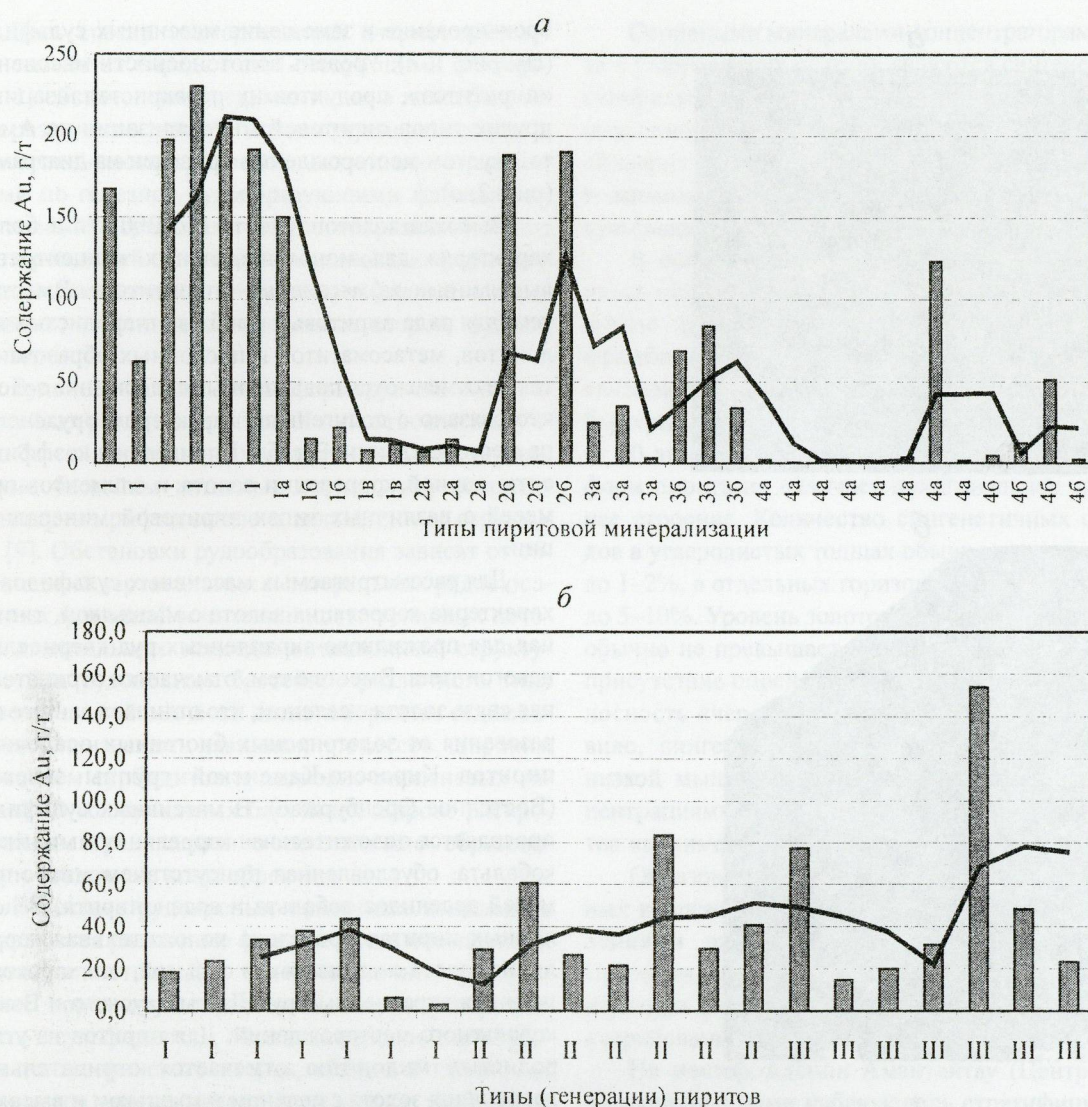


Рис. 2. Золотоносность пиритов различных типов Амантайтауского (а) и Кумторского (б) месторождений, по данным нейтронно-активационного анализа:

1 — массивные «пирититы»; 1а — массивные бурнонит-халькопирит-пиритовые образования; 1б — вкрапленность пирита в ассоциации с массивными «пирититами»; 1в — реликты массивных «пирититов» в кварцевых жилах; 2 — вкрапленность пирита в углеродистых милонитах (а — монокристаллическая, б — поликристаллическая); 3 — вкрапленность пирита в метасоматитах (березитоидах) (а — монокристаллическая, б — поликристаллическая); 4 — послойная вкрапленность пирита (а — монокристаллическая, б — поликристаллическая); 1 — послойная вкрапленность в углеродистых породах; II — послойные пиритовые ритмы в углеродистых породах; III — пиритовые новообразования в гумбеитах

Кумторского месторождения. На этом объекте, наряду с золото-шеелит-кварцевыми рудами, сопряженными с зонами гумбеитизации, имеются будинированные линзовидные тела углеродисто-известковых пелитов с рудными ритмами (рис. 3, а). В ритмах развита однотипная зональность: нижние части ритмов представлены сростками кристаллов пирита, содержащими по зонам роста микровключения (около 5–10 мкм) золота, халькопири-

та, гематита, сфалерита, барита, кобальтина, а верхние — сростками пирита с крупными выделениями халькопирита, гематита и самородного золота. Уровень золотоносности различных генераций пирита (см. рис. 2, б) варьирует от нескольких до  $n \cdot 100$  г/т. Он повышается от ранних послойных образований пирита (I генерация) к послойным пиритовым ритмам (II генерация) и достигает максимальных значений в пиритах, ассоциирующих с кварцем и



1. Коэффициенты парной корреляции ( $r_{xy}$ ) рудообразующих элементов для различных типов пирита месторождения Амантайтау, определение концентраций элементов проведено методом ИНА

Типы пиритов	Число проб в выборке	$r_{xy}$							
		Au-Ag	Au-Se	Au-As	Au-Sb	As-Sb	As-Co	Sb-Se	Sb-Co
Для всех типов пирита	33		-0,31			0,58	0,33		
Массивные «пирититы»	9	-0,56	-0,88				0,59		
Послойная вкрапленность пирита	12			0,68		0,78			0,77
Вкрапленность пирита в милонитах	6		-0,76	-0,94	0,96	-0,86		-0,78	
Вкрапленность пирита в метасоматитах	6	0,87			0,92				

Примечание.  $r_{xy}$  для различных уровней значимости: курсивом для 10%, обычным шрифтом для 5%, жирным — для 1%.

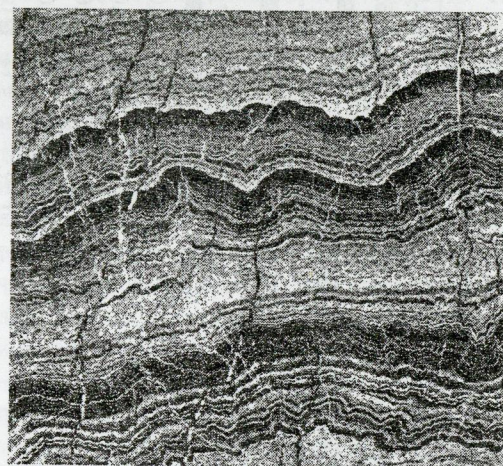
шеелитом в зонах гумбеитовых изменений (III генерация). В пиритовых ритмитах среднее содержание золота 40–60 г/т.

В табл. 2 приведены характеристики корреляционных связей золота и элементов примесей в пиритах Кумторского месторождения. Среди пиритов различаются минералы трех генераций: I — послойная вкрапленность в углеродистых породах; II — послойные пиритовые ритмиты в углеродистых породах; III — пиритовые новообразования в гумбеитах. Для пиритовых ритмитов характерна значимая положительная корреляция золота с мышьяком, сурьмой, селеном и теллуром. В послойных вкрапленных пиритах подобная корреляция не отмечается. В поздних золотоносных пиритах, связанных с гумбеитами, проявлена значимая положительная корреляция серебра с золотом, мышьяком и теллуром.

С эксгальационно-осадочными процессами и диагенезом рудоносных отложений связывается формирование субпослойной арсенопирит-пиритовой вкрапленности на Бакырчикском (Восточный Казахстан) и Кировско-Каменском (Восточное Оренбуржье) рудных полях. Детальные структурно-минералогические исследования рудных образований на этих объектах показывают, что рассланцевание пород и метасоматические изменения наложены на послойную арсенопирит-пиритовую минерализацию. Ее образование, в свою очередь, связано с перекристаллизацией поликомпонентных сульфидных гелей на этапе диагенеза и катагенеза рудоносных осадков. Признаки этого процесса наблюдались нами в рудах Каменского месторождения. В послойных вкрапленных арсенопирит-пиритовых агрегатах содержатся реликтовые формы

«рудного осадка» в виде землистого метаколлоидного агрегата, сложенного мельниковит-пиритом, гидрогетитом, халькозином, ковеллином. На Каменском месторождении углеродисто-терригенно-

а



б

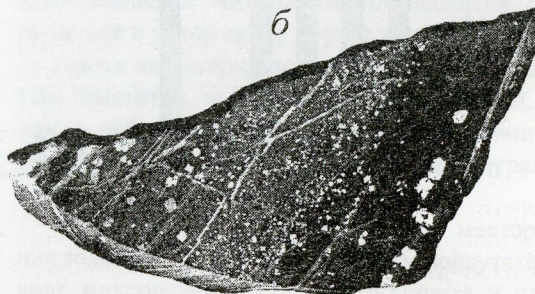


Рис. 3. Полированные штуфы:

а — золотоносные халькопирит-гематит-пиритовые ритмиты месторождения Кумтор; б — послойные вкрапленные золото-арсенопирит-пиритовые руды Каменского месторождения



карбонатные породы с послойной арсенопирит-пиритовой и пиритовой вкрапленностью (см. рис. 3, б) отличаются высокой золотоносностью (рис. 4, а). Это обусловлено высокими концентрациями золота в сингенетических сульфидах — пирите и арсенопирите (см. рис. 4, б). На данном объекте в отличие от других изученных «черносланцевых» месторождений с интенсивным проявлением дислокационного метаморфизма и метасоматоза высокая золотоносность углеродистых пород сочетается с низким

уровнем содержаний золота в углеродистых милонитах и метасоматитах. Максимальная золотоносность присуща песчанистым разностям углеродистых пород (см. рис. 4). Это подтверждается данными структурно-минералогического картирования по опорным разрезам колонкового бурения на Каменском месторождении, где недавно выявленные залежи прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд приурочены к 50–70-метровому горизонту переслаивания углеродистых песчаников и пели-

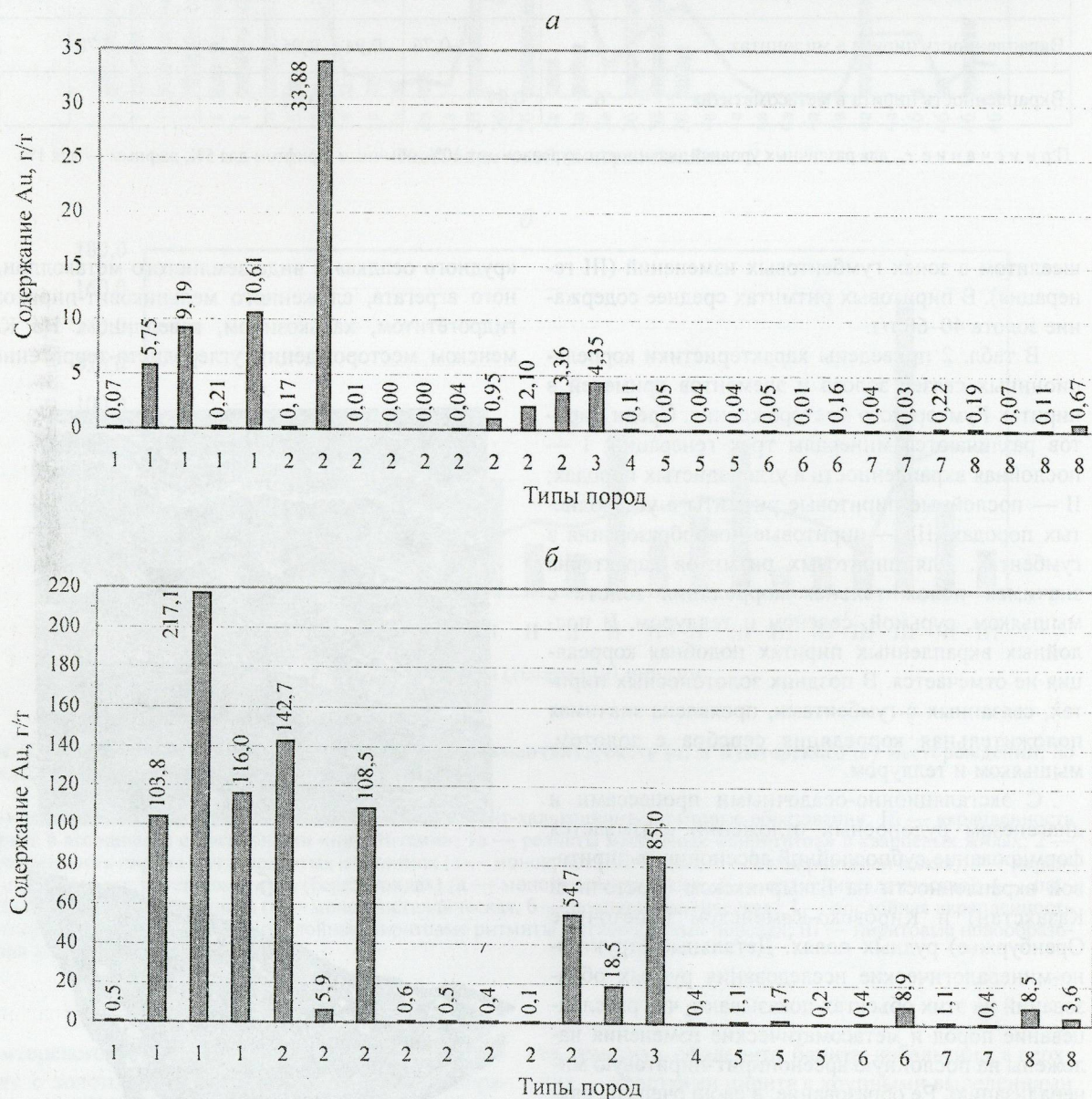


Рис. 4. Золотоносность пород различных типов (а) и пиритовых концентратов (б) Каменского месторождения, Восточное Оренбуржье, по данным масс-спектрометрического анализа, ICP:

1 — углеродистые песчаники и алевропесчаники; 2 — углеродистые алевролиты и сланцы; 3 — углеродистый сидерит; 4 — углеродистый известняк; 5 — углеродистые милониты; 6 — лиственитизированные диориты; 7 — метасоматиты; 8 — кварц-карбонатные жилы







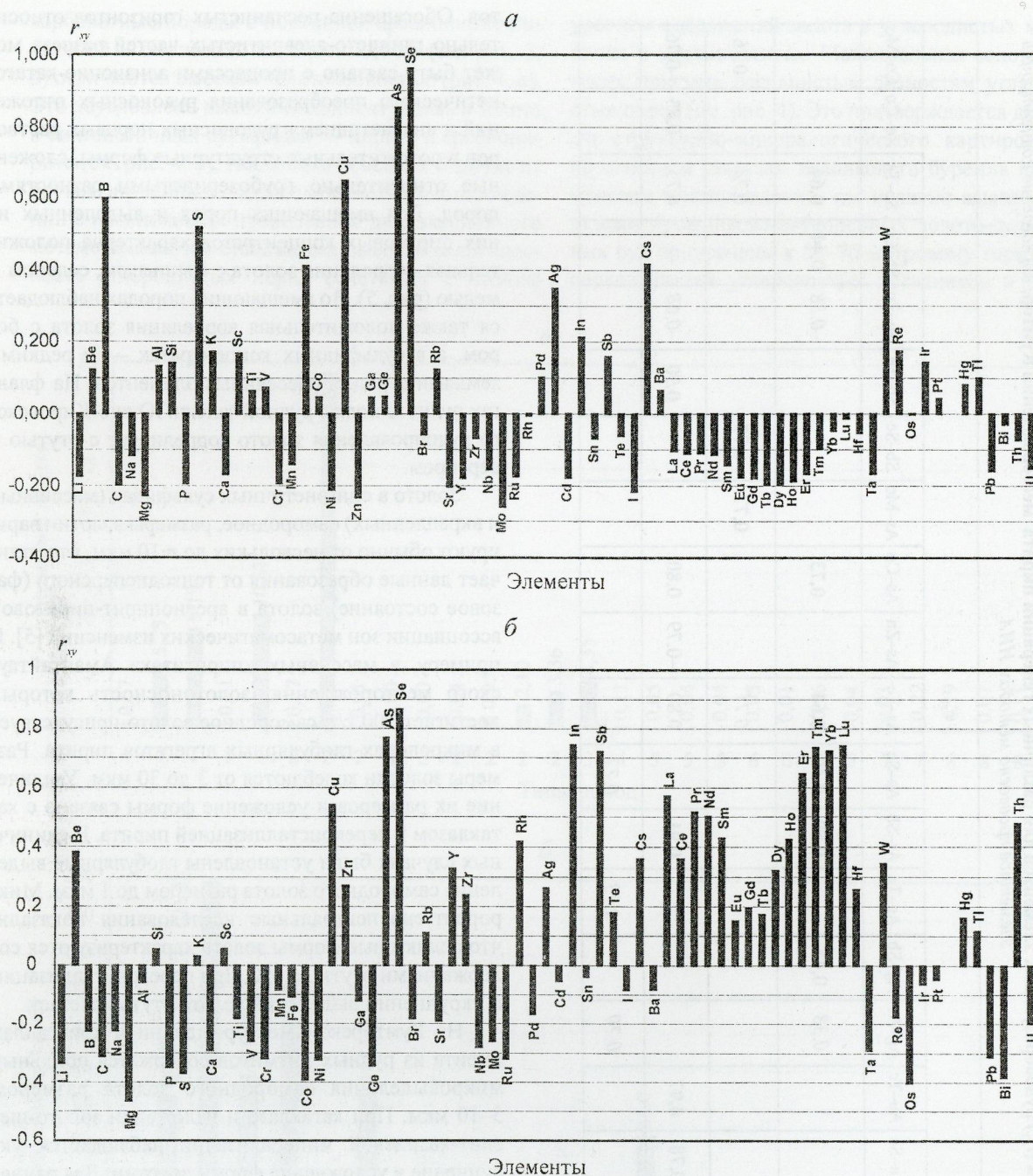


Рис. 5. Корреляция золота и сопутствующих элементов в породах (а) и пиритовых концентратах (б) Каменского месторождения:

число проб 29; критическое значение коэффициентов корреляции для 5%-ного уровня значимости 0,37

они сохраняются в реликтовой форме в условиях малых глубин при слабо проявленном дислокационном метаморфизме и метасоматозе.

Если соотносить фации глубинности золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах с вертикальной зональностью зон дислокационного метаморфизма, то становится оче-

видным, что значительная часть золоторудных объектов «черносланцевого» семейства формируется на различных уровнях мезозоны. Как известно, на ее верхнем уровне преобладают сколово-разрывные структуры, определяющие складчато-блоковое строение рудных полей. С возрастанием глубинности усиливается роль крутопадающих складчато-



сколовых дислокаций с переходом в зоны пластических деформаций. По латерали и на глубину зоны дислокационного метаморфизма характеризуются неоднородным распределением тепловых полей, что отражается в образовании зональных термокупольных структур.

По мере увеличения глубинности погружения осадков и в зависимости от неоднородности тепловых полей наблюдается усиление степени метаморфизма пород с переходом от зеленосланцевой к эпидит-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. В соответствии с этим происходит и изменение структурно-вещественных характеристик руд и в целом морфологии месторождений. Изменения текстур и минерального состава руд, наряду с термобарогеохимическими данными, являются признаками относительной глубинности образования месторождений.

Примером относительно малоглубинных условий преобразования рудоносных осадков и формирования залежей прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд служит Бакырчикское месторождение. Основная рудолокализирующая структура месторождения и рудного поля — зона Кызыловского надвига [2]. Формирование стратиформных залежей вкрапленных руд объясняется элизионно-катагенетическими преобразованиями осадков в усло-

виях незначительных стрессовых нагрузок, вызванных надвиганием северного блока. Отложение богатых вкрапленно-прожилковых руд и золото-сульфидно-кварцевых жил сопряжено с березитоидными изменениями, парагенетически связанными с комплексом даек.

Среднеглубинные обстановки формирования «черносланцевых» месторождений золота могут быть соотнесены с объектами Кызылкумской субпровинции. В Даугызтауском рудном поле [2], являющемся примером «амагматичного» рудного поля, в крутопадающей зоне Даугызтауского разлома, сложенной углеродистыми милонитами и катаклазитами, локализованы залежи золото-сульфидных руд Даугызтауского и комплексных золото-серебро-сульфосольных руд Высоковольного месторождения. Рудоносные отложения бесапанской свиты (O-S<sub>1</sub>), содержащие горизонты, обогащенные сингенетичной вкрапленностью сульфидов, подстилаются рифей-вендской вулканогенно-кремнисто-терригенной толщей. Перекрывающие породы, экранирующие оруденение, представлены нижнедевонскими доломитами и известняками. По геофизическим данным на глубине 3–5 км имеются гранитоидные массивы. Центральная часть рудоносной зоны локализована над провисом кровли глубоко-козалегающего массива. В подэкранной позиции в крутопадающих зонах формируются зональные рудно-метасоматические колонны. Область отложения золото-арсенопирит-пиритовой ассоциации соответствует ореолу распространения серицит-карбонатных метасоматитов. В контурах арсенопирит-пиритовой минерализации (по типу центростремительной зональности) локализованы ореолы позднерудных продуктивных ассоциаций — сфалерит-блеклорудной и серебро-сульфоантимонитовой. Они слагают центральные части залежей прожилково-вкрапленных руд и представлены системами сближенных прожилков и жил. Наложение ртутной минерализации на залежи золото-сульфидных и серебро-сульфосольных руд сопровождается их брекчированием и гидрослюдисто-диккитовыми изменениями. При реакционном замещении ранних парагенезисов образуется широкий спектр «экзотических» минералов, таких как алларгентум, амальгамы серебра и золота, гессит, теллуриды свинца и другие [1].

Примером геологической обстановки локализации золотого оруденения в магматически активных тектонических блоках является Мурунтауское месторождение [2]. Орудение Мурунтауского мегаштокерка, как и других крупных объектов Кызылкумской субпровинции, приурочено к рудоносной части разреза бесапанской свиты, выделяемой в ка-

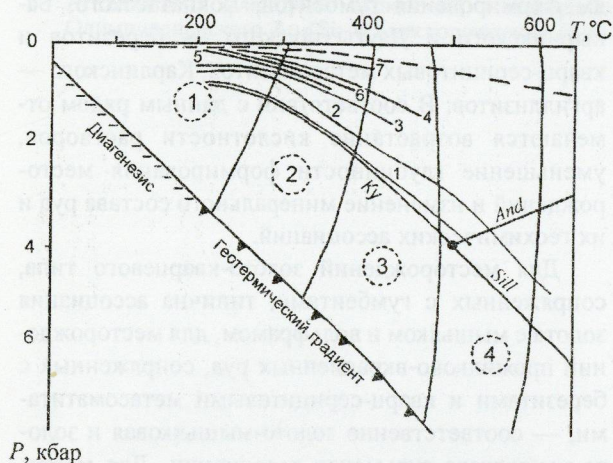


Рис. 6. Параметры рудообразующих флюидов на золоторудных месторождениях в «черносланцевых» комплексах, на диаграмме фаций метаморфизма по А.А. Маракушеву:

цифры в кружках — фации пелитов: 1 — глинистых сланцев, 2 — филлитов, 3 — хлорит-мусковитовых сланцев, 4 — двуслодяных сланцев и гнейсов; тренды термобарометрических параметров рудоносных флюидов: 1 — Сухой Лог, 2 — Олимпиадинское, 3 — Мурунтау, 4 — Бакырчик, 5 — Чоре, 6 — Майское, 7 — Бобриковское; пунктиром дана линия критической температуры водного раствора NaCl с концентрацией от 0 до 20%



честве подслиты — «пестрый» бесапан. Оруденение локализовано в замке и крыльях крупной флексуры, сопряженной с продольными — субширотными и диагональными — северо-восточными разломами.

На месторождении выявлена полистадийная зональность. Основной объем мегаштокверка сложен зонально построенными биотит-полевошпат-кварцевыми метасоматитами. Завершение этапа формирования ранних метасоматитов сопровождалось отложением жильного золото-шеелит-кварцевого минерального комплекса, сопряженного с околожильными калишпат-кварцевыми метасоматитами [8]. С внедрением даек по системам субширотных и северо-восточных разломов связано образование ореолов кварц-альбитовых метасоматитов и зон турмалиновых брекчий. Формирование кварц-альбитовых метасоматитов завершилось отложением второго продуктивного золото-арсенопирит-кварцевого минерального комплекса. В мощных зонах субширотных и северо-восточных разломов южного фланга месторождения отмечается проявление гидрослюдисто-диккитовых изменений и брекчий с серебро-сульфосольно-антимонитовой минерализацией.

В целом Мурунтауский мегаштокверк имеет конусовидную форму с преобладанием пологих структурных элементов на верхних уровнях месторождения и крутопадающих разрывов северо-восточного простирания на нижних. Длительное и многоэтапное формирование мегаштокверка с последовательным усложнением его морфоструктуры тем не менее сохранило черты стратифицированности.

Примерами объектов, сформированных в относительно глубинных обстановках (нижние уровни мезозоны) при преобладающей роли пликтивных структур в локализации золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения, являются месторождения Сухой Лог (Ленский район), Олимпиадинское и Советское (Енисейский край). Месторождения Карлин (Невада), Майское (Чукотка), Кончоч-Скальное (Центральный Таджикистан) — примеры объектов, сформированных в обстановке малых глубин. Они характеризуются совмещением золото-сульфидного оруденения с мышьяково-сурьмяной и ртутной минерализацией в зонах углеродистых брекчий или под экранами надвиговых структур в ореолах аргиллизации, кварц-серицитовых и джаспероидных изменений.

Таким образом, месторождениям «черносланцевого» семейства свойствен достаточно широкий спектр обстановок формирования. Преобразование рудоносных отложений связано с дислокационным

метаморфизмом и метасоматозом, сопряженным с интрузивным магматизмом. Различия структурно-вещественных характеристик месторождений связаны с особенностями геологической обстановки и параметрами рудообразующих флюидов. С этим соотносятся и результаты термобарогеохимических исследований. На рис. 6 в координатах  $P$ – $T$  показаны тренды изменчивости температур и давлений, установленные различными исследователями при изучении флюидных включений в кварцевых жильно-прожилковых образованиях на различных месторождениях «черносланцевого» типа. Для построения использованы результаты собственных исследований и опубликованные данные [4, 6, 10–12]. На диаграмме фаций метаморфизма показаны тренды температур и давлений флюидных включений по следующим месторождениям: Сухой Лог (Ленский район), Олимпиадинское (Енисейский край), Мурунтау (Центральные Кызылкумы), Чоре (Центральный Таджикистан), Майское (Западная Чукотка), Бакырчик (Восточный Казахстан), Бобриковское (Нагольный край), Карлин (Невада). Показано, что изменения давлений и температур коррелируют с изменчивостью минерального состава руд и типами метасоматических изменений вмещающих пород. Так, отложение рудных парагенезисов Мурунтауского месторождения соответствует условиям формирования гумбеитов, Кокпатасского, Бакырчикского и Даугызтауского — березитов и кварц-серицитовых метасоматитов, Карлинского — аргиллизитов. В соответствии с данным рядом отмечаются возрастание кислотности растворов, уменьшение глубинности формирования месторождений и изменение минерального состава руд и их геохимических ассоциаций.

Для месторождений золото-кварцевого типа, сопряженных с гумбеитами, типична ассоциация золота с мышьяком и вольфрамом, для месторождений прожилково-вкрапленных руд, сопряженных с березитами и кварц-серицитовыми метасоматитами, — соответственно золото-мышьяковая и золото-мышьяково-сурьмяная ассоциации. Для месторождений, связанных с аргиллизитами, характерны золото-сурьмяно-ртутная и золото-ртутная ассоциации.

Одним из главных различий месторождений «черносланцевого» семейства является степень золотоносности минеральных ассоциаций. На различных объектах уровень их золотоносности сильно варьирует и в соответствии с этим в общем балансе золота на конкретных объектах могут доминировать различные продуктивные парагенезисы: золото-кварцевый, золото-арсенопирит-пирит-кварцевый, арсенопирит-пиритовый с тонкодис-



персным золотом, золото-полисульфидно-карбонат-кварцевый, золото-серебро-сульфоантимонитовый и др. При общем сходстве минерального состава руд различных объектов формы нахождения золота и степень технологической «упорности» руд могут меняться.

Таким образом, черты сходства золоторудных месторождений в «черносланцевых» комплексах определяются ограниченными комбинациями сингенетических форм золото-сульфидных образований и восстановительными условиями среды рудоотложения. Отличия связаны с проявлениями метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов в различных геологических обстановках, которые определяют формирование широкого спектра рудных образований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифулов Ч.Х., Сандомирская С.М. Продуктивные минеральные ассоциации одного из золоторудных полей Западного Узбекистана // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 143. С. 83–89.
2. Атлас. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений углеродисто-терригенных комплексов / Н.К.Курбанов, Ч.Х.Арифулов, П.Г.Кучеровский и др. – М.: ЦНИГРИ, 1994.
3. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Наука, 1974.
4. Исследования флюидных включений в минералах Олимпиаденского Au-(Sb-W)-месторождения (Енисейский край) / В.Ю.Прокофьев, З.Ю.Афанасьева, Г.Ф.Иванова и др. // Геохимия. 1994. № 7. С. 1012–1029.
5. Методические рекомендации по использованию электрических свойств сульфидных минералов для прогнозирования и поисков месторождений золото-сульфидной и золото-кварцевой формаций в углеродисто-терригенных толщах / П.С.Ревякин, Ч.Х.Арифулов, Э.А.Ревакина и др. – М.: ЦНИГРИ, 1987.
6. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения терригенных комплексов / Н.К.Курбанов, Ч.Х.Арифулов, В.А.Ехиванов и др. // Руды и металлы. 1992. Спецвыпуск. С. 54–61.
7. Прогнозирование и поиски месторождений золота / В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов, М.М.Константинов и др. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
8. Структурные критерии прогнозирования вкрапленно-прожилкового оруденения на рудных полях Средней Азии / Ч.Х.Арифулов, Д.Г.Ажгирей, С.А.Светлов и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 173. С. 5–12.
9. Феоктистов В.П., Иогансон А.К., Неклюдов А.Г. Осадочные бассейны России. Вып. 3. Металлогения осадочных бассейнов. – С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1997.
10. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. – Киев: Наук. думка, 1983.
11. Kuehn C.A. & Rose A.W. Geology and Geohimistry of Wall-Rock Alteration at the Carlin Gold Deposit, Nevada // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. № 7. P. 1697–1721.
12. Tooker E.W. Discussion of the Disseminated-Gold-Ore Occurrence Model // U.S. Survery Bul. 1985. Vol. 1646. P. 107–150.



УДК 553.411.06:551.242.3

© А.М.Гаврилов, Ю.И.Новожилов, 2005

## ТИПЫ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

**А.М.Гаврилов, Ю.И.Новожилов (ЦНИГРИ МПР России)**

*Рассмотрены типы преимущественно крупных золото-сульфидных месторождений в углеродсодержащих терригенных и терригенно-карбонатных толщах в разных районах мира. Выделено пять основных типов месторождений, отличающихся геологическими обстановками формирования и особенностями вещественного состава руд, в том числе формами нахождения золота в сульфидах. Приводятся минералого-геохимические характеристики разнотипного золото-сульфидного оруденения, а также представления о его генезисе. Показано, что месторождения генетически неоднородны и относятся к разным рудным формациям и субформациям.*

Объектами предлагаемой типизации выбраны широко распространенные в миогeosинклиналях промышленные золото-сульфидные месторождения, представленные минерализованными зонами и залежами с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной и золото-кварц-сульфидной минерализацией в углеродсодержащих терригенных и терригенно-карбонатных толщах. Эти месторождения выделены в самостоятельную геолого-экономическую группу и интенсивно изучаются с середины 60-х годов прошлого столетия после открытия ряда крупных объектов на территории СССР и США.

В формационном отношении данные месторождения неоднородны; среди них присутствуют различные типы, принадлежащие к разным рудным формациям и субформациям. Конкретная рудно-формационная принадлежность месторождений дискуссионна и нами не рассматривается. В геологической литературе нередко все месторождения, в которых доминирующая часть золота находится в сульфидах, относят к единой золото-сульфидной формации без учета геологических обстановок их формирования и особенностей вещественного состава руд, что противоречит общепринятому представлению о рудных формациях.

Предлагаемая авторами типизация золото-сульфидных месторождений основана на анализе обширного опубликованного материала по этой тематике. Использованы результаты научно-исследовательских работ большого коллектива геологов и других специалистов ЦНИГРИ, полученные в различных золотоносных провинциях на территории бывшего СССР, а также собственных многолетних исследований на основных промышленных объек-

тах этой группы. При характеристике выделяемых типов основное внимание уделялось минералого-геохимическим особенностям, которые обычно недостаточно учитываются в рудно-формационном анализе. Авторы надеются, что приведенная в работе информация окажется полезной при разработке рациональных формационных систематик, построении геолого-генетических моделей этих весьма перспективных месторождений, а также будет способствовать совершенствованию их поисково-оценочных критериев.

*Золото-сульфидный мышьяковистый тип* наиболее распространен на территории бывшего СССР и известен в литературе как «бакырчикский», по названию очень крупного и ранее других идентифицированного эталонного месторождения Бакырчик в Восточном Казахстане.

Месторождения этого типа образуются преимущественно в позднеорогенные стадии развития складчатых областей в наложенных на региональную складчатость зонах складчато-разрывных деформаций в терригенных толщах разной формационной принадлежности от рифейского до мелового возраста. Почти постоянно наблюдается пространственно-временная связь этих месторождений с комплексом малых интрузий «пестрого» состава. Для всех месторождений характерна доминирующая роль раннего тонкодисперсного и субмикроскопического золота, связанного с основными рудными минералами: мышьяковистым пиритом и особенно тонкоиглольчатый арсенипиритом, индикаторным минералом этого типа [9]. Очень характерно также проявление более позднего антимонита (и бертьерита), распространенного весьма нерав-



номерно и на многих месторождениях образующего значительные, в том числе промышленные на сурьму концентрации. На некоторых месторождениях в составе поздней минерализации наряду с антимонитом отмечаются в заметных и даже в значительных количествах киноварь, шеелит, самородный мышьяк, реальгар и аурипигмент (Ключюс, Майское, Канчоч, Лухуми). Наиболее продуктивной на золото является ранняя сульфидная минерализация. Поздняя, бертьерит-антимонитовая, ассоциация не всегда золотоносна даже в пределах одного месторождения, что связано, вероятно, с перетолжением раннего «сульфидного» золота поздними растворами [8]. Золото-сульфидная минерализация обычно сопровождается проявлениями жильного, чаще всего дорудного метаморфогенного кварца, в большинстве случаев незолотоносного или слабозолотоносного. Однако в ряде месторождений продуктивность жильного кварца становится сопоставимой с вкрапленной сульфидной минерализацией или даже более высокой (Нежданинское, Васильевское, Амантайтау). Для месторождений данного типа характерно отсутствие ясно выраженной вертикальной минеральной зональности даже при большом вертикальном размахе оруденения (до 1,5 км). В случае более интенсивного развития поздней сурьмяной минерализации часто отмечается ее наибольшее распространение в верхних горизонтах месторождения и затухание с глубиной, что может быть использовано для установления уровня эрозийного среза месторождений.

Руды рассматриваемого типа имеют резко выраженную золото-мышьяковую и золото-мышьяк-сурьмяную специализацию и характеризуются чаще всего незначительным содержанием серебра. Из других, представляющих практический интерес рудных элементов, можно отметить вольфрам и ртуть, присутствующие в рудах соответственно в виде шеелита и киновари. На всех объектах устанавливается корреляционная связь золота с мышьяком. Вследствие тонкодисперсного характера золота, связанного с мышьяковистыми сульфидами, малых размеров (десятые и сотые доли миллиметра) преобладающей части золотоносных сульфидных выделений и присутствия сорбционно-активного углеродистого вещества (керита) сульфидные руды по технологическим свойствам относятся к весьма упорным. Высокое содержание в золотоносных сульфидных концентратах мышьяка (>2%) не позволяет проводить их переработку на заводах цветной металлургии и требует применения специальных промышленных технологий.

Генезис этих месторождений, в том числе источники рудного вещества, остается дискуссион-

ным. Нередко для месторождений с принципиально одинаковым составом руд, но сформированных в различных геологических обстановках, предлагаются совершенно различные генетические модели рудообразования [7]. По данным изотопных исследований сульфидная сера месторождений имеет средний состав, близкий к метеоритному стандарту, и существенно отличается от серы пирита вмещающих пород, что может свидетельствовать о глубинном, вероятно, мантийном источнике рудообразующих флюидов. Такое представление хорошо согласуется с почти постоянно отмечаемой приуроченностью этих месторождений к магматическим породам сложно дифференцированного комплекса малых интрузий «пестрого» состава (обычно включающего лампрофиры и диоритовые порфириты), контролирующихся зонами глубинных разломов, а также с удивительным постоянством состава и текстур руд в месторождениях разного возраста и различных регионов.

*Золото-сульфидно-серебряный тип* месторождений по условиям их формирования и вещественному составу руд близок к предыдущему типу. Месторождения этих типов связаны фациальными переходами, наблюдающимися на отдельных рудных полях [3]. Месторождения золото-сульфидно-серебряного типа имеют ограниченное распространение. Они известны главным образом в Центрально-Кызылкумской золотоносной провинции Южного Тянь-Шаня, где выделены А.Е. Антоновым в самостоятельный формационный тип золото-серебряных месторождений в миогеосинклинальных терригенных комплексах [1]. В локализации золото-серебряных месторождений важная роль принадлежит структурному контролю. По мнению ряда исследователей, их формирование во многом определяется также влиянием экранирующей поверхности перекрывающих карбонатных толщ.

Рудные зоны характеризуются более интенсивным, чем в месторождениях предыдущего типа, жильно-прожилковым окварцеванием с дорудными стержневыми кварцевыми жилами и линзовидными телами, в которых сосредоточена более богатая серебряная минерализация. По относительной ценности основных промышленных компонентов руды являются золото-серебряными или золотосодержащими серебряными с резким преобладанием серебра. Основные концентрации золота, как и в месторождениях золото-сульфидного мышьяковистого типа, связаны с ранней прожилково-вкрапленной арсенопирит-пиритовой минерализацией с доминирующим развитием пирита, которая накладывается на дорудные кварцевые жилы и прожилки, но локализуется преимущественно в контактирующих с



ними измененных вмещающих породах. Серебро отлагается в более позднюю стадию вместе с кварцем поздней генерации и карбонатами в виде серебряных и серебросодержащих минералов (таблица). Специфическая геохимическая особенность золото-серебряной минерализации — повышенная теллури- и селеноносность. Преимущественно тонкодисперсный характер золота, связанного с сульфидами, а также разнообразие форм нахождения серебра обуславливают упорный характер комплексных золото-серебряных руд как в отношении золота, так и серебра. По запасам золота эти месторождения относятся к мелким объектам и представляют интерес главным образом в качестве нового весьма перспективного источника серебра. Существуют, по-видимому, возможности обнаружения подобных месторождений и в других золотоносных провинциях миогеосинклинального типа, в которых известны проявления золото-сульфидно-мышьяковистого типа.

*Золото-пиритовый мышьяковистый тип*, известный как «карлинский», объединяет месторождения с пологими стратиформными залежами малосульфидных прожилково-вкрапленных руд в терригенно-карбонатных толщах. Месторождения данного типа известны в основном в Невадской провинции на западе США. В последнее время они обнаружены также в Юго-Восточном Китае, где приурочены к активизированным перикратонным областям и размещаются преимущественно среди миогеосинклинальных палеозойских отложений. Месторождения локализованы в пределах карбонатно-терригенных автохтонов крупных надвиговых зон [10]. Первичные руды месторождений представлены преимущественно слабо измененными породами (мергелями, углисто-глинистыми известковистыми алевролитами) с бедной тонкой вкрапленностью сульфидов, главным образом мышьяковистого пирита. Вследствие неконтрастных изменений вмещающих пород во многих случаях руды макроскопически мало отличаются от неизменных окружающих пород. Значительно менее распространены другие разновидности руд: кремнистые (джаспероидные) пиритовые (содержание пирита более 3–10%), углеродистые и мышьяковистые с реальгаром (содержанием мышьяка 0,5–10%). Золото в рудах тонкодисперсное и субмикроскопическое. В первичных рудах месторождений Карлин и Кортес (США) специальными исследованиями установлена связь подавляющей части золота с мышьяковистым пиритом, содержащим также повышенные концентрации сурьмы и ртути [13]. Наряду со «связанным» сульфидным золотом присутствует свободное рассеянное дисперсное зо-

лото, ассоциированное с глинистыми минералами и битуминозным углеродистым веществом. Золоторудная минерализация имеет выдержанный характер и прослеживается на глубину без проявления зональной изменчивости состава. В геохимических полях эта минерализация проявляется в виде комплексных ореолов рассеяния золота, мышьяка, ртути и сурьмы, а нередко также и вольфрама, что очень сближает минерализацию данных месторождений с отложениями многих горячих минеральных источников в этих районах.

Из приведенных данных нетрудно видеть большое сходство минерализации «карлинского» типа с золото-сульфидно-мышьяковистым. Главное отличие «карлинских» руд — существенно пиритовый состав рудной минерализации и широкое распространение более позднего реальгара, не характерного для золото-сульфидно-мышьяковистого типа. Специфичны и геологические условия их формирования. Ранее месторождения «карлинского» типа считались близповерхностными, но в последнее время в связи с появлением новых данных по термобарогеохимии и изотопной геохимии они рассматриваются как относительно глубинные, отдаленно магматические гидротермальные с глубинным источником основных рудогенных элементов — золота, мышьяка, сурьмы и ртути. Формирование этих месторождений связывается с процессами смешения ювенильных рудоносных флюидов с нагретыми вадозными водами в длительно функционировавших палеогидрогеологических системах [11, 12]. Сульфидная сера в рудах имеет, по-видимому, местный источник, так как не отличается по изотопному составу от серы пирита вмещающих пород. Подобные месторождения на территории бывшего СССР достоверно пока не установлены, хотя благоприятные для их обнаружения геологические обстановки имеются в различных районах.

*Золото-полевошпат-карбонат-пиритовый безмышьяковистый тип* месторождений существенно отличается по вещественному составу от вышеописанных и характеризуется ограниченным распространением. Известно пока единственное, но крупное эксплуатируемое месторождение Кумтор в Среднем Тянь-Шане, приуроченное к мощной протяженной зоне смятия, рассланцевания и дробления, занимающей продольное положение по отношению к основной складчатой структуре района [6]. Золотое оруденение локализовано в зонах вкрапленно-прожилковой и штокверковой кварц-карбонат-полевошпат-пиритовой минерализации среди контрастно измененных углеродсодержащих филлитовидных сланцев, подвергшихся резкому осветлению. Богатые рудные участки в пределах рудных зон ус-



танавливаются визуально по развитию густой сети прожилков, сложенных полевыми шпатами (альбитом и калишпатом), кварцем, карбонатом и пиритом, присутствию жилообразных карбонат-пиритовых тел и пиритизированных внутрирудных брекчий с полевошпат-карбонат-пиритовым цементом, которые наиболее золотосны. Главным и наиболее характерным отличием минерализации данного типа является ее безмышьяковистость, практическое отсутствие примеси мышьяка в основном рудном минерале — пирите, а также в геохимических ореолах.

По данным Г.В.Ломакиной (1983), в составе руд выделяются три последовательно образовавшиеся сходные по составу карбонат-пиритовые продуктивные минеральные ассоциации (см. таблицу). Ранняя ассоциация распространена в рудных телах наиболее широко, участки ее развития определяют положение бедных и рядовых руд, но продуктивность ее в целом невысокая. Золото этой ассоциации микроскопическое, высокопробное, встречается иногда в микропарагенезисе с кобальтином. Вторая, более продуктивная ассоциация, уступает по распространенности ранней. Золото в ней микроскопическое, высокопробное, нередко в микропарагенезисах с тетрадимитом, висмутином и теллуридами золота. Третья, пирит-кальцитовая высокопродуктивная ассоциация, проявляется локально, в том числе слагает самостоятельные жилообразные кальцитовые тела с бурундучными полосчатыми карбонат-пиритовыми рудами. Золото этой ассоциации субмикроскопическое, ассоциированное с пиритом, что обуславливает упорный характер руд. В соответствии с представлениями Н.П.Варгуниной (1987), в размещении рудообразующих минеральных ассоциаций проявляется прямая вертикальная и латеральная зональность. Снизу вверх и от периферии рудных тел к центральным осевым частям происходит смена преимущественного развития ранних минеральных ассоциаций более поздними с разобщением максимумов концентраций разностадийных образований. Руды во многих участках комплексные золото-вольфрамовые (шеелитовые), золото обычно преобладает над серебром. Изотопный состав серы пиритов рудных зон соответствует метеоритному стандарту (см. таблицу) и значительно отличается от пирита вмещающей толщи. Это может указывать на глубинный, возможно, мантийный источник рудообразующих флюидов, формировавшихся, вероятно, в связи со щелочными магмами.

*Золото-кварц-сульфидный тип* месторождений характеризуется постоянным присутствием в рудах кварца в виде совместных с сульфидами прожилков, гнездообразных и вкрапленных выделений, а

также малосульфидных кварцевых жил, не имеющих самостоятельного значения. Промышленные объекты данного типа, в том числе крупнейшее месторождение Сухой Лог, известны в Ленском золотосном районе Восточной Сибири в пределах Бодайбинского синклинория, представляющего область байкальской складчатости с миогеосинклинальным типом развития. Основные особенности геологического строения и состав руд этих месторождений освещены в многочисленных публикациях и хорошо известны под названием «сухоложского» геолого-промышленного типа. Минерализованные рудные зоны месторождений приурочены к сжатым опрокинутым антиклинальным складкам, осложняющим более крупные пологие синклинальные структуры внутренних частей синклинория, и располагаются согласно или субсогласно основным элементам складчатости [2]. Руды характеризуются довольно низкими и устойчивыми содержаниями золота в плито- и линзообразных рудных телах с постепенным нарастанием содержаний по направлению к центральным частям и снижением на флангах и глубину. Золоторудная минерализация отличается относительно простым макроминеральным составом (среди рудных микропарагенезисов специальными исследованиями установлены минералы платины и многие другие минералы [10]), связью золота не только с сульфидами, но и с кварцем, образующим совместные с сульфидами прожилки и оторочки вокруг сульфидных вкрапленных и гнездообразных скоплений. К наиболее золотосным образованиям в рудных зонах относятся кварц-сульфидные прожилки прямолинейной и извилистой форм, а также интенсивно сульфидизированные будины более жестких алевролитов в углеродсодержащих филлитах. Выделения сульфидов относительно крупнозернистые от десятых долей миллиметра до 1–2 см в поперечнике. Наиболее распространенный из сульфидов пирит имеет неоднородное зональное строение. Внутренняя ситовидная часть характеризуется повышенными содержаниями мышьяка от первых десятых долей до 1,5%. Внешняя перекристаллизованная компактная оболочка отличается весьма низким содержанием мышьяка (<0,01%) и повышенными — кобальта и никеля.

Установление последовательности рудообразования и выделение рудообразующих минеральных ассоциаций является сложной задачей из-за однообразия состава разновозрастных парагенезисов, слабого распространения текстур пересечения при существенно метасоматическом минералообразовании и широко проявленного многократного внутрирудного метаморфизма. С известной долей ус-



Минералого-геохимические особенности основных типов золото-сульфидных месторождений в многоосинклинальных областях

Характеристики оруденения	Золото-сульфидный мышьяковистый	Золото-сульфидно-серебряный	Золото-пиритовый мышьяковистый	Золото-полевшпат-карбонат-пиритовый безмышьяковистый	Золото-кварц-сульфидный
Структурно-морфологические особенности	Пологие и крутопадающие минерализованные зоны рассланцевания и смятия, секущие слоистость, субсогласные со складчатостью пологие залежи под литологическими экранами в структурах, наложенных на региональную складчатость	Аналогичные с золото-сульфидным мышьяковистым типом	Стратиформные пологие залежи в литологически благоприятных горизонтах	Секущие слоистость минерализованные зоны смятия и дробления, продольные по отношению к складчатости	Минерализованные зоны рассланцевания и смятия синккладчатого (позднескладчатого) заложения, согласные складчатости линзовидные залежи
Вещественно-морфологические проявления золотоносной минерализации	Прожилково-вкрапленная золотоносная сульфидная минерализация, иногда в сочетании с золотоносными кварцевыми жилами	Сочетание ранней прожилково-вкрапленной золотоносной сульфидной минерализации с поздней вкрапленно-прожилковой сульфидно-серебряной, тяготеющей к кварцевым жилам и прожилкам	Тонковкрапленная пиритовая минерализация (преимущественно бедная)	Кварц-полевшпат-карбонатные прожилки с пиритом, пиритизированные внутрирудные брекчии и жилы карбонат-пиритовые тела, прожилково-вкрапленные и пятнистые скопления пирита в измененных породах	Кварц-сульфидные прожилки, сульфидизированные будины более жестких пород в сочетании с сульфидной вкрапленностью и непостоянно золотоносными кварцевыми жилами
Околорудные изменения вмещающих пород	Кварц-серicitовые, кварц-карбонат-серicitовые; проявлены часто не контрастно	Кварц-карбонат-серicitовые, альбитизация, аргиллизация, окварцевание	Декарбонатизация, окварцевание (дваспероидизация), аргиллизация; обычно неигнорируемые	Карбонат-серicitовые, кварц-карбонат-альбитовые; контрастные	Серicitизация, карбонатизация, окварцевание; проявлены не контрастно
Среднее содержание сульфидов в рудах, %	2-7	1-5	1-3	10-15	3-5
Уровень содержания золота в основных рудных минералах, г/т	Арсенопирит — $n \cdot 10^{-10^2}$ ; пирит — $n \cdot 10$ ; антимонит — $0,0n-n$	Пирит — 15-20; арсенопирит от 15-20 до 120	Пирит — $n \cdot 10^2$	Пирит — $n-n \cdot 10^2$	Пирит — $n-n \cdot 10^2$ ; арсенопирит — $n-n \cdot 10$
Продуктивные минеральные ассоциации (основные продуктивные на золото выделены жирным шрифтом)	1. Пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом. 2. Кварц-бертьерит-антимонитовая, непостоянно золотоносная с более крупным золотом	1. Арсенопирит-пиритовая с тонкодисперсным золотом. 2. Серебро-сульфидно-полиметаллическая и серебро-сульфосольная. 3. Золото-гесситовая (может отсутствовать)	1. Пиритовая с тонкодисперсным золотом. 2. Поздних сульфидов (реальгар, антимонит, киноварь и сульфосоли таллия)	1. Золото-анкерит-доломит-пиритовая (с микроскопическим золотом). 2. Золото-доломит-пиритовая (с микроскопическим золотом). 3. Золото-кальцит-пиритовая (с субмикроскопическим золотом)	1. Золото-пиритовая. 2. Золото-сульфидно-полиметаллическая



Особенности на- хождения золота в рудах	Преимущественно тонкодисперс- ное и субмикроскопическое в наи- более распространенных ранних сульфидах с подчиненной ролью более крупного золота поздних генераций	Аналогичное предыдущему типу при более низкой кон- центрации золота в сульфид- ных	В основном субмикроско- пическое в пирите, частич- но также рассеянное в ми- нерализованной породе в ассоциации с глинистыми минералами и битуминоз- ным веществом	Преимущественно микро- скопическое в пирите, зна- чительное (25–30%) рас- пространение субмикро- скопического золота в пи- рите поздней генерации	Преобладает микроскопи- ческое золото, локализо- ванное преимущественно в сульфидах, частично более крупное в карбонатно- кварцевых жилах
Типоморфные рудные минералы	Тонкоиглычатый арсенопирит, мышьяковистый ритмично- зональный, тонко- и мелкокри- сталлический пирит, антимонит и бертьерит	Мышьяковистый зональный пирит; арсенопирит относи- тельно крупный, изометрич- ной и короткостолбчатой форм; сербросодержащие и серебряные минералы (тет- раэдрит, галенит, сфалерит, фрейбергит, акантит, суль- фосалимонит серебра и др.)	Пирит тонкокристалличе- ский и фрамбоидальный, мышьяковистый тонкозо- нальный; реальгар, анtimo- нит, кинноварь, сульфосоли- талия (в том числе в по- слерудных кальцитовых и про- баритовых жилах и про- жилках)	Пирит золотоносный, без- мышьяковистый, незональ- ный, мелко- тонкокристал- лический; тематит, шеселит	Пирит мышьяксодержа- щий (до 1,5% As), неоднородно- зональный, средне- крупнозернистый; арсено- пирит разнотипный, изометрич- ной и коротко- столбчатой форм (может отсутствовать)
Геохимические ти- пы руд (в числите- льные и коррелиро- ванные с золотом элементы (в знаме- натель)	Au, As, Sb (Ag, W, Hg) As (Sb)	Au, Ag, As (Sb, W, Hg, Se, Te) As	Au, As, Hg (Sb, Tl, W) As (Hg)	Au, W —	Au, As —
Изотопный состав серы сульфидов из рудных зон	В среднем близок к метеоритному стандарту при колебаниях $\delta^{34}\text{S}$ от –10 до +11‰; существенно отли- чается от серы пирита вмещающих пород	Близок к метеоритному стандарту (данные ограни- чены)	$\delta^{34}\text{S}$ от +4,2 до +16,6‰, соответствует составу серы пирита вмещающих пород	>1–5	2–4 В пирите из кварц-пиритовых прожилков $\delta^{34}\text{S}$ от +6,0 до +11,5‰ существенно отличается от пирита вмещающих пород
Технологические типы руд	Весьма упорные, требуют перера- ботки на предприятиях, не- редко комплексные с Sb, W, ино- гда также с Hg и As (реальгар); на некоторых месторождениях в со- четании с легкообогатимыми зо- лото-кварцевыми рудами	Весьма упорные, комплекс- ные золото-серебряные, иногда с W	Весьма упорные, однако возможна переработка пи- ритовых концентратов на заводах цветной металлур- гии	Упорные (доля связанного золота до 25%), безмышья- ковистые с вольфрамом, возможна переработка на заводах цветной металлур- гии	Неупорные, золото извле- кается цианированием и гравитацией
Распространен- ность и промыш- ленное значение	Наиболее широко распространены на территории стран СНГ, в том числе крупные и очень крупные объекты, важнейший новый пер- спективный источник сырьевой базы золота России и ряда других стран СНГ	Ограниченная; преимуще- ственно мелкие на золото объекты; новый, еще не освоенный промышленный тип золото-серебряных ме- сторождений	На территории стран СНГ не установлены. Объекты разного промышленного значения, в том числе круп- ные	Ограниченная, известен единственный крупный эксплуатируемый объект	Объекты промышленного значения, в том числе один очень крупный, известны в Ленском районе; весьма перспективный промыш- ленный тип на территории России
Примеры место- рождений	Бакырчик (Казахстан), Майское, Нежданское, Олимпиадинское, Удербинское, Кочнок (Россия), Кокпатаг, Даугызгауское (Узбеки- стан), Чоре (Гаджикитан)	Высоковольтное, Космана- чи, Ожкетпес (Узбекистан)	Карлин, Кортез и др. в США, ряд месторождений в Юго-Восточном Китае	Кумтор (Киргизстан)	Сухой Лог, Вернинское, Голед Высочайший (Рос- сия)



ловности различаются две продуктивные ассоциации. Ранняя золото-пиритовая ассоциация представлена вкрапленниками мышьяковистого сидерита и кварц-сульфидными прожилками с тонкодисперсным (5–10 мкм) высокопробным (~910‰) золотом, обнаруживающим признаки перекристаллизации изначально более низкопробного, по-видимому, сингенетического золота. Во внешних компактных оболочках зонального пирита эта генерация золота отсутствует. Продуктивность ранней ассоциации оценивается большинством исследователей как второстепенная.

Основное золото более низкой пробы (в среднем 860‰) выделилось позднее в составе поздней продуктивной золото-сульфидно-полиметаллической ассоциации. Для него характерны в целом более крупные выделения (сотые и первые десятки доли миллиметра), неправильные формы, приуроченность к микротрещинам, межзерновым промежуткам, контактовым поверхностям сульфидов с жильными минералами. Частично такое золото локализуется в самих жильных минералах, кварце и карбонатах. Позднее золото встречается в обеих генерациях пирита и часто в микропарагенезисе с другими рудными минералами — пирротинном, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, иногда весьма тонкокристаллическим арсенопиритом. Нередко устанавливается частичная перекристаллизация этого золота с образованием более высокопробных каемок. Указанные особенности золота, преимущественное развитие относительно крупных золотин поздней генерации и метаморфизм раннего тонкодисперсного золота обуславливают его легкую извлекаемость при цианировании, что не характерно для других типов золото-сульфидных месторождений. Ярко выраженная мышьяковая специализация золоторудной минерализации при отсутствии корреляционных связей между золотом и мышьяком хорошо объясняется присутствием мышьяка в ядерных слабозолотоносных частях рудного пирита и практически полным его отсутствием во внешних высокозолотоносных оболочках. В этом отношении золото-кварц-сульфидный тип близок к широко распространенному в терригенных толщах золото-кварцевому малосульфидному типу с доминирующей ролью позднего золота, наложенного на ранние сульфиды.

Для месторождений золото-кварц-сульфидного типа характерны невысокая в целом золотоносность оруденелых зон, простой состав золоторудной минерализации, во многом корреспондирующий с литологическими особенностями среды, отсутствие ярко выраженной минеральной зональности при большой протяженности оруденения по

простираению и на глубину, а также синскладчатый (позднескладчатый) характер рудовмещающих структур. Эти особенности, а также закономерное размещение минерализации относительно региональной метаморфической зональности, неопределенность возрастных соотношений оруденения с проявлениями гранитоидного магматизма позволяют считать данные месторождения метаморфогенно-гидротермальными, связанными с проявлением зонального высокоградиентного регионального метаморфизма [2, 5].

Изучение изотопного состава серы пиритов из рудных зон и вмещающих пород месторождения Сухой Лог показало однородность состава серы рудных пиритов из кварц-пиритовых прожилков при относительной обогащенности тяжелым изотопом по сравнению с метеоритным стандартом (см. таблицу). Пирит вмещающих пород в отличие от «рудного» характеризуется большим разбросом значений изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S} > 26,5\text{‰}$ ), что типично для серы осадочно-биогенного происхождения. По мнению некоторых исследователей, эти данные указывают на гомогенный глубинный коровый источник серы рудообразующих растворов, вероятно, имеющий ассимиляционную природу, связанную с гранитизацией вмещающих толщ [4]. Рассматриваемый тип месторождений весьма перспективен из-за больших масштабов минерализации и благоприятных технологических свойств руд. Выявление новых промышленных объектов этого типа наиболее вероятно в областях развития древней складчатости, прежде всего в соседних районах Восточной Сибири со сходными геологическими условиями.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Е., Вельдяев Е.Ф., Кабо А.Е. Важнейшие факторы контроля золото-серебряного и серебряного оруденения в терригенных комплексах мегасинклиналей // Факторы и критерии прогнозирования месторождений благородных и редких металлов Средней Азии. Ташкент, 1990. С. 4–9.
2. Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
3. Гурейкин Н.Я., Арифулов Ч.Х. Зональность золото-сульфидного оруденения, локализуемого в терригенной толще, и выбор наиболее эффективного направления геолого-разведочных работ. // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 92–98.
4. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности / Н.М. Заири, С.Д. Шер, В.П. Стрижев и др. // Советская геология. 1987. № 1. С. 90–98.
5. Коновалов И.В. Условия образования золоторудной метаморфогенной минерализации. Восточная Сибирь. — Новосибирск: Наука, 1985.
6. Курбанов Н.К., Дзялошинский В.Г. Особенности усло-



- вий локализации золотого оруденения в терригенных комплексах Срединного Тянь-Шаня // Тр. ЦНИГРИ. 1986. Вып. 212. С. 3–14.
7. Курбанов Н.К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 3–14.
  8. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Внутриминерализационное переотложение вещества в месторождениях вкрапленных руд // ДАН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1450–1454.
  9. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. — М.: ЦНИГРИ, 1999.
  10. *Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология рудных месторождений 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.*
  11. *Berger B.R. and Bagby W.C. The geology and origin of Carlin-type gold deposit Gold metallogeny and Exploration. Blackie Glasgow and London, 1991.*
  12. *Radtke A.S., Rye R.O. and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada // Econ. Geol. 1981. Vol. 75. № 5.*
  13. *Wells J.D. and Mullens T.E. Gold-bearing arsenian pyrite by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mines, Nevada // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. № 2.*





УДК 553.411 (571.5)

© С.С.Двуреченская, С.Г.Кряжев, 2005

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАБОРНОЕ, ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

С.С.Двуреченская, С.Г.Кряжев (ЦНИГРИ МПР России)

*Золоторудная минерализация месторождения Таборное связана с продуктами калиевого метасоматоза в монотонной толще нижнепротерозойских песчаников и мезозойских даек сиенит-порфиров. Промышленные руды в зонах повышенной трещиноватости метасоматитов обусловлены преимущественно развитием ранней золото-пирит-кварцевой вкрапленно-прожилковой минерализации и в меньшей степени — образованием золото-сульфидно-кварцевой ассоциации. В приповерхностной части серия крутопадающих рудных тел переходит в мощную субгоризонтальную залежь. На месторождении проявлена мощная зона гипергенеза с богатыми окисленными рудами. Основная доля золота представлена микронными частицами, реже отдельными зернами размером до 0,4 мм. К элементам-индикаторам оруденения относятся Au, Ag, As, V, Pb, Mo. По минеральному составу руд и оклорудных метасоматитов месторождение сопоставимо с объектами Куранахского рудного поля Центрального Алдана, по спектру элементов-индикаторов оруденения — с урановыми месторождениями Эльконского горста.*

**Геолого-структурная позиция.** Южно-Угуйский рудный район расположен на стыке Угуйского грабена, выполненного нижнепротерозойскими терригенно-осадочными породами, и фундамента, сложенного архейскими гранито-гнейсами. С запада район ограничен субмеридиональной зоной Токкинского долгоживущего разлома, с востока — Чоруудинской зоной разломов. Южная граница проводится по Южно-Угуйскому поддвигу, северная совпадает с границами Богодиктинского необлока [11].

Удаленность района от основных горнодобывающих центров Южной Якутии определяет относительно невысокую степень его геологической изученности. Сведения о геологии района отражены в ряде статей [1, 7, 10–12].

Месторождение Таборное находится в субширотной Южно-Угуйской золотоносной зоне, проходящей вдоль южного борта Угуйского грабена (рис. 1). Зона трассируется дайками и силлами верхнеюрских щелочных сиенитов, парагенетически связанных с золотоносными гидротермально-метасоматическими породами. Главной рудоконтролиру-

ющей и рудовмещающей структурой Южно-Угуйской золотоносной зоны является широтная зона взбросово-надвиговых дислокаций, в основании которой и расположено месторождение [11].

Золоторудная минерализация связана с продуктами калиевого метасоматоза и проявлена в породах (песчаниках и сиенит-порфирах) с разной степенью метасоматической проработки. Выделяются несколько зон гидротермально-метасоматических изменений, разделенных интервалами неизмененных пород. Суммарная видимая мощность этих зон достигает 200 м.

Рудные тела оконтуриваются исключительно по данным опробования и их параметры меняются в зависимости от принятого бортового содержания золота. В центральной части месторождения находится мощное до 50 м пластообразное тело субгоризонтального залегания. На западном фланге оно выклинивается, к югу и востоку переходит в крутопадающую зону относительно маломощных рудных тел (вероятно, приуроченных к системе нарушений рудоконтролирующего разлома).



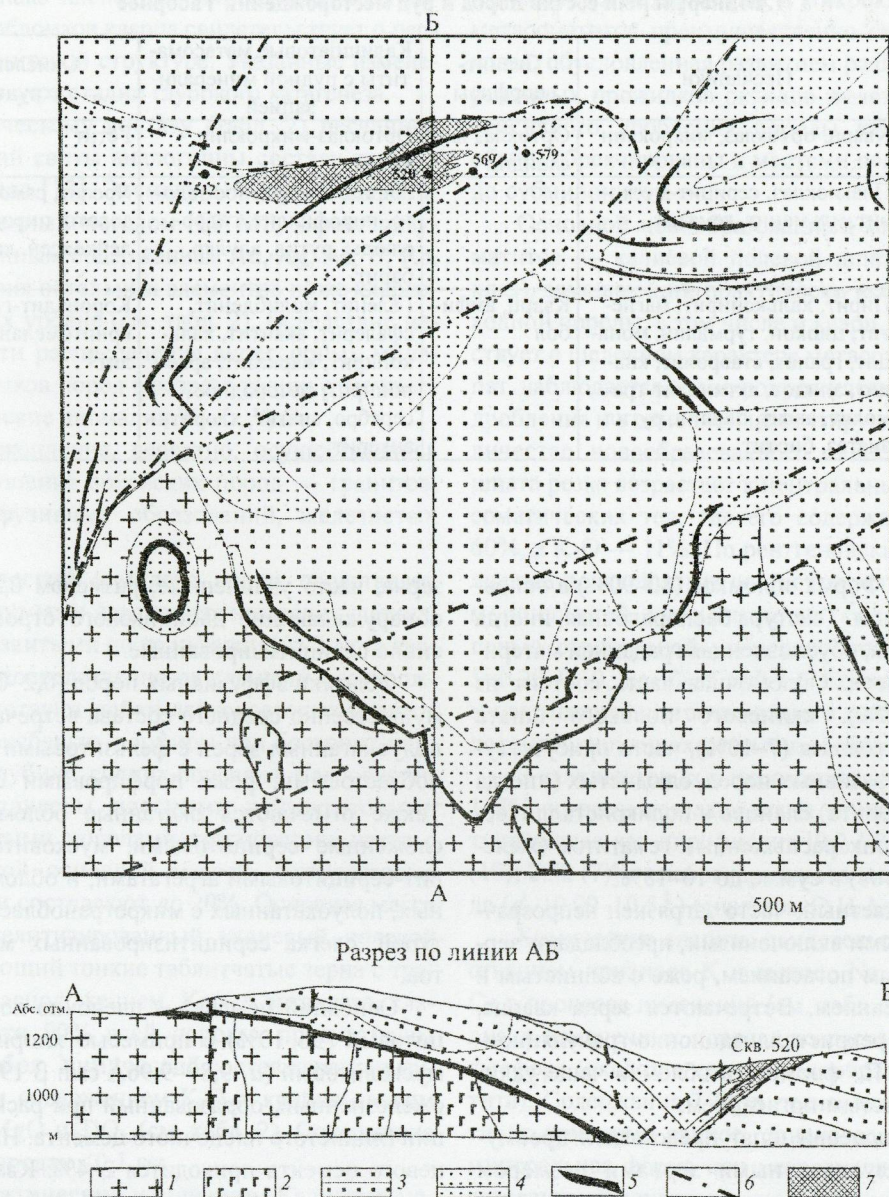


Рис. 1. Схематическая геологическая карта рудного поля Таборное, по С.А.Паршину, 2004, с дополнениями авторов:

1 — ханинский комплекс (gn-γARh) биотит-амфиболовых гранито-гнейсов и гранитов; 2 — куранахский комплекс (vPR<sub>1</sub>kr), штоки габбро; олонноконская свита (PR<sub>1</sub>ol), аркозовые песчаники: 3 — неизмененные, 4 — калишпатизированные; 5 — силлы и дайки сиенит-порфиров (εJ<sub>3</sub>); 6 — разрывные нарушения; 7 — рудная залежь

Характерной особенностью месторождения является мощная зона окисления, где сосредоточены основные запасы полезного компонента. По минералого-геохимическим данным примерно 80% золота приходится на долю именно окисленных руд.

**Вещественный состав пород и руд.** Совокупность современных методов исследования позволила выявить многообразие минеральных видов руд (табл. 1).

Рудовмещающая монотонная толща песчаников относится к олонноконской свите нижнего протерозоя. Породы окрашены в розовато-красноватые и вишневые цвета, что определяется присутствием в них розового калиевого полевого шпата и тонко-распыленного гематита в кварце. Структура псаммитовая разнозернистая, часто средне-мелкозернистая с размером обломочных зерен от 0,05 до 0,6 мм. Преобладает фракция 0,05–0,2 мм (70–95% обло-



## 1. Минеральный состав пород и руд месторождения Таборное

Минералы	Песчаники	Сиенит-порфиры	Калишпатовые метасоматиты с рудной минерализацией	Окисленные руды
Главные	Кварц, ортоклаз, микроклин	Ортоклаз или санидин	Ортоклаз-микроклин, кварц	Гётит
Второстепенные	Плагиоклаз, серицит-мусковит, ильменит, гематит		Пирит, самородное золото, пиррофиллит, гидрослюда, рутил, адуляр, барит	Ярозит, самородное золото, пиролюзит, лейкоксен, каолинит
Редкие	Пирит, халькопирит, магнетит, циркон, турмалин, монацит, гранат, ставролит, кианит, эпидот, актинолит-тремолит, авгит, оливин, рутил, анатаз, биотит	Кварц, амфибол	Галенит, молибденит, сфалерит, акантит, халькопирит, марказит, арсенипирит, самородное серебро, апатит, хлорит, анкерит	Коронадит-голландит, криптомелан, сепиолит

мочной части). Форма обломков (80–90%) в основном изометричная. Текстура беспорядочная, иногда слабополосчатая, обусловленная градацией материала по крупности. Обломочная часть состоит из кварца (50–60%), калиевого полевого шпата (15–30%), плагиоклаза (7–10%), часто присутствуют обломки эффузивных пород, слюдистых (иногда с примесью хлорита) сланцев и поликристаллического кварца с тонкораспыленным гематитом (железистых кварцитов) в сумме до 10–15%.

Кварц бесцветный, часто загрязнен непрозрачными пылеватыми включениями; преобладают зерна с нормальным погасанием, реже с волнистым и блочным погасанием. Встречаются зерна кварца, подверженные рекристаллизационно-грануляционному бластезу. По форме эти обломки чаще удлиненные с волнистым погасанием.

Калиевый полевой шпат представлен преимущественно полуокатанными зернами размером 0,2–0,4 мм, обычно нерешетчатыми и нередко серицитизированными. Реже отмечаются бесцветные или слабо замутненные пелитовыми включениями зерна с микроклиновой решеткой размером обычно <0,2 мм, неокатанные и угловатые по форме. Некоторые из этих зерен имеют регенерационную кайму, лишенную двойников. Третья разновидность — неокатанные, нередко остроугольные зерна размером 0,2–0,4 мм с пертитовыми вросками. По рентгеновским данным преобладающий калиевый полевой шпат относится к моноклинной модификации со степенью структурной упорядоченности  $S=0,18$ .

Плагиоклаз — олигоклаз-андезин — представлен бесцветными неокатанными, остроугольными сдвойникованными зернами размером 0,05–0,2 мм, редко до 0,4 мм, незначительно пелитизированными. Другая разновидность — неокатанные и окатанные

зерна, часто удлиненные, размером 0,2–0,4 мм, не обнаруживающие двойникового строения, интенсивно серицитизированные.

Обломки эффузивных пород (0,2–0,5 мм) преимущественно среднего состава встречаются в виде полуокатанных зерен с фельзитовыми и микрогранобластовыми, реже порфировыми структурами. Также отмечаются окатанные обломки сланцев, сложенные серицитовыми, мусковитовыми, хлорит-серицитовыми агрегатами, и обломки бесцветных, полуокатанных с микрогранобластовой структурой, слегка серицитизированных микрокварцитов.

Основной цемент — пленочно-поровый серицитовый (до 10%) с примесью хлорита, местами мусковитовый ( $d_1$  9,89–9,96 Å  $\sin \beta$  19,89–19,93 Å), ожелезненный, образованный при раскристаллизации глинистого пленочного цемента. На долю кварцевого цемента приходится 2–4%. Кварц образует прерывистые регенерационные каймы вокруг зерен.

Среди аксессуарных обнаружены минералы, содержащие примеси (%) — гематит ( $\text{TiO}_2$  0,29–10,38,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,34,  $\text{MnO}$  0,36,  $\text{CoO}$  0,47,  $\text{NiO}$  0,70,  $\text{CdO}$  0,21,  $\text{PbO}$  0,53), ильменит ( $\text{MnO}$  0,19–1,29,  $\text{CaO}$  0,52,  $\text{MgO}$  0,36), циркон ( $\text{FeO}$  1,54,  $\text{HfO}_2$  2,14), монацит ( $\text{ThO}_2$  1,18,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  13,80,  $\text{SiO}_2$  1,90), рутил ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,66,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,57,  $\text{NiO}_2$  0,38,  $\text{PbO}$  0,34), а также другие — магнетит, гранат, турмалин, ставролит, кианит, эпидот, актинолит-тремолит, авгит (с включениями ильменита), оливин, анатаз.

Структурные изменения пород выражаются в сближении зерен и увеличении протяженности их контактов за счет растворения в местах соприкосновения и регенерации в свободных пространствах, что приводит к началу формирования конформных



структур. Однако пленочный или серицитовый цемент вокруг обломков кварца свидетельствует о первичной псаммитовой структуре. Указанные изменения соответствуют стадии глубокого катагенеза.

По химическому составу (табл. 2) песчаники олонноконской свиты аналогичны составу аркозов других районов [13]. Элементный состав песчаников, определенный методом ICP MS, характеризуется повышенным содержанием Au, Ag, As, B, Rb, Hf. Содержания остальных элементов ниже кларковых или на их уровне (см. табл. 2). Вследствие неравномерности распределения аксессуарных минералов и обломков пород в разрезе толщи отмечаются геохимические аномалии Ti, Zr, Y, Cr.

Осадконакопление, вероятно, осуществлялось за счет разрушения архейских пород — гранитов, гнейсов, эффузивных образований, железистых кварцитов.

Магматический комплекс пород представлен малыми интрузиями средне-верхнеюрских сиенит-порфиоров, развитыми по периферии Угуйского грабена [11]. Непосредственно на площади месторождения присутствуют дайки лейкократовых сиенит-порфиоров (тенсбергит-порфиры или бостонит-порфиры). На глубине сиенит-порфиры макроскопически представлены плотными лейкократовыми порфировидными породами красноватого цвета с тонкозернистой основной массой. Ортоклазовые вкрапленники составляют до 20%. Основная масса — сильно пелитизированный калиевый полевой шпат, образующий тонкие таблитчатые зерна с трахитоидным расположением. Кроме ортоклаза, слагающего почти 90% всей породы, присутствуют кварц и амфибол. Химический состав характеризуется высоким содержанием  $K_2O$  и крайне низким  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и  $TiO_2$  (см. табл. 2). Содержание Au в таких породах  $<0,1$  г/т.

**Метасоматические изменения.** Калиевые метасоматические изменения и вкрапленно-прожилковая золоторудная минерализация — продукты одного этапа, связанного с мезозойской тектономагматической активизацией.

Калишпатовые метасоматиты приурочены к зонам повышенной проницаемости, образовавшимся за счет мелкой трещиноватости — объемного катаклаза. Тонко- и мелкозернистые породы окрашены в ржаво-бурые цвета, реже встречаются осветленные желтовато-белые разности. Метасоматические преобразования наложены как на песчаники, так и на сиенит-порфиры. Первичный субстрат измененных пород устанавливается только под микроскопом: в сиенит-порфирах по наличию реликтовой трахитоидной структуры основной массы, а в песчаниках — по аллотриоморфнозернистой структуре и присутствию незначительного количества

обломочных зерен кварца и микроклина. Текстура метасоматитов преимущественно сетчато-прожилковая, обусловленная развитием различно ориентированных прожилков оксидов железа. В зонах интенсивного дробления породы катаклазированы, обычно брекчированы и местами перетерты вплоть до субмилонитов.

Основной новообразованный минерал метасоматитов — калиевой полевой шпат (бурый ортоклаз), замещающий практически все минералы исходной породы, в том числе и кварц, что свидетельствует о щелочном характере метасоматоза. Калишпат наблюдается в микропрожилках, микрозонах дробления и в основной цементирующей массе. Количество новообразованного калиевого полевого шпата резко возрастает к центральным зонам метасоматических тел, где его содержание достигает 60%, а  $K_2O$  — 11%. По рентгеновским данным, калиевый полевой шпат соответствует триклинной и моноклинной модификациям с различной степенью структурной упорядоченности — от  $M>T$   $S=0,20-0,30$ , до  $T>M$   $S=0,3-0,62$ , максимальной в зонах интенсивного катаклаза в осевых частях рудоконтролирующих разрывных нарушений.

В калишпатовых метасоматитах в количестве до 1–3% встречаются слюдистые минералы, диагностированные как пиррофиллит [9,2 (7); 4,59 (6); 3,04 (10); 2,52 (7)] и слабогидратированная К-гидрослюда ( $d_1$  10,09–10,5Å) (аналитик Э.И.Алышева).

Химические анализы свидетельствуют о существенном привносе К и выносе Na, Mg, частично Са в процессе изменений (см. табл. 2). Помимо калия, в измененных породах возрастает содержание фосфора (входит в состав новообразованного апатита). Содержание  $TiO_2$  в песчаниках и метасоматитах примерно равное, однако содержащая  $TiO_2$  минеральная форма при метасоматическом преобразовании изменяется — на месте ильменита образуются рутил и (или) анатаз. Метасоматиты характеризуются повышенной золотоносностью до 0,4 г/т, а также повышенными концентрациями Mo, As, Ag, Nb, V (см. табл. 2).

На флангах месторождения в зонах слабых изменений развиты калишпатизированные песчаники. По сравнению с неизмененными в них меньше плагиоклаза, слюд и ильменита, содержание  $K_2O$  увеличивается в 1,5–2 раза и достигает 6% (см. табл. 2). Аксессуарные минералы почти полностью сохраняются. Степень калишпатизации пород в разрезе изменяется как постепенно, так и резко в зависимости от характера развития мелкой трещиноватости.

**Этапы и стадии минералообразования.** Рудная минерализация сформирована при эндогенных и экзогенных процессах мезокайнозойской эпохи



2. Средний химический (%) и элементный (г/т) состав пород и руд

Компоненты	I	IIa	IIб	IIв	IIIa	IIIб	IIIв	IVa	IVб
SiO <sub>2</sub>	74,73	70,06	75,60	75,97	73,94	76,16	74,37	61,47	55,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60	13,26	12,10	11,04	11,82	10,81	10,41	19,41	15,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,95	3,27	2,23	2,54	2,71	1,38	3,75	2,36	10,22
FeO	0,65	1,40	0,64	0,39	0,71	0,65	0,50	0,64	0,83
CaO	0,39	0,44	0,42	0,36	0,37	0,35	0,33	0,36	0,33
MgO	0,97	0,45	0,48	0,35	0,22	0,09	0,22	<0,01	0,50
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,39	0,21	0,26	0,37	0,25	0,44	0,08	0,78
Na <sub>2</sub> O	1,33	0,36	0,83	0,37	0,11	0,07	0,13	0,04	0,13
K <sub>2</sub> O	3,93	6,30	6,23	6,69	9,08	8,34	8,13	14,65	9,73
S <sub>сф</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,14	0,05	0,04	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,07	0,06	0,06	0,07	0,09	0,11	0,15	0,19
MnO	0,04	0,01	0,07	0,03	0,06	0,03	0,04	0,01	0,16
SO <sub>3</sub>	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,23	0,02	0,03	0,01
C <sub>общ</sub>	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04
ППП	2,27	4,46	1,32	1,91	1,17	2,15	0,53	0,77	3,90
Сумма, %	100,3	100,5	100,3	100,0	100,4	100,6	98,5	100,0	98,1
Au	0,05	0,30	3,35	1,18	0,40	2,09	2,57	0,10	12,31
Ag	0,6	0,5	0,6	1,6	0,9	1,0	2,2	1,1	0,8
As	27,0	43,8	41,7	216,6	242,6	92,3	142,0	40,6	342,1
V	48,3	60,1	76,2	281,2	154,1	96,7	156,9	25,7	580,0
Mo	0,3	0,8	1,0	1,9	9,6	3,5	44,7	13,8	1,8
Pb	7,8	7,9	8,9	6,6	36,0	8,6	85,1	18,5	29,7
Cr	50,5	32,3	35,3	48,9	31,8	17,5	36,5	14,2	33,8
Nb	5,2	8,8	7,0	11,8	12,5	9,7	23,0	12,1	28,7
Ba	342,5	562,7	621,8	213,9	341,3	374,3	362,7	32,7	75,6
Rb	98,8	103,6	110,7	74,7	93,5	94,8	114,7	230,5	89,1
U	3,3	1,4	2,3	2,5	2,5	3,7	4,4	0,8	2,9
Th	13,4	7,7	10,3	0,9	10,2	7,4	40,2	6,2	0,6
B	12,5	5,4	1,9	18,7	5,3	6,3	6,5	0,8	27,7
Y	13,8	29,7	9,4	0,5	1,9	1,8	5,6	0,1	0,7
Hf	1,3	1,3	0,9	1,3	0,8	0,5	0,4	0,7	1,5
Li	7,8	5,7	3,0	5,1	2,1	2,0	6,1	0,4	14,8
Be	0,8	0,4	0,7	0,8	0,4	0,4	1,1	0,2	2,6
W	2,1	4,7	2,5	9,2	5,7	3,4	5,0	3,3	31,1
Cu	45,4	25,4	39,1	26,3	23,0	24,4	50,1	11,9	71,1
Zn	78,4	99,6	73,0	89,4	66,8	50,4	65,0	25,4	149,4
Co	6,5	6,1	5,1	7,5	6,7	2,5	3,3	1,4	29,3
Ni	20,6	4,2	9,2	18,6	13,3	4,9	11,8	2,1	31,7
Sb	4,0	1,7	1,5	2,2	2,4	1,9	5,6	4,1	5,8
Sr	62,4	48,1	67,3	21,6	18,7	27,9	43,9	2,2	6,8
Cd	0,4	0,0	0,5	0,1	0,1	0,1	0,9	1,7	0,2
Bi	0,2	0,1	1,0	0,2	0,2	0,1	0,2	0,0	0,2
Tl	1,3	1,7	1,6	2,8	3,0	2,5	3,7	7,8	4,5
PЗЭ	52,2	113,5	46,2	6,8	11,7	12,6	52,5	0,2	4,4
Число проб	5	3	4	6	12	6	13	4	6

П р и м е ч а н и е. Типы пород и руд: I — песчаники; II — калишпатизированные песчаники: а — безрудные, б — с гипогенной рудной минерализацией, в — с гипергенной рудной минерализацией; III — калишпатовые метасоматиты: а — безрудные, б — с гипогенной рудной минерализацией, в — с гипергенной рудной минерализацией; IV — сиенит-порфиры: а — безрудные, б — с гипергенной рудной минерализацией.



рудообразования. В гипогенном гидротермально-метасоматическом этапе выделяются две стадии: ранняя — пирит-кварц-калишпатовая и поздняя — молибденит-кварцевая.

*Пирит-кварц-калишпатовая стадия.* Последовательно формируются четыре парагенетические ассоциации — калишпатовая, адуляр-кварцевая, золото-пирит-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая. Аналогичные ассоциации присутствуют и на Куранахском месторождении [3].

Калишпатовая ассоциация представлена калишпатовыми метасоматитами, с которыми, вероятно, связано самое раннее дисперсное золото, образующее первичный ореол рассеяния.

Адуляр-кварцевая ассоциация широко распространена в центральных метасоматических зонах.

Жильные образования представлены секущими кварцевыми прожилками, в зальбандах которых развивается прозрачный чистый ромбовидный адуляр за счет зерен бурого калиевого полевого шпата. Значительно реже отмечается прожилковый калиевый полевой шпат, представленный чистыми зернами таблитчатой формы, с нечетко выраженной микроромбической решеткой или без нее; часто он сопровождается выделениями хлорита.

Золото-пирит-кварцевая ассоциация — основная продуктивная. Количество пирита — минерала-концентратора золота — составляет не более 3% от объема новообразованных минералов. В качестве незначительной примеси присутствуют тонкоигльчатый арсенопирит и иногда марказит. Пирит I в калишпат-кварцевой массе встречается в виде

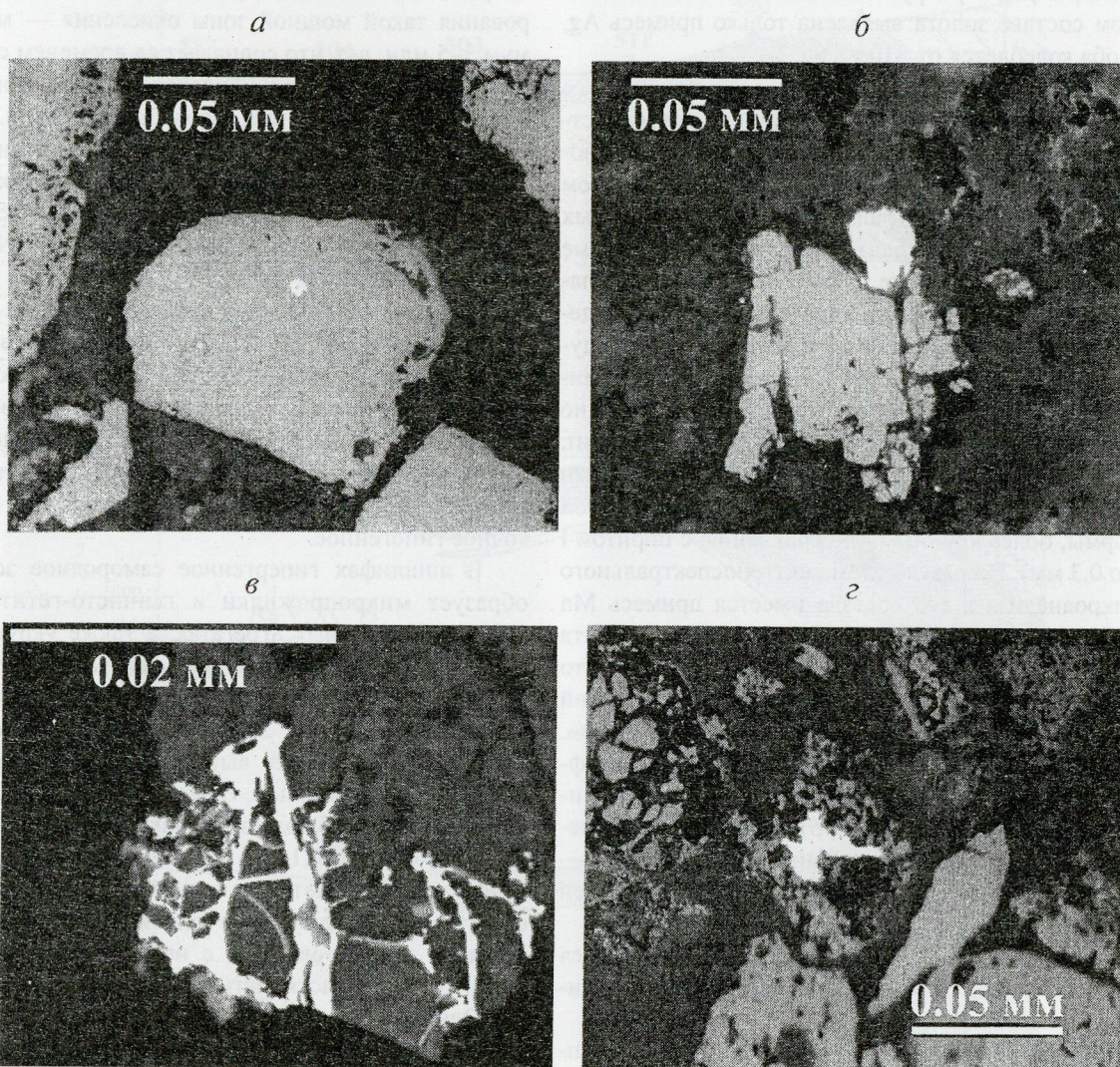


Рис. 2. Формы самородного золота:

а — каплевидная вкрапленность самородного золота I в псевдоморфозах гётита по пириту I, *монтированный шлиф 538119*; б — кристалл самородного золота II в сростании с пиритом II, *анишлиф 569156*; в — микропрожилковое гипергенное самородное золото в гётит-гидрогётитовом агрегате, *монтированный шлиф 538119* (снимок в электронном микроскопе); г — амёбообразное гипергенное самородное золото в гидрогётите, *монтированный шлиф 82234*



отдельных окисленных и сильно окисленных зерен, сростков или микропрожилков, часто псевдоморфно замещенных гётитом. В ряде случаев минерал распознается лишь по габитусу кристаллов преимущественно кубической формы. Поскольку скопления гётита в окисленных рудах содержат высокие концентрации V и As, можно предположить, что эти элементы содержались в пирите. В повышенных концентрациях V и As отмечаются в пирите I на месторождениях Эльконское и Рябиновое Центрального Алдана [2, 5], а также в пиритах ряда других месторождений [6]. Самородное золото, парагенетически связанное с прожилками и вкраплениями окисленного пирита, представлено в виде каплевидных включений или изометричной вкрапленности и выделений неправильной формы (рис. 2, а). Размер зерен варьирует от 1 до 10 мкм. В химическом составе золота выявлена только примесь Ag, проба колеблется от 810 до 840‰.

Золото-сульфидно-кварцевая ассоциация менее продуктивная и проявлена локально, преимущественно на глубине. Как правило, характеризуется более крупнозернистым кварцем, свободным золотом и широким развитием барита, анкерита и рудных минералов. Кварц слагает секущие маломощные разноориентированные прожилки с примесью апатита и анкерита. Барит в виде неправильных выделений кристаллизуется в центральных частях адуляр-кварцевых прожилков. В незначительном количестве отмечаются сульфиды — преимущественно пирит и халькопирит, иногда галенит и сфалерит. Пирит II представлен отдельными неокисленными кристаллами, обычно пентагон-додекаэдрической формы, более крупными по сравнению с пиритом I (до 0,3 мм). По результатам рентгеноспектрального микроанализа в его составе имеется примесь Mn 1,18% и Co 0,36%. Изотопный состав серы пирита близок к метеоритному стандарту ( $\delta^{34}\text{S}$  0,2‰), что указывает на вероятный первично магматический источник серы. Самородное золото, проба 800‰, как правило, образует кристаллы почти идиоморфной формы в сростании с отдельными зернами пирита или кварца (см. рис. 2, б). В отличие от раннего золота самородные золотины более крупные — до 0,3 мм, редко крупнее. Из элементов-примесей установлено только Ag.

*Молибденит-кварцевая стадия.* Формируются галенит-молибденит-кварцевая и кварцевая ассоциации.

Галенит-молибденит-кварцевая ассоциация распространена исключительно на средних и нижних горизонтах месторождения. Кроме мелких зерен галенита и криптоточешуйчатого молибденита, в ее состав входят акантит и самородное серебро. Положение

ассоциации в схеме последовательности минералообразования предполагается по аналогии с другими месторождениями Алданского щита, где молибденитовая минерализация развивалась после золотой и урановой [8] и часто за пределами рудных тел [5].

Кварцевая ассоциация встречается спорадически. Проявилась в образовании прожилкового друзовидного кварца в открытых трещинах и пустотах.

На месторождении проявлены интенсивные гипергенные изменения, обусловившие формирование богатых окисленных руд. Горизонт вторичного золотого обогащения имеет мощность около 50 м при общей глубине зоны окисления около 100 м. Подобное обогащение весьма характерно для многих золоторудных месторождений на Алданском щите. По мнению Н.В.Нестерова [9], период благоприятного теплого влажного климата для формирования такой мощной зоны окисления — минимум 3–5 млн. лет, что совпадает со временем существования плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности выравнивания на Северо-Востоке Азии.

Поскольку в окисленных рудах по сравнению с первичными отмечается высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , обусловленное значительным количеством гётит-гидрогётита, для их выделения принято отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 5$ .

По результатам опробования содержание Au в окисленных рудах (1,2–22,5 г/т) значительно выше, чем в первичных (0,7–1,0, редко до 3,5 г/т), что связано с его накоплением в поверхностных условиях. Совместно с гипергенным самородным золотом, тесно ассоциирующим с типичными гипергенными минералами, в окисленных рудах содержится остаточное гипогенное.

В аншлифах гипергенное самородное золото образует микропрожилки в глинисто-гётитовых или гидрогётитовых агрегатах, а также укрупненные выделения, выполняющие центральную часть выщелоченных зерен окисленных рудных минералов (см. рис. 2, в, г). Золото микропрожилковое и дендритовидное, более высокопробное (870‰) по сравнению с первичным. В дробленых минералогических пробах наблюдаются знаки золота размером от 0,075×0,05 до 0,1×0,3 мм, с гладкой и ямчатой поверхностью и четкими кристаллографическими очертаниями по кубу. Реже золотины комковато-угловатые, дендритовидные с неровными зубчатыми краями, пластинчатые.

Однако основное количество золота в рудах находится в виде микронных частиц, о чем свидетельствуют результаты анализов проб, фракционированных по гранулометрии и плотности методом ICP MS: 50–60% Au содержится в легкой фракции, 30–40% — в глинистой.



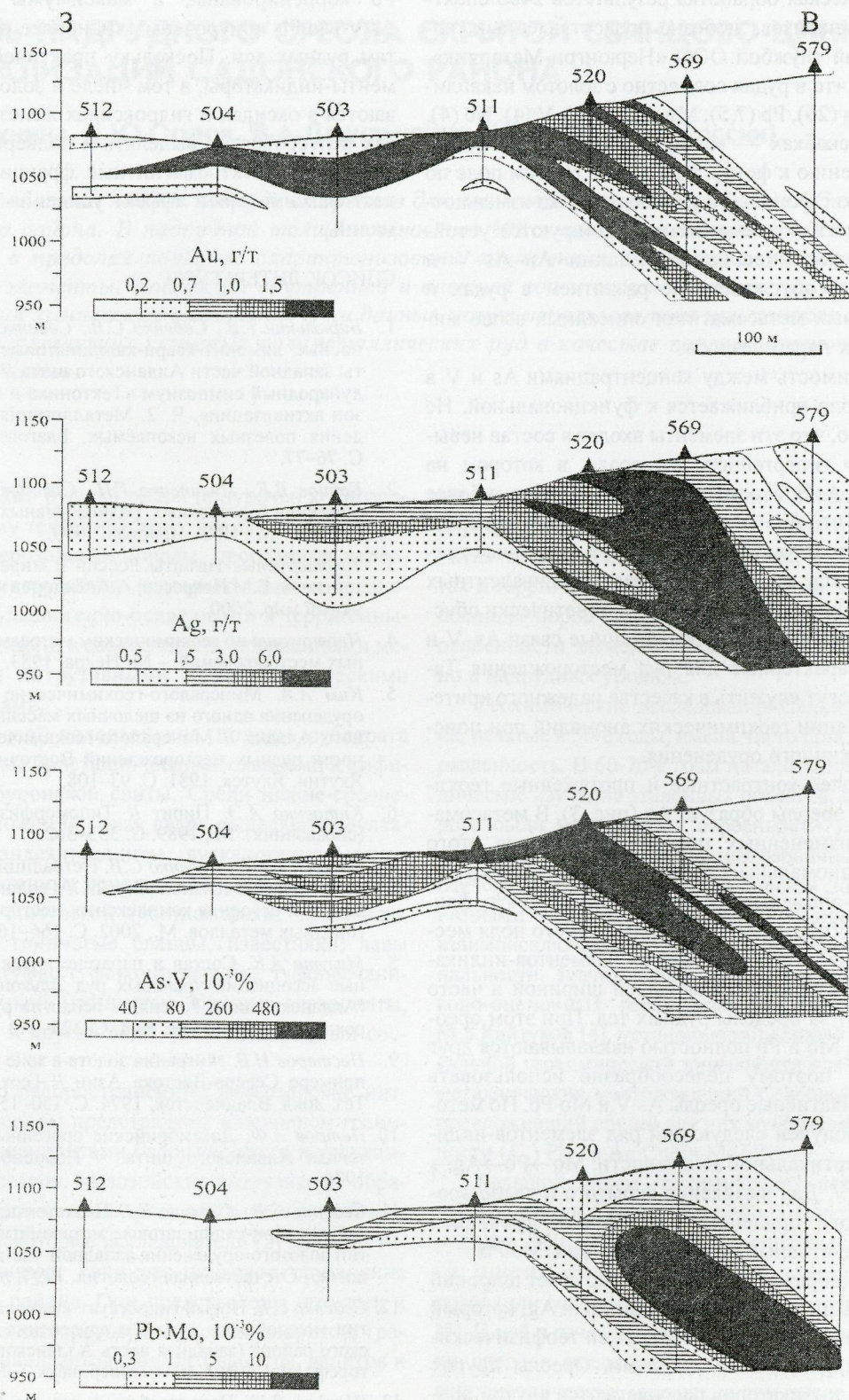


Рис. 3. Первичные геохимические ореолы в продольной проекции рудного тела



### Геохимическая характеристика пород и руд.

Статистическая обработка результатов 2400 спектральных анализов, любезно предоставленных геологической службой ООО «Нерюнгри-Металлик», показала, что в рудах совместно с золотом накапливаются Ag (26), Pb (7,5), Mo (7), As (4), V (4), Nb (4), Ti (3) (в скобках — коэффициенты концентрации по отношению к фону). При этом в рудном поле по сравнению с фоновыми участками резко изменяются связи между элементами. Формируются устойчивые геохимические ассоциации Au–As–V и Ag–Pb–Mo, обусловленные развитием в рудах и окolorудных метасоматитах описанных выше минеральных парагенезисов.

Зависимость между концентрациями As и V в рудном поле приближается к функциональной. Не исключено, что эти элементы входят в состав невыявленного гипергенного минерала, в котором на один атом As приходится два атома V. Однако более вероятно, что As и V в данном соотношении содержались в золотоносном пирите и в настоящее время находятся в оксидах железа в эквивалентных концентрациях. В любом случае, генетически обусловленные сильные корреляционные связи As–V и Pb–Mo, характерные для руд месторождения Таборное, могут служить в качестве надежного критерия типизации геохимических аномалий при поисках аналогичного оруденения.

Наиболее контрастные и протяженные геохимические ореолы образует Ag (рис. 3). В метасоматически измененных породах содержания этого элемента аномальны. Область, оконтуренная по минимально-аномальному значению  $Ag > 0,5$  г/т, фактически соответствует границам рудного поля месторождения. Аномалии других элементов-индикаторов характеризуются меньшей шириной и часто не выходят за пределы рудных тел. При этом ореолы As и V, Mo и Pb полностью накладываются друг на друга, поэтому целесообразно использовать мультипликативные ореолы As·V и Mo·Pb. По методике [4] получен следующий ряд элементов-индикаторов вертикальной зональности:  $Mo \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow Au \rightarrow As \rightarrow V$ . Для выявления скрытого и слабо эродированного оруденения наиболее эффективен мультипликативный коэффициент  $As \cdot V / Mo \cdot Pb$ .

Таким образом, рудные тела окружает широкий ореол повышенных концентраций K и Ag, который может быть эффективно обнаружен геофизическими и геохимическими методами. Ореолы других элементов-индикаторов располагаются внутри ореола Ag и фиксируют положение рудоконтролиру-

щих структур. При этом содержания As и V, Mo и Pb коррелированы, а максимумы отношения  $As \cdot V / Mo \cdot Pb$  приурочены к наиболее верхним частям рудных зон. Поскольку практически все элементы-индикаторы, в том числе и золото, накапливаются в оксидах и гидроксидах железа, при поисках целесообразно выделять и подвергать анализу тяжелые и электромагнитные фракции проб, что даст максимальный эффект усиления слабых аномалий.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюлькин Г.В., Седенко С.В., Седенко Е.Г. Золотоносные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты западной части Алданского щита // Второй международный симпозиум «Тектоника и металлогения зон активизации». Ч. 2. Металлогения и месторождения полезных ископаемых. Благовещенск, 1991. С. 76–77.
2. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. — М.: НИИ-Природа, 1999.
3. Золоторудные гиганты России и мира / М.М.Константинов, Е.М.Некрасов, А.А.Сидоров и др. — М.: Научный мир, 2000.
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1983.
5. Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск, 1981. С. 93–108.
6. Китаенко А.Э. Пирит // Типоморфизм минералов (справочник). М., 1989. С. 355–362.
7. Кочетков А.Я., Седенко С.В. Нетрадиционные источники золота в Южной Якутии // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М., 2002. С. 166–169.
8. Мизута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 4. С. 323–343.
9. Нестеров Н.В. Миграция золота в зоне окисления на примере Северо-Востока Азии // Геохимия золота: Тез. докл. Владивосток, 1974. С. 150–151.
10. Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. — Новосибирск: Наука, 1976.
11. Седенко С.В., Седенко Е.Г. Низкотемпературные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты — новый тип золотого оруденения западной части Алданского щита // Отечественная геология. 1994. № 9. С. 11–18.
12. Седенко С.В. Новый гидротермический кварц-калишпатовый тип мезозойского золотого оруденения Южно-Угуйского района (западная часть Алданского щита): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Якутск, 2001.
13. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. — М.: Недра, 1987.



УДК 553.444.001.57 (470.65)

© Н.П.Варгунина, Б.Ю.Орлов, В.А.Данильченко, 2005

## МОДЕЛЬ НАДРУДНОГО ОРЕОЛА СКРЫТОЙ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ САДОНСКОГО РАЙОНА

Н.П.Варгунина, Б.Ю.Орлов, В.А.Данильченко (ЦНИГРИ МПР России)

*Разработана модель надрудных ореолов для свинцово-цинкового оруденения Садонского района. В надрудной толще мощностью 500 м выделено пять сечений ореолов, в пределах которых охарактеризованы внутренняя структура, типоморфные элементы, мощности внутренней и внешней зон и сопутствующие им содержания химических элементов. Эти данные могут использоваться при поисках глубокозалегающих скрытых полиметаллических руд в качестве поисково-оценочных критериев.*

Садонский рудный район приурочен к Дигоро-Осетинскому тектоническому поднятию. В его пределах протерозойские породы, прорванные палеозойскими интрузиями, перекрыты ниже-среднеюрскими вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями, в свою очередь, прорванными мезозойскими интрузивными и субвулканическими образованиями.

Протерозой-палеозойские породы субстрата представлены кристаллическими сланцами и амфиболитами буронской свиты. Среди ниже-среднеюрских отложений снизу вверх выделяются вулканогенные андезитодациты, вулканогенно-осадочные и терригенные породы садонской, терригенные отложения мизурской (конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, известняки, лавы андезитов, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники), галиатской (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники) и других свит, имеющие сходный состав.

Широко распространенные палеозойские интрузивные породы представлены в основном гранитами и гранодиоритами белореченского и уллукамского комплексов. Мезозойские интрузивные образования имеют меньшее распространение, но именно с ними некоторые исследователи [2] парагенетически связывают свинцово-цинковое оруденение Садонского района. Они представлены штоками и дайками гранодиоритов, кварцевых диоритов, гранитов, трахиандезитов, андезитодацитов, дацитов и андезитов.

Наиболее крупные полиметаллические месторождения и большое количество рудопроявлений расположены в пределах Садоно-Унальского горста, занимающего центральную часть Садонского

рудного района. Месторождения локализованы в породах различного состава — гранитах, амфиболитах и кристаллических сланцах, андезитодацитах и терригенных песчано-глинистых. Состав вмещающих пород в определенной степени влияет на особенности элементного состава ореолов, особенно в надрудных уровнях.

Геохимические исследования Садонского района, начатые в 50-е годы, имели чисто поисковую направленность. В 60-70-е годы началось опытно-методическое изучение эталонных объектов, в ходе которого были установлены особенности элементного состава и внутреннего строения первичных ореолов, изучена вертикальная геохимическая зональность. Разными авторами предложены различные, часто взаимоисключающие, варианты коэффициентов зональности. Значительный вклад в разработку поисково-оценочных геохимических критериев внес М.З.Кайтуков [4], установивший единый ряд вертикальной геохимической зональности для всех полиметаллических месторождений Северной Осетии и предложивший общий для них коэффициент зональности ( $K_3$ )  $Pb-Zn-Ag-Cu/Sn-Mo^{2-}Co$ .

Большой объем геохимических исследований на территории Садонского района выполнили сотрудники РУДН. Их опытно-методические работы на многих свинцово-цинковых месторождениях позволили создать модель литохимических ореолов [8]. В ней в качестве количественной характеристики ореолов предложены значения  $K_3$  на разных гипсометрических уровнях, в том числе и по двум сечениям надрудного ореола. Наибольшее значение при поисках скрытого оруденения, по представлениям этих авторов, имеют ореолы йода и других высокоподвижных элементов (Cl, Br, B, Sb, Hg).



Важная роль перераспределения элементов в ходе рудного процесса с формированием ореолов выноса некоторых петрогенных и рудных элементов в зоне рудообразования и переотложением их в надрудной зоне установлена Г.В.Хетагуровым, К.Л.Рехвиашвили [5] и А.Е.Дарчиевой [3]. К числу элементов, выщелачиваемых из руды и окolorудных пород, относятся Ba, K, Na, Rb, Cr, V, Mo, Be, Ni.

На жильных полиметаллических месторождениях Садонского района построена и проанализирована термодинамическая модель рудообразования в градиентном температурном поле [1]. Установлены возможные механизмы формирования первичных ореолов отложения, переотложения и выщелачивания для главных рудогенных элементов — Pb, Zn, Cu. По совокупности геохимических данных предложены элементы генетической модели рудо- и ореолообразования в виде схемы потоков фильтрации флюидов в рудообразующей гидротермальной системе.

При построении модели надрудных ореолов свинцово-цинкового оруденения нами в основном использованы результаты собственных геохимических исследований, проведенных на месторождениях Бозанг [6], Архон (по жиле Южная), Гаудор [7]. Привлечены также результаты авторской обработки спектральных анализов ФГУГП «Севосгеологоразведка» по месторождениям Бозанг и Ногкау и литературные данные по месторождениям Садон, Згид и Холст.

Месторождение Садон — крупнейшее в районе — сложено в основном гранитами, в которых локализованы самые богатые руды, и в меньшей степени перекрывающими их нижнеюрскими эффузивами. В зависимости от вмещающих пород рудные тела изменяют свою морфологию и состав. В гранитах это хорошо выдержанные жилы, в дайках андезитов и эруптивных брекчиях — линзообразные жилы, в конгломератах и эффузивах — прожилковые зоны. Подобное различие в морфологии рудных тел должно отразиться, на наш взгляд, на внутреннем строении ореолов и их зональности. Выдержанные по падению и простиранию жилы обычно сопровождаются непрерывными зонально построенными геохимическими ореолами. Вертикальная зональность при этом имеет «растянутый» характер, изменчивость  $K_3$  по вертикали незначительная. В линзообразных рудных телах проявляется волновой характер зональности с резкими скачками значений  $K_3$ . К сожалению, подобные явления исследователями не учитывались.

Рудные минералы представлены в основном сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, в меньшей степени арсенопиритом, пирротинном,

магнетитом и рядом редких минералов, таких как тетраэдрит, джемсонит, буланжерит, фрейбергит и др., жильные — преимущественно кварцем и кальцитом.

По данным В.И.Буадзе с соавторами (1988), к прямым индикаторам оруденения относятся Pb, Ag, Zn, Cu, Co, Mo, Mn, Ni, As, Sb, Bi, Cd, к косвенным — Cr, Ti, V, Ga, Zr, W, Sn, Sr, P, Ba, Yb, Mg, Be, Tl, Hg, B, I. Многие из перечисленных элементов выщелачиваются из рудных тел и окolorудного пространства и накапливаются в надрудной толще [3, 5]. Таким образом, индикаторная роль этих элементов в надрудных уровнях значительно возрастает.

На месторождении Згид, приуроченном к уллукамским гранитам, перекрытым нижнеюрскими андезито-дацитовыми лавами и мощным чехлом средне-верхнеюрских терригенных пород, две относительно мощные жилы пересекают все разновидности пород. Однако наиболее высокие концентрации полезных компонентов отмечаются на участках, где оруденение размещается в гранитах, экранируемых терригенными и эффузивными породами. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит, менее распространены халькопирит, магнетит, арсенопирит, тетраэдрит, пирротин, гематит, молибденит. Из жильных минералов отмечаются кварц, кальцит, манганосидерит, барит.

Геохимические ореолы, по В.Н.Добродородному с соавторами (1989), представлены ореолами привноса Pb, Zn, Cu, As, в меньшей степени Ag, Bi, Sb, Cd, In, иногда Ba, Mo, Co и ореолами выноса и переотложения Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co.

Месторождение Холст приурочено к гранитам. Кварц-пирит-галенит-сфалеритовые рудные жилы сопровождаются (по А.М.Скалету, 1983) ореолами Pb, Zn, Cu, Ba, Bi, As, Co, Mo, W, Sn, Ni, Mn. На поверхности наиболее широко проявлены аномалии Pb и Ag, а также мультипликативного показателя Pb-Zn-Cu, что свидетельствует о верхнерудном их положении.

Архонское месторождение также локализовано в основном в гранитах и отчасти в дайках андезитов и дацитов. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом, в меньшей степени пирротинном, мельниковитом, марказитом, халькопиритом, реже висмутином и магнетитом. Из жильных минералов преобладают кварц, кальцит, хлорит, манганосидерит, доломит. Самая богатая в гранитах жила Южная на северо-востоке месторождения перекрыта толщей песчаников мощностью около 300 м. В надрудной части жила сопровождается комплексными ореолами Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, As, Au, W, Mo, B, Sn, Zr, Co, Ni, P, Ti, Mn, причем Ni и Mo образуют ореолы выноса.



Содержания элементов в ореолах разной контрастности на месторождении Бозанг (в  $10^{-3}\%$ , Au в  $10^{-5}\%$ )

Химические элементы	Условный фон	Слабо-контрастные	Средне-контрастные	Высоко-контрастные	Ореолы выноса
Pb	2,0	4–10	11–50	>50	<1,0
Zn	8,0	10–99	100–500	>500	<4,0
Cu	4,0	5–9	10–50	>50	
Ag	0,007	0,01–0,05	0,06–0,1	>0,1	
Bi	0,05	0,2–0,4	0,5–0,9	>1,0	
As	0,17	3–5	6–9	$\geq 10$	
Au	0,02	0,04–0,06	0,07–0,1	>0,1	
Ba	40	50–99	100–500	>500	<20
B	1,5	4–6	7–10	>10	<1,0
Co	1,8	3–5	5–10	>10	<1,0
Ni	3,5	6–10	10–20	>20	<1,5
Mo	0,1	0,3–0,5	0,6–1	>1,0	<0,1
W	0,13	0,5–0,9	1–2	>2,0	
Sn	0,25	0,5–0,9	1–2	>2,0	<0,15
Mn	60	80–100	200–500	>500	<40
Zr	17	30–50	60–90	$\geq 100$	<10
Ti	400	600–800	900–1000	>1000	<200
P	90	100–200	300–400	$\geq 500$	<50
V	9	15–30	40–50	>50	<60
Cr	8	15–30	40–50	>50	<5,0

Месторождение Бозанг в отличие от всех ранее описанных объектов приурочено к протерозойским амфиболитам и кристаллическим сланцам буронской свиты, перекрытым базальными юрскими углистыми конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу вулканогенными породами садонской свиты, в свою очередь, перекрытыми терригенными породами тоара. Рудная зона представлена крутопадающими жилами, минерализованными зонами дробления и брекчирования вмещающих пород. Оруденение локализовано в метаморфитах буронской свиты. На отдельных участках оно проникает в конгломераты базального горизонта и в виде прожилково-вкрапленной кварц-полиметаллической минерализации прослеживается по восстанию в вулканитах садонской свиты. Промышленное оруденение вскрыто на глубине 300 м от поверхности. К главным рудным минералам относятся сфалерит, пирит, галенит, пирротин, халькопирит, к второстепенным — арсенипирит, шеелит, гематит. Изредка встречаются магнетит, фрейбергит, висмутин, аргентит, блеклые руды, антимонит, киноварь. Из жильных минералов преобладают кварц, кальцит, барит.

Надрудный уровень ореолов характеризуется следующим рядом элементов, ранжированных по условному фону: As (33) – Pb (3,5) – Ag (3) – B (2,7) – W (2,6) – Mo (1,3) – Zn (1,2) – V, Sn (1,1) – Cu, Au, Ga (0,9) – Ti (0,8) – Nb, Cr, Mn (0,6) – Co, Bi, Y, P, Ba

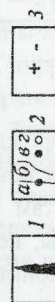
(0,4) – Ni (0,3). Причем для центральной части ореола, соответствующей положению скрытой рудоносной структуры, характерно проявление слабоконтрастных ореолов элементов типоморфной геохимической ассоциации, включающей Pb, Zn, Cu, As, Ag, Bi, в сочетании с ореолами выноса элементов, кларк концентрации которых менее 1. Накопление последних отмечается вверх по восстанию и по периферии рудоносной структуры.

Наличие ореолов выщелачивания сидерофильных и редких элементов из рудных зон и окорудного пространства отмечается также на месторождениях Ногкау и Гаудор [7].

Таким образом, необходимо отметить существенную роль элементов, перераспределяющихся в процессе рудообразования. Концентрации главных рудогенных элементов по мере удаления вверх по восстанию от рудного тела уменьшаются и практически не могут служить признаком слепого оруденения. Индикаторная роль переходит к косвенным нетипоморфным элементам, положительные ореолы которых могут рассматриваться как сигнал глубоководного скрытого оруденения. Состав последних может варьировать в зависимости от состава вмещающих пород, а также от состава дорудной минерализации, которая также может подвергаться процессам выщелачивания, сопровождаемым перераспределением элементов.



Уровни орослов	Расстояние, м	Уровень эрозийного среды месторождений	Внутренняя структура оросла	Мощность, м	Типоморфные элементы	Содержания, г/т
Удаленно- надрудный	500		Зона удаленно-надрудного оросла летучих и перерожденных нетипоморфных элементов (IV)	100 - 300	I, Hg, Co, Ni, Cr, V, P, Mn, Ba, B, Mo	I 0,16-0,27, B 40-60, Hg 0,04-0,08, Co 12-40, Ni 30-60, P 400-1200, V 300-500
	400			III - 15-30 IV - 50-70		
Надрудный	3	Бозанг	Внутренняя зона (III) - орослы надрудных элементов (а) в сочетании с орослами выноса нетипоморфных элементов (б). Внешняя зона (IV) - орослы удаленно-надруд- ных летучих и перерожденных элементов	III - 30-70 IV - 30-50	а) + As, Au, Ag, б) - Co, Ni, Cr, V, Ti, Mo, Ba, B	а) + As 60-150, Au 0,004-0,02, Ag 0,3-0,8 б) - Co 3-8, Ni 6-8, Mo 0,3-0,8, V 50-60, B 3-8, P 30-40
	2	Архон. жила Южная		III - 100 IV - 12-30		
	1					
Ближний надрудный	0	Садон. Згид	Внутренняя зона (II) - орослы верхне- рудных элементов (а) в сочетании с орослами выноса нетипоморфных элементов (б). Внешняя зона (III) - орослы надрудных элементов	II - 10-500 III - 60-100	а) + Pb, Zn, As, Ag, Au, W б) - Co, Ni, Cr, Mo, V, Ti, Ba, B	а) + Pb 50-120, Zn 80-200, As 30-50, Ag 0,1-0,5, Au 0,004-0,03 б) - Ba <20, Co, Ni <10, Mo <1, B 3-5, Zr <100
Верхне- рудный	100	Холст. Ногкау	Внутренняя зона - миперализованная рудо- носная структура с промышленным оруде- нением. Внешняя зона (I) - комплексный оросл главных рудогенных элементов и элементов- спутников с проявлением латеральной и вертикальной геохимической зональности (а) в сочетании с орослами выноса нетипоморфных элементов (б)	I - 20 II - 20-40	а) + Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, As, б) - Ba, Zr, P, Ti, B, Mo, Co, Ni, Nb, V	Ряд элементов, ранжированных по кларкам концентрации (C <sub>г</sub> /C <sub>к</sub> ): Zn(134)-Pb(118)- Ag(109)-Bi(75)- Cu(61)-As(17)-Sn(5) -W(4)-Au(2,3)-Mo, Mn, B(1)-Ba, Zr, P, Ti, Co, Ni, Nb, V(<1)
Средне- рудный	200			I - 20-30 и более	Ряд вертикальной зональности: As, Ag, Au, B, - Pb, Zn, As, Ag, - Cu - Bi - Sn, Mo, W - Co, Ni, Cr, B,	



Модель надрудных геохимических орослов свинцово-цинковой минерализации Садонского рудного района:

1 — рудное тело; 2 — прожилковая (а, б) и вкрапленная (в, г) пирит-карбонат-кварцевая минерализация с полиметаллами (а, б); 3 — геохимические орослы (положительные и отрицательные)



На разработанной геохимической модели выделено пять уровней ореолов, отличающихся внутренним строением, составом и содержаниями химических элементов: среднерудный, верхнерудный, ближний надрудный, надрудный и удаленно-надрудный.

Ореолы, сопровождающие рудное тело на его среднем и верхнем уровнях, характеризуются полиэлементным составом, в геохимическом спектре которого отмечается более 30 элементов. Наряду с главными рудогенными (Pb, Zn, Cu) и элементами-спутниками (Ag, Bi, Cd, In, As, Au), присутствуют элементы, служащие косвенными индикаторами. Они заимствованы из вмещающих пород в ходе окolorудно-метасоматических гидротермальных изменений или же привнесены гидротермальными растворами при отложении непродуктивных ассоциаций, дорудных или послерудных (Ba, B, Co, Ni, Cr, Ti, V, Mn, P, W, Mo, Sn, Be, Y, Nb и др.). Все перечисленные элементы образуют ореолы разной контрастности (таблица), как положительные, так и отрицательные (с содержаниями ниже фоновых).

Околорудные геохимические ореолы (I) конформны рудным телам и характеризуются максимальными концентрациями главных рудогенных элементов и элементов-спутников в непосредственной близости от рудного тела (2–3 м), где они сопровождают окolorудные метасоматиты и обусловлены диффузионными процессами. С этими же процессами связано появление ореолов выноса ряда петрогенных и редких (по терминологии А.Е. Дарчиевой, 1984, 2001 — «нетипоморфных») элементов. По мере удаления от рудного тела характер ореолов изменяется, отмечаются всплески повышенных содержаний (высококонтрастных ореолов), которые сопровождают прожилковую минерализацию и, в свою очередь, сменяются слабоконтрастными ореолами, перемежающимися даже с близфоновыми концентрациями. Подобные ореолы имеют диффузионно-инфильтрационный характер и значительные мощности, иногда превышающие сотни метров. В их пределах отмечается общее падение содержаний элементов в направлении от рудного тела. Нередко вблизи рудного тела фиксируются локальные ореолы выноса главных рудогенных элементов (Pb, Zn), чаще всего приуроченные к зонам интенсивного безрудного кварцевого прожилкования или брекчирования с кварцевым цементом.

Вертикальная и латеральная (продольная) зональность окolorудных ореолов имеет сходный характер (рисунок). Вверх по восстанию рудоносной структуры выше верхней кромки рудного тела выделен ближний надрудный уровень ореолов, свя-

занный с диффузионно-инфильтрационными процессами и сопровождающий разновозрастную продуктивную и непродуктивную вкрапленно-прожилковую минерализацию. Непродуктивная прожилковая минерализация преобладает и распространяется на фланги, как бы окаймляя внутреннюю зону рассеянного проявления продуктивной минерализации, сопровождаемой верхнерудным ореолом (II). Ореолы этого уровня отличаются от верхнерудного уровня значительным уменьшением содержания главных рудогенных элементов, увеличением мощности и содержания ряда элементов-спутников (Ag, As, Au), образующих как бы вторую волну накопления, и отсутствием пространственной связи последних с ореолами свинца. Этот факт позволяет предположить изменение во времени и пространстве минеральных форм проявления элементов или их минералов-концентраторов.

Ореолы, сопутствующие непродуктивным преимущественно послерудным образованиям, широко распространены на флангах в виде оторочки внутрирудного ореола, трассирующего осевую часть рудоносной структуры. Их пространственная обособленность и резкое уменьшение в составе главных рудогенных элементов позволили выделить данные ореолы в качестве самостоятельных надрудных. Надрудные ореолы прослеживаются вверх по восстанию на значительное расстояние.

Следующий (надрудный) уровень выделен по отсутствию осевого верхнерудного геохимического ореола, соответствующего пространственному положению скрытой рудоносной структуры. Ореолы надрудных элементов занимают внутреннее положение в общей структуре ореолов и рассеяны довольно широко; часто ореолы разных элементов пространственно разобщены. Отмечаются участки, на которых преобладают диффузионные ореолы, приуроченные преимущественно к пирит-серицит-кварцевым метасоматитам, по всей видимости, пространственно тяготеющие к надрудной части скрытой рудоносной структуры. Для них характерны содержания элементов, незначительно превышающие фон (низкоконтрастные ореолы). При появлении сульфидно-прожилковой минерализации содержания рудных элементов могут существенно возрасти. Положительные ореолы рудных элементов часто сопровождаются проявлением ореолов выноса нетипоморфных элементов. Положительные ореолы последних окаймляют по периферии надрудный ореол, образуя его внешнюю зону (IV). Причем при сохранении общей мощности ореолов надрудного уровня вверх по восстанию отмечаются уменьшение мощности внутренней зоны вплоть до ее выклинивания и увеличение мощнос-



ти внешней зоны. Это позволило выделить в пределах надрудного ореола три сечения (1–3), существенно отличающиеся по соотношениям мощностей внутренней и внешней зон.

Для всех зон ореолов характерно пространственное совмещение ореолов разных элементов при приближении к рудной зоне и их рассеяние и разобшение на периферии ореола.

Таким образом, в пределах надрудной толщи пород мощностью 500 м выделено пять сечений ореолов и установлены их параметры (внутреннее строение, мощность, состав, уровень содержания химических элементов), которые могут служить в качестве поисково-оценочных геохимических критериев при поисках скрытого полиметаллического оруденения.

Необходимо иметь в виду, что данная модель схематична и обобщена. Она не может отразить всю сложность и разнообразие геолого-структурной обстановки, особенности рудно-метасоматического процесса на каждом конкретном объекте. Модель служит геохимической основой, которая может быть использована в сочетании с геолого-структурными, минералогическими, метасоматическими и геофизическими данными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов М.В. Геохимическая и термодинамическая модели жильного гидротермального рудообразования – М.: Научный мир, 2000.
2. Давыдов К.В., Грановский А.Г. Новые данные о связи полиметаллического оруденения Горной Осетии с юрским вулcano-плутоническим комплексом (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 4. С. 941–944.
3. Дарчиева А.Е. Изучение изменения состава околорудных вмещающих пород в результате гидротермального рудообразования с целью совершенствования методики оценки геохимических аномалий (на примере Садонского рудного района): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2001.
4. Кайтуков М.З. Литохимические ореолы при поисках полиметаллических месторождений в Горной Осетии: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 1979.
5. Перераспределение элементов в околорудных породах постмагматических месторождений на примере Садонского рудного района (Северный Кавказ) и его практическое значение / К.Л.Рехвиашвили, Г.В.Хетагуров, А.Е.Дарчиева и др. // Зап. ВМО. 1990. Ч. СХХ. Вып. 1. С. 63–75.
6. Свинцово-цинковое месторождение Бозанг, Северная Осетия / М.М.Константинов, Х.Х.Лайпанов, Н.П.Варгунина и др. // Руды и металлы. 2004. № 4. С. 33–48.
7. Скрытая свинцово-цинковая минерализация в пределах участка Гаудор (Садонский рудный район, Республика Северная Осетия-Алания) / В.А.Данильченко, Н.П.Варгунина, С.Г.Гордеев и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 73–83.
8. Трофимов Н.Н., Рычков А.И., Дьяконов В.В. Модель литохимических ореолов свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии и поиски глубоко залегающего оруденения // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 71–75.

УДК 553.411+553.491

© И.В.Высоцкий, В.Г.Меньшиков, С.Г.Ковалев, 2005

## ПЛАТИНО-ЗОЛОТО-ЖЕЛЕЗООКИСНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ШАТАКСКОГО ГРАБЕНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

И.В.Высоцкий, В.Г.Меньшиков (ГУП «Уралзолоторазведка»), С.Г.Ковалев (ИГ УНЦ РАН)

*В терригенных толщах машакской свиты среднего рифея на западных склонах Южного Урала выявлен нетрадиционный для Урала тип благороднометальной (платино-золото-железоокисной) минерализации. Ее формирование обусловлено проникновением в верхние горизонты коры восстановленных мантийных флюидов на ранних стадиях рифтогенеза и их инверсией в коровых условиях с переотложением рудогенных элементов.*

Шатакский грабен, входящий в состав средне-рифейской палеорифтогенной структуры, расположен в южной части восточного крыла Ямантауского антиклинория, осложняющего Башкирский мег-

антиклинорий (рис. 1). В его строении участвуют терригенные, магматические и вулканогенно-осадочные образования машакской свиты ( $R_2$ ). По литологическому составу и последовательности нап-



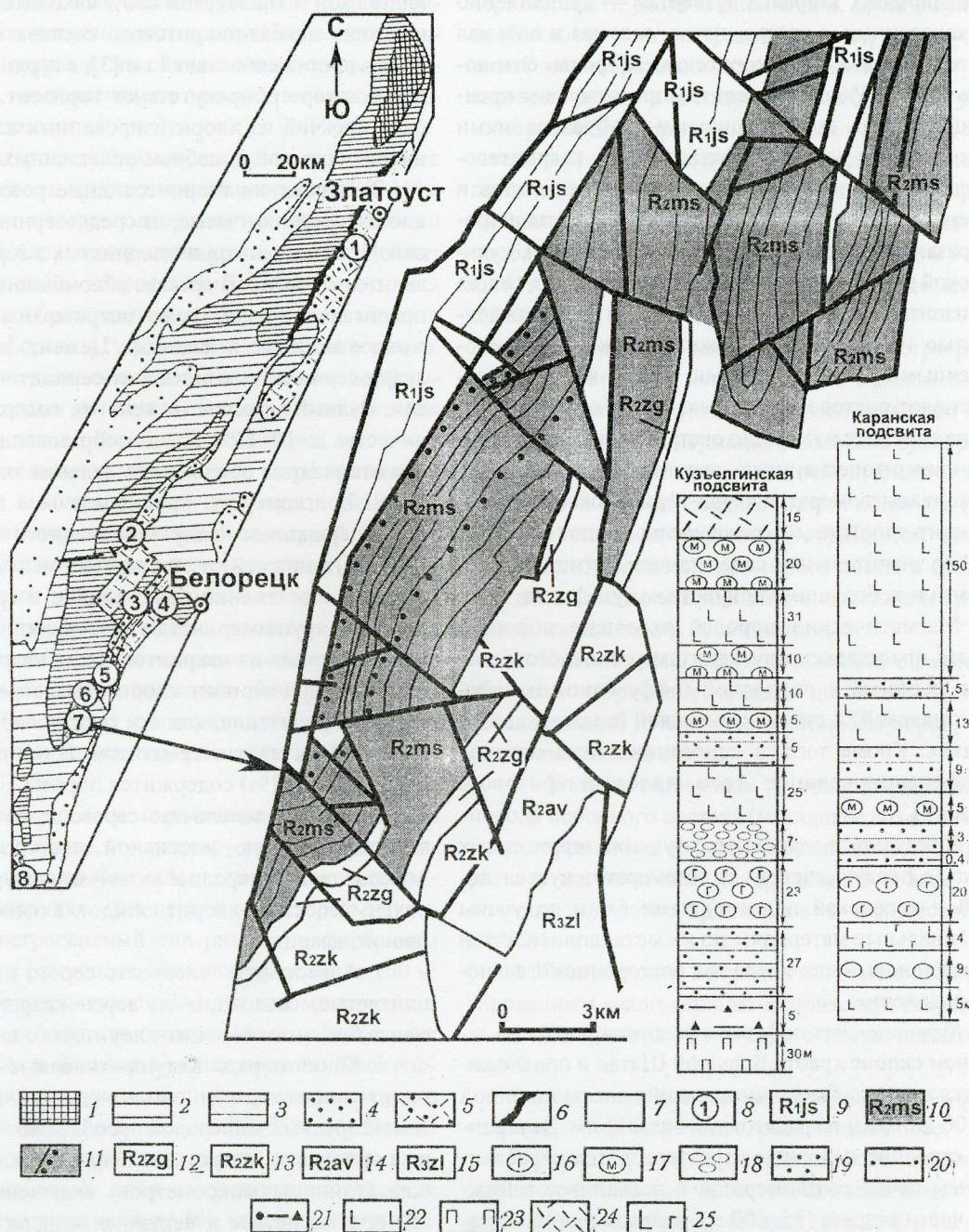


Рис. 1. Геологические схемы западного склона Южного Урала и машакской свиты:

комплексы и отложения: 1 — архей-протерозойский Тараташский, 2 — нижнерифейские, 3 — среднерифейские осадочные, 4 — верхнерифейско-вендские нерасчлененные, 5 — среднерифейские вулканогенно-осадочные, 6 — Кусинско-Копанский интрузивный, 7 — палеозойские нерасчлененные; 8 — структурно-вещественные комплексы среднерифейской палеорифтогенной структуры (1 — Кувашский, 2 — Машакский, 3 — Ишлинский, 4 — Белетарский, 5 — Узьянский, 6 — Кухтурский, 7 — Шатакский, 8 — Кургасский); свиты: 9 — юшинская (R<sub>1</sub>), 10 — машакская (R<sub>2</sub>), 11 — горизонты конгломератов, 12 — зигальгинская (R<sub>2</sub>), 13 — зигазино-комаровская (R<sub>2</sub>), 14 — авзянская (R<sub>2</sub>), 15 — зильмердакская (R<sub>3</sub>); 16 — конгломераты с гематитом; 17 — конгломераты с магнетитом; 18 — гравелиты; 19 — песчаники; 20 — алевропесчаники; 21 — тектонические брекчии; 22 — метабазальты; 23 — дифференцированная диабаз-пикритовая интрузия; 24 — риолиты; 25 — гематитизированные породы основного состава



ластования свита расчленяется на восемь подсвит, из которых первая и шестая по составу вулканогенно-осадочные, вторая и четвертая — существенно вулканогенные, а третья, пятая, седьмая и восьмая — терригенные [7]. Терригенные породы, слагающие около 75% объема свиты, представлены преимущественно грубозернистыми образованиями (песчаниками и конгломератами кварц-кварцитового состава) при подчиненной роли алевролитов и углеродсодержащих сланцев. Конгломераты широко развиты в составе кузьелгинской ( $R_2ms_1$ ), куянтавской ( $R_2ms_5$ ) и каранской ( $R_2ms_6$ ) подсвит, слагая горизонты мощностью до 20–25 м и протяженностью 10–12 км. Они сложены мелко- и валунно-галечными разновидностями, между которыми существуют постепенные переходы. Обломочный материал состоит из хорошо окатанных гальки и валунов кварцитопесчаников, кварцитов и реже кварца. Цемент конгломератов кварц-серицитовый и кварц-серицит-хлоритовый, реже кварц-эпидот-хлоритовый со значительным содержанием магнетита и гематита и небольшим количеством сульфидов.

Магматические породы, входящие в состав свиты, представлены вулканитами основного и кислого составов в покровной (эффузивной и пирокластической) и субвулканической (силлы и дайки) фациях. Кроме того, в основании свиты описано дифференцированное тело диабаз-пикритового состава [3].

В результате детального изучения терригенных толщ (в первую очередь конгломератов кузьелгинской и каранской подсвит) нами были получены оригинальные материалы по их металлоносности и выделен новый для Урала тип благороднометалльного оруденения.

*Кузьелгинская подсвита* распространена на западном склоне хребта Большой Шатак и прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной от 300 до 700 м на расстояние более 11 км. Внутреннее строение подсвиты характеризуется переслаиванием пачек конгломератов и песчаников в нижней части разреза (85–100 м), конгломератов и диабазов в средней (130–140 м) и риолитов (до 180 м) в верхней. Сводный геологический разрез подсвиты (снизу вверх) выглядит следующим образом (см. рис. 1).

1. В основании разреза расположена пачка переслаивающихся углистых кварц-серицит-хлоритовых, хлорит-серицитовых сланцев, алевролитов и кварцитовидных песчаников юшинской свиты ( $R_1$ ). На контакте с вышележащими отложениями кузьелгинской подсвиты породы осветлены и содержат

значительное количество хлоритоида. В центральной части Шатакского грабена, в зоне контакта юшинской и машакской свит, находится расслоенное тело диабаз-пикритового состава мощностью 20 м и протяженностью 3 км [3], в верхнем экзоконтакте которого присутствует горизонт тектонических брекчий из хлоритизированных алевропесчаников с дресвой и щебнем осветленных сланцев.

2. Песчаники кварцитовидные розовато-серого цвета, толстоплитчатые, от среднезернистых в нижней части слоя до крупнозернистых в верхней и гравелитов в кровле. В составе обломочного материала преобладает кварц, реже встречаются кварциты, микрокварциты и сланцы. Цемент представлен кварц-серицитовым и хлорит-серицитовым агрегатом. Рудный минерал — гематит, содержится в количестве до 10–15%. Из новообразованных минералов отмечаются обильные выделения хлоритоида.

3. Конгломераты крупногалечные и валунные (с содержанием валунно-галечного материала 70–80%) в нижней части разреза и мелкогалечные в верхней, постепенно переходящие в гравелиты, а затем в крупнозернистые песчаники. Валун и галька состоят из кварцитов, реже кварца. Цемент сложен кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Рудная минерализация, как и в подстилающих песчаниках, представлена гематитом. В незначительном количестве (<1%) содержится пирит.

4. Диабазы зеленовато-серого цвета со столбчатой отдельностью, массивной текстурой и микродолеритовой, микродиабазовой структурой. Минеральный состав: хлорит, эпидот, актинолит, сфен, пренит, кварц.

5. Алевролиты зеленовато-серого цвета тонкоплитчатые, состоящие из зерен кварца размером менее 0,01 мм и серицит-хлоритового цемента.

6. Конгломераты валунно-галечные с кварц-серицит-хлоритовым и эпидот-хлоритовым цементом. Из рудных минералов преобладают идиоморфные кристаллы магнетита. Пирит в виде мельчайших (единицы микрометров) включений присутствует в магнетите и нерудных минералах. В зоне контакта с нижележащими диабазами отмечаются халькопирит (до 2–3%), реже пирротин, а также единичные зерна самородного железа [2].

7. Диабазы со столбчатой отдельностью, рассланцованные и хлоритизированные в подошве, массивные в средней части и миндалекаменные в кровле.

8. Валунно-галечные конгломераты с размером валунов до 25–30 см, сложенных кварцитами, реже кварцем. Цемент представлен кварц-серицит-хло-



ритовым и эпидот-хлоритовым агрегатом. Из рудных минералов преобладает магнетит.

9. Диабазы зеленовато-серого цвета, рассланцованные и ожелезненные в подошве, в центральной части и кровле массивные с отдельными минералидами, выполненными медной зеленью, кварцем и эпидотом.

10. Алевролиты фиолетового цвета плитчатые с идиоморфными кристаллами магнетита до 10–15%.

11. Конгломераты валунно-галечные. Обломки состоят из хлоритизированных кварцитов. Цемент тонкозернистый, кварц-хлорит-серицитового состава с новообразованными выделениями цоизита лучистой формы и зернистыми массами эпидота. Рудная минерализация представлена идиоморфными кристаллами магнетита, располагающимися как в цементе, так и в гальке конгломератов.

12. Риолиты и риодациты порфировидной структуры с микролитовой структурой основной массы и разноориентированной текстурой. Порфировые выделения представлены серицитизированным полевым шпатом. Основная ткань породы замещена микрозернами кварца и имеет полевошпатово-кварцевый состав с примесью хлоритизированного и эпидотизированного биотита. Рудный минерал (магнетит) образует субизометричные «оплавленные» кристаллы размером до 1 мм в количестве 3–5%.

По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы, и характеру рудной минерализации в составе подсыты выделяются две толщи — нижняя и верхняя. Для первой характерен регрессивно-трансгрессивный тип разреза с колебанием мощности в различных обнажениях от 80 до 100 м. Наиболее распространенным рудным минералом в этих породах является гематит. Он встречается как в гальке, так и в цементе конгломератов. Рентгенографическим фазовым анализом установлено, что конгломераты с гематитом на 92–95% состоят из кварца, слюды (биотит и мусковит), магнетита и гематита. Массовая доля последнего составляет 10–10,5%, магнетита около 1%, слюдистых минералов до 10%. В нижней части толщи отмечены обильные (до 10–15%) выделения хлоритоида.

В монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи Кузьелгинской подсыты, атомно-абсорбционным методом установлено Au до 10,77 г/т и Ag 1,12 г/т, а в валовых пробах содержание Au составляет 1,8 г/т, Ag 1,4 г/т, Pt до 1,25 г/т, Pd до 0,35 г/т (таблица) при массовой доле железа 8,22%.

В верхней толще выделяется до трех горизонтов валунно-галечных конгломератов суммарной

мощностью около 50 м в переслаивании с потоками или силлами диабазов, перекрывающихся в верхней части разреза риолитами. Отличительная особенность конгломератов — присутствие в цементе новообразованных минералов эпидот-цоизитовой группы в ассоциации с хлоритом. Рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита размером 0,5–2 мм, в монофракции которого Au 4,9 г/т, а Ag 0,2 г/т. В валовых пробах содержится (г/т) до 1,75 Pt, до 0,30 Pd, до 2,15 Au, до 5,25 Ag при массовой доле железа 6,54%.

*Каранская подсыта* по литолого-петрографическому составу во многом сходна с отложениями Кузьелгинской подсыты. Она прослеживается в виде относительно выдержанной полосы в субмеридиональном направлении по восточному склону хребта Большой Шатак. Сводный разрез подсыты (снизу вверх) выглядит следующим образом (см. рис. 1).

1. Диабазы зеленовато-серого цвета, в средней части массивные и афировые, в подошве и кровле миндалекаменные и брекчиевидные.

2. Конгломераты валунно-галечные с размером обломков кварцитопесчаников до 20 см. Цемент, составляющий 15% от основной массы пород, имеет полимиктовый состав.

3. Хлоритизированная и гематитизированная порода основного состава (метадиабазы) интенсивно рассланцована и будинирована. В ней широко развита магнетитовая минерализация в виде мелких идиоморфных кристаллов в количестве до 20–25%.

4. Конгломераты валунно-галечные с гематитизированным кварц-серицит-хлоритовым цементом.

5. Алевролиты темно-серого цвета, рассланцованные.

6. Песчаники разномасштабные зеленовато-серого цвета, толсто плитчатые, рассланцованные.

7. Конгломераты валунно-галечные, аналогичные слою 4, в южной части грабена залегающие непосредственно на метадиабазе слоя 3. В зоне контакта как в диабазах, так и в конгломератах наблюдается обильная вкрапленность магнетита (до 60–70%). Породы представляют собой густовкрапленную магнетитовую руду.

8. Песчаники среднезернистые в нижней и средней части слоя и кварцитовидные, сливные, с включениями (до 5%) пирита пентагондодекаэдрического габитуса в кровле.

9. Диабазы в подошве эпидотизированные, в кровле окварцованные, брекчиевидные с мелкой вкрапленностью магнетита (5–7%).



10. Песчаники крупнозернистые в подошве, кварцитопесчаники с тонкими кварцевыми прожилками в кровле.

11. Диабазы зеленовато-серого цвета, в нижнем эндоконтакте амфиболизированы, а в средней части эпидотизированы с *S*-образными кварцевыми прожилками лестничного типа и кварц-эпидотовыми жилами с халькопиритом и медной зеленью.

По преобладающему составу рудных минералов конгломераты каранской подсвиты, как и кузьелгинской, подразделяются на гематитовые и магнетитовые разновидности. В первых наиболее распространен гематит. Его содержание колеблется от нескольких зерен (гальки) до 15–20% (цемент). В разновидностях с магнетитом кристаллы последнего неравномерно рассредоточены в цементе, а количество их достигает 60–65%.

В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные чаще всего к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотинок неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их в основной массе 1–5 мкм, но встречаются и более крупные выделения (рис. 2, А, В). Кроме того, в двух образцах был обнаружен платиноид, определенный оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО «Унипромедь» как нигглиит ( $PtSn_3$ ). Форма его выделений идиоморфная с правильными и ровными двумя и тремя граня-

ми (см. рис. 2, С, D), средней твердостью, очень сильным двуотражением ( $R=20-40\%$ ) и анизотропией с ярким цветным эффектом от оранжевого до темно-серо-синего.

Полученные материалы и анализ металлогении терригенных пород, слагающих Шатакский грабен, позволяют воссоздать условия формирования нетрадиционного для Урала типа оруденения.

Временной интервал с конца раннего рифея до начала среднего рифея на западном склоне Южного Урала считается эпохой заложения рифтогенной структуры [6, 8]. В этот период формирующиеся грабенообразные структуры заполняются псефито-псаммитовыми осадками машакской свиты. Активизация магматических процессов выражается в образовании разнообразных как по основности (от пикробазальтов до риолитов), так и фациальной принадлежности (эффузивные потоки, субвулканические пластовые тела, эруптивные жерловые комплексы) магматических пород. Внедрение в верхние горизонты земной коры значительных объемов базальтовой магмы сопровождается предварительной проработкой субстрата восстановленными мантийными флюидами, которые отделяются от расплава на глубине около 10 км [1], а до этого в верхней части «флюидно-магматической колонны» количество рудогенных элементов нарастает. При поступлении флюида в верхние этажи земной коры по тектонически ос-

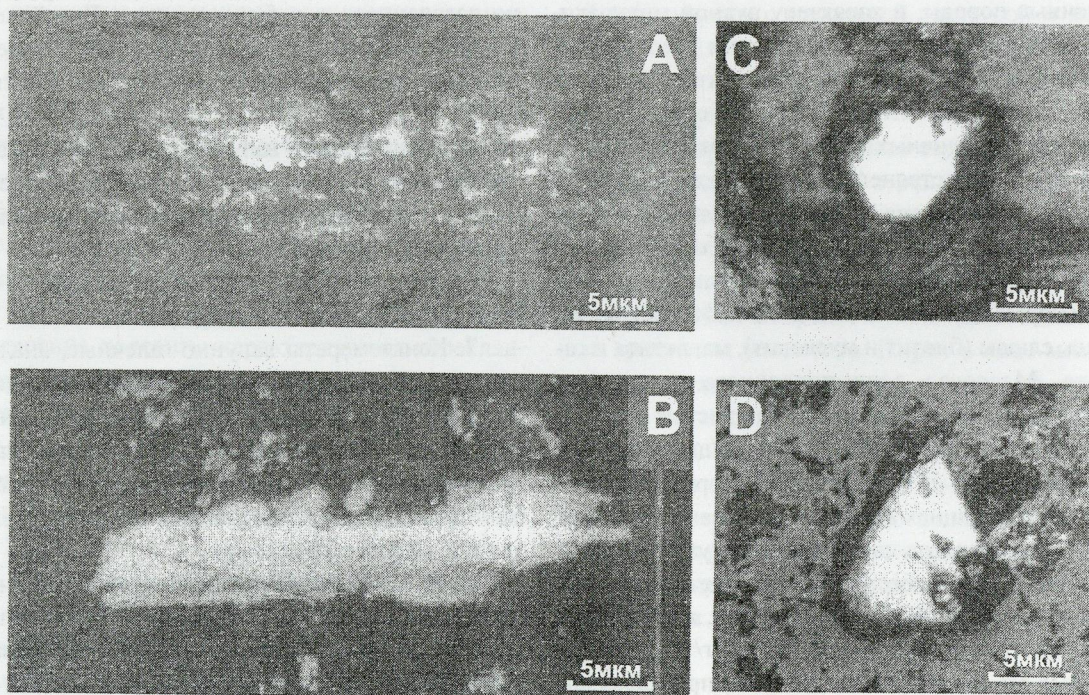


Рис. 2. Самородное золото (А, В) и платиноиды (С, D) из машакских конгломератов



лабленным зонам в терригенных породах формируются геохимические аномалии элементов «мантейной» природы.

Благоприятными факторами для рудоконцентрирующих процессов, кроме структурно-литологических особенностей, можно считать длительность функционирования флюидно-гидротермальной системы в термостатированном поле. Для обоснования физико-химических условий образования платино-золото-железometального оруденения нами привлекаются материалы А.А.Маракушева и М.И.Безмена [4], показавших, что возрастание положительной свободной энергии реакций типа  $\text{MeO}_2 + \text{S}_2 = \text{MeS}_2 + \text{O}_2$  с повышением температуры свидетельствует о все большем смещении равновесия реакций влево, в сторону образования окислов. Это соответствует эмпирически выявленной закономерности, согласно которой смена окисного оруденения сульфидным на рудных месторождениях происходит с понижением температуры. Расчеты рав-

новесных соотношений между магнетитом и сульфидами железа в системах с участием ионов  $\text{HS}^-$  и  $\text{OH}^-$  позволили установить, что при температурах выше  $400^\circ\text{C}$  магнетит более устойчив, чем сульфиды железа. Падение температуры системы ниже  $400^\circ\text{C}$  предопределяет появление вместо магнетита парагенезиса пирита с пирротинном [5]. Таким образом, при повышенных температурах возрастание активности кислорода, выражающееся в увеличении сродства металлов к кислороду, предопределяет устойчивость минералов окислов и силикатов железа. Золото и платина в этих условиях проявляют сидерофильные свойства, что и обуславливает их совместную миграцию с железом. Об этом свидетельствуют описанные нами ранее находки в цементе конгломератов самородного железа, в составе которого микрозондовым методом установлены (в атомных %): 0,3 Au, 0,4 Pt, 0,34–1,14 Cr [2]. Палладий не характерен для данной ассоциации, поскольку в отличие от платины является типичным халькофиль-

Содержания благородных металлов в осадочных и магматических породах Шатакского грабена, г/т

Породы	Au	Ag	Pt	Pd
Конгломерат с магнетитом	0,20	5,25	1,75	0,30
Песчаник с гематитом	0,25	1,00	<0,5	<0,1
Диабаз с магнетитом	<0,1	1,75	<0,5	<0,1
Конгломерат с сульфидами	0,10	1,00	<0,5	<0,1
Конгломерат	0,35	1,25	H/o	H/o
Конгломерат с гематитом	1,80	1,45	H/o	H/o
Конгломерат с магнетитом	1,60	2,50	1,30	0,30
То же	1,20	1,00	1,50	0,20
Магнетитовая руда	1,20	1,75	<0,5	<0,1
Конгломерат с магнетитом	2,15	1,20	1,40	0,20
Конгломерат	0,20	1,38	H/o	H/o
То же	0,30	1,25	<0,5	<0,1
Углеродистый сланец с сульфидами	0,20	1,36	<0,5	<0,1
Конгломерат	<0,1	1,00	<0,5	<0,1
То же	0,20	1,25	<0,5	<0,1
«	0,20	1,00	H/o	H/o
«	0,15	0,75	H/o	H/o
«	0,20	0,75	0,85	0,20
«	0,20	0,75	0,60	0,20
«	1,80	1,40	1,25	0,35
«	1,60	2,55	1,30	0,30
Конгломерат с гематитом	1,85	1,70	0,50	0,10
Гравелит с гематитом	0,20	0,50	<0,5	<0,1
Конгломерат	0,10	0,50	H/o	H/o
Песчаник с гематитом	0,20	1,25	H/o	H/o
Конгломерат	2,00	0,75	0,80	0,30
То же	0,10	1,00	H/o	H/o
«	0,10	0,50	H/o	H/o
Диабаз с магнетитом	<0,1	1,75	<0,5	<0,1
Углеродистый сланец	0,20	1,38	H/o	H/o

Примечание. Анализы выполнены в ОАО «Унипромедь» атомно-абсорбционным методом; H/o — не обнаружено.



ным элементом, что выражается в высоких значениях Pt/Pd отношения, в среднем равного 4.

Таким образом, формирование золото-платино-железоокисной ассоциации в конгломератах машакской свиты происходило из восстановленных растворов при температуре не ниже 400°C. Источником металлов служили мантийные флюиды, а рудогенерирующие процессы обуславливались их инверсией в верхних горизонтах коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. – М.: Наука, 1989.
2. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение // Геологический сборник № 1. Информ. мат.-лы. Уфа, 2000. С. 86–87.
3. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по магматизму Шатакского грабена // Геологический сборник № 3. Информ. мат.-лы. Уфа, 2003. С. 117–119.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. – М.: Наука, 1971.
5. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. – Новосибирск: Наука, 1976.
6. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
7. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск, 1982. С. 53–64.
8. Эволюция рифтовых систем Урала / С.Н.Иванов, В.А.Коротеев, В.Н.Пучков и др. // Тектонические процессы. М., 1989. С. 154–163.





## БЕСЦИАНИДНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ОБОГАЩЕНИЯ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФИДНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

**А.З.Ахмедов (НИИ минерального сырья МЭПР Азербайджана), В.В.Царев  
(ТулНИГП МПР России)**

*Исследованы труднообогатимые углеродсодержащие свинцово-цинковые руды Восточно-Жайремского и Южно-Каражалского месторождений. Предложена унифицированная, экологически сравнительно чистая технология их флотационного обогащения. Рассмотрены формы нахождения и распределения углистого вещества (УВ). Выявлены технологические особенности основных рудных минералов и причины, обуславливающие их флотационную упорность. Эффективность предлагаемой частично коллективно-селективной схемы флотации с бесцианидным режимом и условиями предварительного флотационного выделения УВ из процесса подтверждена на полупромышленной установке. Показана возможность утилизации хвостов флотации на Жайремском месторождении совместно с вскрышными породами и использования их в производстве изделий строительной керамики.*

Основная часть запасов тяжелых цветных металлов сосредоточена, как известно, в месторождениях сульфидных руд. К предварительному технологическому процессу обработки таких руд относится преимущественно флотация. В последние годы в связи с вовлечением в промышленную переработку более бедных и тонковкрапленных руд проблема их обогащения и комплексного использования существенно осложнилась. Весьма технологически упорными считаются полиметаллические углеродсодержащие руды. Это обусловлено рядом причин, связанных как с генезисом, так и с физико-химическими процессами, происходящими при их переработке.

Безбаритовый свинцово-цинковый технологический тип сульфидных руд характерен для Жайремского и Южно-Каражалского месторождений Центрального Казахстана. На площади весьма крупного Жайремского месторождения обособляются Западный, Дальне-Западный и Восточный участки с рудами тонкозернистой структуры. В них отмечается тесное взаимопрораствание сульфидов при наличии глобулярного пирита и мельниковит-пирита, углистых сланцев, а также пропитываю-

щих породу углистых пленок. Ценные компоненты руд обуславливают выделение двух разновидностей (сортов) руд: собственно свинцово-цинкового и существенно цинкового (при содержании Pb <1%).

По результатам исследований институтов Казмеханобр и ВНИИцветмет для переработки руд Западного и Дальне-Западного Жайрема была принята технология селективной схемы флотации свинцовых и цинковых минералов с депрессией последних и пирита в свинцовом узле сочетанием цианистой соли и цинкового купороса [6–8]. Обработка руд Западного Жайрема по этой технологии на Кентаусской обогатительной фабрике выявила относительно невысокие показатели обогащения. Особые трудности на фабрике возникали при обработке руд, содержащих относительно значимое количество органического углерода.

Отрицательное влияние углистого вещества на флотационный процесс подчеркивается многими исследователями и практикой обогащения различных руд цветных и благородных металлов [2, 4, 5, 9]. Так, В.А.Конев отмечает существование критических соотношений масс углисто-гидрофобных сланцев и галенита в свинцово-цинковой руде,



при достижении которых значительно изменяется поведение этих компонентов во флотационном процессе. При добавке к руде сланцев в количестве 10% их отрицательное влияние было устранено повышением расхода собирателя, а разубоживание более 10% приводило к необратимому снижению извлечения свинца [5].

Этот фактор выявлен и нами при изучении технологических особенностей руд Восточно-Жайремского и Южно-Каражальского месторождений.\* Исследованы 10 технологических проб из различных типов руд и рудных залежей Восточно-Жайремского месторождения, в том числе две укрупненные, характеризующие свинцово-цинковый (14 т) и существенно цинковый (4 т) сорта руд. Последние испытаны в непрерывном цикле на полупромышленной установке. Руды Южно-Каражальского месторождения изучены по трем лабораторным пробам (500–600 кг), характеризующим в отдельности указанные сорта и их смесь в соотношении 1:1. Химический состав полупромышленных проб Восточно-Жайремского и Южно-Каражальского месторождений представлен в табл. 1.

Минералого-петрографические исследования показали, что минеральный состав всех проб наз-

ванных месторождений практически идентичен, различие заключается лишь в количественном распределении рудных минералов и некотором изменении размеров их включений. Основные рудные минералы — пирит, сфалерит и галенит — характеризуются резкой дифференциацией по размеру; второстепенные — халькопирит, пирротин, блеклая руда. Вмещающие породы (80–90% по массе) представлены кварц-серицитовыми, карбонатными и серицит-хлоритовыми разностями, содержат УВ, распределенное крайне неравномерно с обогащением в тонкообломочных разновидностях пород. Нередко рудные минералы ассоциируют с УВ, наблюдается их взаимопроращение, чаще всего с галенитом, реже с пиритом и сфалеритом.

Сульфиды характеризуются тесной взаимосвязью и взаимопроращением, иногда эмульсионной вкрапленностью друг в друга и в нерудной массе. Наряду с кристаллическими отмечены глобулярные субмикроскопические разности пирита. Выявлены участки практически нефлотуемых сажистого галенита и сажистой свинцово-цинковой смеси в пирите и нерудной массе. Повышенные содержания пирита в рудах обоих месторождений приурочены к породам с большим содержанием УВ.

1. Химический состав характерных проб руд месторождений, %

Элементы и соединения	Восточный Жайрем		Южный Каражал	
	Свинцово-цинковая руда	Существенно цинковая руда	Свинцово-цинковая руда	Существенно цинковая руда
Pb	1,76	0,75	1,95	0,36
Zn	3,78	3,45	3,65	1,38
Cu	0,10	0,08	0,02	0,02
Cd	0,02	0,018	0,018	0,002
Ag, г/т	34,0	9,8	18,0	2,2
Au, г/т	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	0,25	0,23	0,09	0,02
C <sub>общ</sub>	4,56	4,32	7,24	1,31
в том числе C <sub>сульф</sub>	4,38	4,16	—	—
Fe <sub>вал</sub>	3,66	3,86	7,17	4,38
C <sub>орг</sub>	0,95	0,83	1,33	0,98
CO <sub>2</sub>	23,10	22,95	14,87	20,88
SiO <sub>2</sub>	27,80	29,10	35,80	38,80
CaO	28,10	26,80	17,19	22,20
MgO	0,21	0,40	0,56	1,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	2,15	4,30	2,55
K <sub>2</sub> O	0,64	0,70	1,84	0,64
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,24	0,16
MnO	0,95	0,90	1,99	3,18
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,09	0,17	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,11	0,21	0,13
BaO	0,49	0,68	0,05	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,65	1,52	1,78	1,94
Сумма	100,12	99,14	100,47	100,29

\*В работе принимали участие Л.А.Шамис и И.Б.Гусейнов.



Учитывая, что УВ во многом определяет технологические свойства рассматриваемого минерального сырья, особое внимание было уделено изучению форм его нахождения и распределения. С этой целью были использованы минералогический, а также термографический и рентгеноструктурный методы исследований. Установлено, что в светло- и темно-серых вмещающих породах распределение УВ характеризуется определенной закономерностью. Его количество увеличивается от песчаных к пелитовым тонкосланцевым разновидностям. В породах, не затронутых процессами дислокационного метаморфизма и метасоматоза, развито равномерно рассеянное тонкодисперсное УВ, тесно ассоциирующее с мелкочешуйчатыми пластинками хлорита, серицита, кварца, а также глобулярным пиритом. В светлых более грубозернистых породах оно образует скопления рогульчатой, серповидной и других форм.

Термографические исследования углеродистого продукта, выделенного флотацией из руды Восточного Жайрема, показали наличие, по крайней мере, двух разновидностей УВ. Одно из них, как оказалось, легко растворяется в перекиси водорода (рис. 1). В гидротермалитах и рудах преобладает антраксолит различных модификаций (низший, собственно антраксолит и высший), частично растворяющийся в неорганических растворителях.

Антраксолиты представлены черным неполяризующимся, непрозрачным в проходящем свете веществом, а в отраженном свете — чешуйчато-рогульчатыми серповидными образованиями с различной степенью анизотропности. Формы их выделений струйчатые жильно-прожилковые, согласные со слоистостью и рассланцеванием. В рудах наблюдаются гнездовидные микровыделения УВ в трещи-

нах, размером от первых микрометров до 0,04 мм. Имеются также субмикроскопические частицы УВ и алюмосиликатных минералов размером десятые и сотые доли микрометра. Перекристаллизация сульфидных агрегатов в более крупнокристаллические приводит к увеличению размера чешуек УВ и преобразованию его в другие типы.

Обобщая результаты минералогических исследований различных проб руд с обоих месторождений и подчеркивая их схожесть, необходимо указать, что резкая дифференциация размеров основных рудных минералов, их дисперсность и тесная взаимосвязь как друг с другом, так и с породообразующими минералами, наличие значимого количества УВ, нередко ассоциирующего с полезными компонентами, вероятность образования при измельчении руд тонких взвесей частиц вмещающих пород (шламов серицит-хлорит-углеродистого состава) обуславливают в совокупности высокую технологическую упорность данного минерального сырья.

Отрицательное влияние УВ на процесс флотации руд может проявляться как в механической, так и физико-химической формах. Первое будет осуществляться уже на стадии измельчения исходного материала, при котором сульфиды, обволакиваясь тонкими частицами и пленками УВ, изменяют присущие им поверхностные и, соответственно, флотационные свойства. Второе же может происходить в более сложной форме, когда за счет компенсации ненасыщенных связей УВ, установленных рядом исследователей [9], существует вероятность образования органоминеральных комплексов, что совместно с большой поверхностной активностью УВ будет способствовать высокому расходу реагентов и нарушению селективности флотационного процесса.

Первые же флотационные опыты, выполненные на испытуемых рудах, подтвердили отрицательное влияние УВ на процесс, особенно в основном цикле. Гидрофобные шламистые частицы УВ, сорбируя значительное количество собирателя, активно флотировались, предотвращая флотацию сульфидов и загрязняя основной черновой концентрат. Только после того как определенное количество УВ выводилось из процесса, флотоактивность сульфидов восстанавливалась. Попытки дезактивации УВ в «голове» процесса применением таких депрессоров, как водорастворимый нигрозин (азокраситель), декстрин и гидросульфит натрия не дали положительных результатов. Флотоактивность УВ, несколько подавленная в начале процесса, быстро восстанавливалась.

Гораздо эффективнее оказался способ предварительного выведения из флотационного процесса

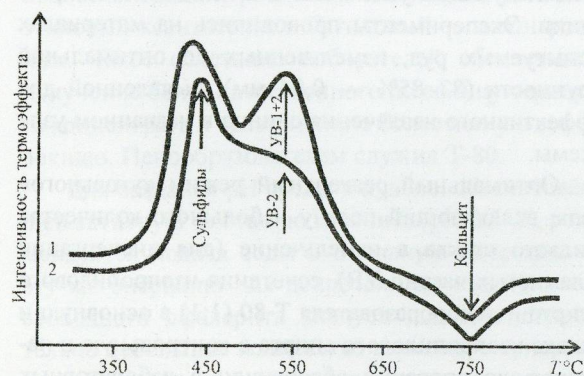


Рис. 1. Термограмма углеродсодержащего продукта:

1 — исходный продукт; 2 — после обработки перекисью водорода



наиболее сорбционно активной части УВ. Это способствовало нормализации последующей операции основной флотации при значительном сокращении расхода реагента-собиранеля (рис. 2). После выведения определенного количества УВ из процесса природные (естественные) флотационные свойства сульфидов, характерные для испытываемых руд, восстанавливаются.

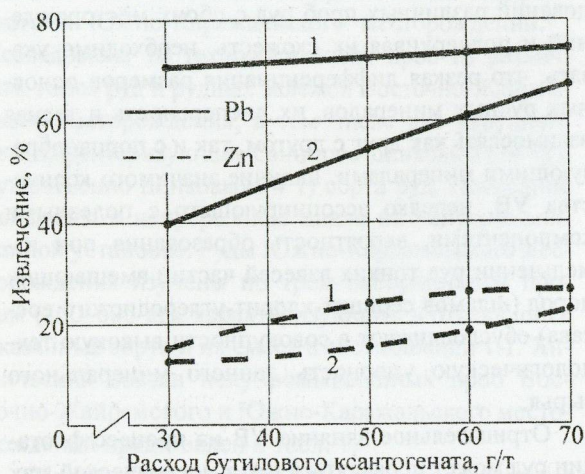


Рис. 2. Влияние УВ на показатели извлечения элементов в операции основной свинцово-цинковой флотации:

1 — при выводе УВ из процесса; 2 — без вывода УВ из процесса

Технологические исследования различных проб обоих месторождений выявили весьма важную особенность содержащихся в них рудных минералов, положительно влияющую на флотацию. Сфалерит руд природно малоактивирован (см. рис. 2); разница во флотоактивности галенита и пирита также достаточно ощутима. Эти факторы обуславливают возможность применения для переработки рассматриваемых руд так называемой частично коллективно-селективной схемы флотации, по которой основная часть галенита и некоторое количество тесно ассоциированного с ним сфалерита извлекаются при относительно грубом помоле руды в основном свинцово-цинковом узле. Последующее извлечение сфалерита целесообразно осуществлять из хвостов этого узла и селекции черногого свинцово-цинкового концентрата, возможно, после их доизмельчения. При этом для снижения степени извлечения имеющегося относительно небольшого количества природно-активированного сфалерита может быть использован более «мягкий» и практически нетоксичный депрессор сфалерита — цинковый купорос.

С учетом вещественного состава и выявленных технологических особенностей испытываемого минерального сырья ключевыми задачами исследований стали изыскания оптимальных условий селективного выделения УВ из флотационного процесса с наименьшими потерями в нем ценных компонентов, условий селективного выделения свинцовых минералов без применения в схеме высокотоксичных цианистых солей.

Проблема селективного выделения УВ из аналогичных руд весьма актуальна. Известно, что большинство углистых минералов относятся к гидрофобным и часто флотируются одним вспенивателем. Эффективность процесса может повышаться при применении комбинаций пенообразователей [3]. Однако следует учитывать, что некоторые из них, обладая собирательными свойствами, могут способствовать увеличению потерь сульфидов ценных компонентов с выделяемым продуктом. Поэтому использование для этих целей реагентов с гидроксильной полярной группой (спирты) представлялось наиболее целесообразным.

В результате из широкого ряда испытанных аполиарных реагентов (керосин, изопропиловый и бутиловый спирты, фракция спиртов  $C_5-C_6$ ) наиболее эффективным собирателем УВ оказалось сочетание изопропилового спирта и пенообразователя Т-80. Выделение УВ осуществлялось по схеме, включающей основную и контрольную операции, при одной перемешке пенного продукта основного цикла. Камерный продукт контрольной операции подвергался частично коллективной свинцово-цинковой флотации. При этом изыскания рационального режима «угольного» узла схемы производились по показателю потерь свинца и цинка в выделяемых пенных продуктах и эффективности процесса в последующем узле частично коллективной флотации. Эксперименты проводились на материалах испытываемых руд, измельченных до оптимальной крупности (83–85% — 0,04 мм), выявленной для эффективного извлечения свинца в названном узле схемы.

Оптимальный реагентный режим «угольного» узла, включающий подачу небольшого количества жидкого стекла в измельчение (для диспергации шламистых частиц УВ), сочетания изопропилового спирта и пенообразователя Т-80 (1:1) в основную и только изопропилового спирта в контрольную и перемешку операции обеспечили в лабораторных опытах на характерных пробах руд обоих месторождений выделение углеродсодержащего продукта (угольный концентрат) с относительно минимальными потерями в нем основных ценных компонентов (табл. 2). Несколько более высокие потери свинца



## 2. Показатели обогащения руд в оптимальном режиме «угольной» флотации

Месторождение	Продукты флотации	Выход, %	Содержание, %		Извлечение, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
Восточный Жайрем	Угольный концентрат	1,44	2,35	3,23	1,9	0,9
	Камерный продукт угольной перемешки	1,84	1,70	4,40	1,75	1,6
	Угольный продукт контрольной флотации	1,75	1,89	3,12	1,85	1,1
	Основной Pb-Zn концентрат	14,55	7,89	9,61	64,9	28,2
	Хвосты флотации	80,42	0,66	4,20	29,6	68,2
	Руда	100	1,79	4,96	100	100
Южный Каражал	Угольный концентрат	1,67	4,44	3,78	3,8	1,7
	Камерный продукт угольной перемешки	1,13	3,80	3,28	2,2	1,0
	Угольный продукт контрольной флотации	1,52	4,23	5,13	3,3	2,1
	Основной Pb-Zn концентрат	13,18	9,50	6,16	64,2	21,9
	Хвосты флотации	82,50	0,63	3,30	26,5	73,3
	Руда	100	1,95	3,71	100	100

ца и цинка из руды Каражала обусловлены, согласно минералогическим исследованиям, более тесной ассоциацией в ней УВ с рудными минералами.

Оценивая результаты исследований, заметим, что с рассматриваемым продуктом из процесса выводится значительная часть сорбционно-емкого УВ, а также часть глобулярного пирита и шламов нерудных минералов, что способствует весьма заметному улучшению условий ведения последующих операций флотации свинцовых и цинковых минералов, так как одновременно восстанавливается их естественная флотоактивность.

Предлагаемый последующий узел частично коллективной свинцово-цинковой флотации включал основную и три контрольные операции, что обусловлено необходимостью извлечения максимально возможного количества тонкого, относительно малоактивного галенита. В качестве реагентов-собирателей рекомендуется использовать в основной операции сравнительно более селективный этиловый ксантогенат и бутиловый — в контрольных. Такое сочетание собирателей обеспечивает получение более качественного по свинцу чернового концентрата и сравнительно более легкую его селекцию. Пенообразователем служил Т-80.

Для создания рН среды в пульпе, обеспечивающей активную флотацию галенита (рН 8,5–9), рекомендуется подача соды в основную операцию. В эту же операцию для депрессии активированного свободного сфалерита следует подавать относительно небольшое количество цинкового купороса, а для дезактивации нерудных шламов — жидкое стекло. Установлена также целесообразность подачи изопропилового спирта (20 г/т) во вторую и сернистого натрия (50–60 г/т) в третью контрольные операции. Первый из этих реагентов способствует доизвлечению шламистых частиц галенита, ассо-

циированных с УВ, а второй — активации окисленных минералов свинца.

В целом предлагаемый технологический режим обеспечил извлечение в пенные продукты рассматриваемого узла флотации до 80–85% Pb и 30–35% Zn (открытый цикл лабораторных опытов), содержащихся в испытуемых рудах. При этом массовая доля Pb и Zn в черновом концентрате, направляемом на селекцию, составляла для характерных руд обоих месторождений 10–15 и 6–9% соответственно или соотношение названных элементов было 1:(0,7–0,9).

Весьма важной задачей при селекции подобных черновых коллективных концентратов является выбор эффективного депрессора сфалерита и пирита, в качестве которого чаще всего используют сочетание цианистых солей и цинкового купороса [4, 5, 8].

Для этих целей нами был разработан унифицированный для всех испытанных руд технологический режим с бесцианидным процессом депрессии сфалерита и пирита. Схема селекции включала доизмельчение коллективного концентрата до крупности -0,04 мм (94–96%) с последующей основной и двумя контрольными операциями, при четырех перемешках пенного продукта основного цикла. Хвосты селекции после доизмельчения до -0,04 мм (97–98%) (предназначено в основном для оттирки материала) рекомендуется направлять в первую контрольную операцию свинцово-цинкового узла схемы для доизвлечения оставшегося тонкодисперсного галенита.

Для дезактивации сфалерита и пирита из многочисленных испытанных реагентов (цианистый калий, перманганат, ряд сульфоксидных соединений, азотнокислый свинец) наиболее эффективным и, соответственно, рекомендуемым оказалось сочетание цинкового купороса с небольшим коли-



чеством водорастворимого нигрозина, подаваемым в операцию доизмельчения коллективного концентрата. Нигрозин способствует также депрессии УВ и углеродсодержащего пирита [2], высвобождающегося от сростков в этой операции.

С учетом технологических особенностей испытуемых руд экспериментально установлена необходимость подачи в операции селекции и первых двух перечисток свинцового концентрата определенного количества реагента-собираателя (бутиловый ксантогенат) и пенообразователя, способствующих опережающей флотации галенита по сравнению с присутствующим в пульпе остаточным УВ. Кроме того, для повышения качества получаемого концентрата рекомендуется производить дезактивацию пустой породы жидким стеклом, подаваемым в перечистные операции.

Разработанный технологический режим узла селекции, испытанный на различных пробах свинцово-цинковых руд, обеспечил получение кондиционных свинцовых концентратов с содержаниями основного элемента от 48 до 60% при извлечении его из руды 72–78% (в лабораторных опытах замкнутого цикла).

Рассматривая цинковый узел предлагаемой технологии, следует отметить, что флотация сфалерита из хвостов свинцово-цинкового узла, после активации его медным купоросом, не вызвала особых затруднений. Депрессия пирита и пустой породы осуществлялась оксидом кальция и жидким стеклом. Реагентом-собираателем служил бутиловый ксантогенат калия. Технологическая схема включала одну основную, три контрольные и четыре перечистные операции. Перечистки черновых цинковых концентратов, полученных из руд Восточного Жайрема, протекали довольно легко при остаточной концентрации оксида кальция в пульпе 200–500 мг/л.

Несколько труднее эти операции протекали при работе с рудами Южного Каражала, характеризующимися большим количеством пирита и более тесной его ассоциацией со сфалеритом. В этой связи в технологическую схему была введена операция доизмельчения пенного продукта основной цинковой флотации и увеличены расходы извести и жидкого стекла.

Эффективность рекомендуемой флотационной технологии в целом (рис. 3) была подтверждена результатами испытаний в непрерывном процессе на полупромышленной установке производительностью 50–60 кг/час\*. Испытаны, как указано вы-

ше, две укрупненные пробы, характеризующие свинцово-цинковый и существенно цинковый сорта безбаритовых руд Восточного Жайрема. Результаты испытаний, полученные в условиях полного водооборота (25–30% свежей воды вводилось в свинцовый узел флотации, взамен потерь ее с выделяемыми продуктами обогащения) при предельном соленакоплении в воде и развитой схеме классификации измельчаемого материала (см. рис. 3), представлены в табл. 3. В этой же таблице приведены результаты укрупненных лабораторных опытов замкнутого цикла флотации, выполненных по предлагаемой технологии на свинцово-цинковых рудах Южного Каражала.

Приведенные результаты свидетельствуют о достаточно высокой степени извлечения основных и попутных (Cd, Ag) ценных компонентов в кондиционные свинцовые и цинковые концентраты, полученные из рассматриваемых весьма труднообогащаемых руд обоих месторождений. Основные потери свинца с «хвостами» флотации по данным рационального и минерального анализов характеризуются труднофлотируемыми окисленными его формами (до 40–50% потерь), образовавшимися преимущественно в технологическом процессе переработки руд, содержащих, как показано выше, определенное количество тонкодисперсного сажаистого галенита, а также мелкими сростками последнего с нерудными минералами и частично с пиритом.

Следует отметить, что более низкая степень извлечения свинца из существенно цинковой руды Восточного Жайрема обусловлена малым содержанием этого элемента и более тонкой вкрапленностью в ней сульфидов. Одним из вариантов повышения показателей обогащения руды этого сорта может быть предварительная обработка ее в тяжелой суспензии, что подтверждено нами при укрупненных лабораторных испытаниях с разделением материала класса –25+5 мм. Последующая флотация измельченного материала тяжелой фракции совместно с классом <5 мм по рекомендуемой технологической схеме обеспечила повышение показателей извлечения свинца и цинка в одноименные концентраты из руды этого сорта на 5,4 и 1,8% соответственно. При этом с легкой фракцией из руды было выделено до 35% пустой породы.

Для повышения степени комплексного использования рассматриваемого минерального сырья изучена возможность утилизации отходов обогащения (хвостов флотации), полученных из характерных проб обоих месторождений, в производстве изделий

\* Испытания выполнены на установке Тульского НИГП (МПР России) при участии Н.Л.Горенкова и Л.А.Филимоновой.



3. Показатели обогащения различных сортов руд по рекомендуемой технологии

Месторож- дения	Сорт руды. Масшта- бы испытаний	Продукты обогащения	Выход, %	Содержание, %							Извлечение, %						
				Pb	Zn	Cd	Ag, г/т	Fe	SiO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	Pb	Zn	Cd	Ag	Fe	SiO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>
Восточный Жайрем	Свинцово-цинковый. Полупромышленные	Свинцовый концен- траг	2,69	46,05	10,30	0,067	740	5,24	8,4	4,58	71,3	7,4	9,8	61,5	4,1	0,8	13,4
		Цинковый концен- траг	6,48	2,11	47,70	0,24	86,3	3,29	9,2	0,76	7,9	81,8	84,2	17,3	6,2	2,2	5,4
		Углеродсодержащий продукт	1,67	3,57	3,71	0,001	60,9	13,71	22,6	12,10	3,4	1,6	2,7	3,1	6,7	1,4	22,0
		Хвосты флотации	89,16	0,34	0,39	0,001	6,6	3,20	29,4	0,60	17,4	9,2	3,3	18,1	83,0	95,6	59,2
		Руда по балансу	100	1,74	3,73	0,018	32,4	3,42	27,4	0,92	100	100	100	100	100	100	100
	Существенно цинко- вый. Полупромыш- ленные	Свинцовый концен- траг	0,97	41,7	10,28	0,093	342	8,12	8,80	4,45	54,4	2,9	5,0	35,5	2,0	0,3	4,9
		Цинковый концен- траг	5,69	1,34	50,96	0,25	37,6	2,69	8,47	0,71	10,5	85,6	78,4	22,9	4,2	1,7	5,1
		Углеродсодержащий продукт	2,02	1,61	3,14	0,014	20,5	11,78	28,2	11,0	4,3	1,8	1,5	4,4	6,6	2,0	28,0
		Хвосты флотации	91,32	0,25	0,35	0,003	3,8	3,46	30,4	0,53	30,8	8,7	15,1	37,2	87,2	96,0	62,0
		Руда по балансу	100	0,73	3,38	0,018	9,3	3,62	28,9	0,79	100	100	100	100	100	100	100
Южный Каражал	Свинцово-цинковый. Укрупненные лабора- торные	Свинцовый концен- траг	2,34	59,9	5,9	0,03	458	5,65	2,85	1,85	73,7	3,8	4,2	60,0	1,9	0,2	3,4
		Цинковый концен- траг	5,97	1,53	51,0	0,25	55,2	5,20	3,85	1,98	4,8	84,3	89,3	18,5	4,5	0,6	9,2
		Углеродсодержащий продукт	1,55	6,67	3,23	0,012	38,2	16,7	22,2	10,90	5,4	1,4	1,1	3,3	3,8	1,0	13,1
		Хвосты флотации	90,14	0,34	0,42	0,001	3,6	6,8	39,3	1,06	16,1	10,5	5,4	18,2	89,8	98,2	74,3
		Руда по балансу	100	1,90	3,61	0,017	17,8	6,83	36,1	1,29	100	100	100	100	100	100	100
	Смесь свинцово- цинкового и сущест- венно цинкового (1:1). Укрупненные лабора- торные	Свинцовый концен- траг	1,69	51,6	5,1	0,024	280	7,5	4,9	1,85	72,2	3,4	4,6	49,7	2,2	0,2	3,0
		Цинковый концен- траг	4,61	1,43	46,2	0,160	45,2	9,0	5,25	0,96	5,5	83,2	83,8	21,9	7,3	0,7	4,2
		Углеродсодержащий продукт	1,15	5,75	2,55	0,008	25,4	14,8	22,5	8,05	5,5	1,1	1,0	3,1	3,0	0,7	8,8
		Хвосты флотации	92,55	0,22	0,34	0,001	2,6	5,4	39,6	0,96	16,8	12,3	10,6	25,3	87,5	98,4	84,0
		Руда по балансу	100	1,21	2,56	0,009	9,5	5,71	37,2	1,07	100	100	100	100	100	100	100



строительной керамики. В результате лабораторных исследований разработан технологический режим использования их совместно с вскрышными породами Дальне-Западного карьера Жайремского месторождения для производства кирпича, керамических плиток, облицовочных камней.

Выделенный из испытуемых руд углеродистый продукт содержит, наряду с органическим углеродом, определенное количество Zn, Ag и Pb. Этот продукт, вероятно, может быть утилизирован в

вельц-печах существующего свинцово-цинкового металлургического производства посредством замены части используемого там коксика. Данная рекомендация носит предварительный характер и требует постановки соответствующих исследований.

В целом предлагаемая флотационная технология переработки свинцово-цинковых руд названных месторождений Казахстана и соответствующие рекомендации по утилизации отходов обогащения могут обеспечить высокую степень комплексного ис-

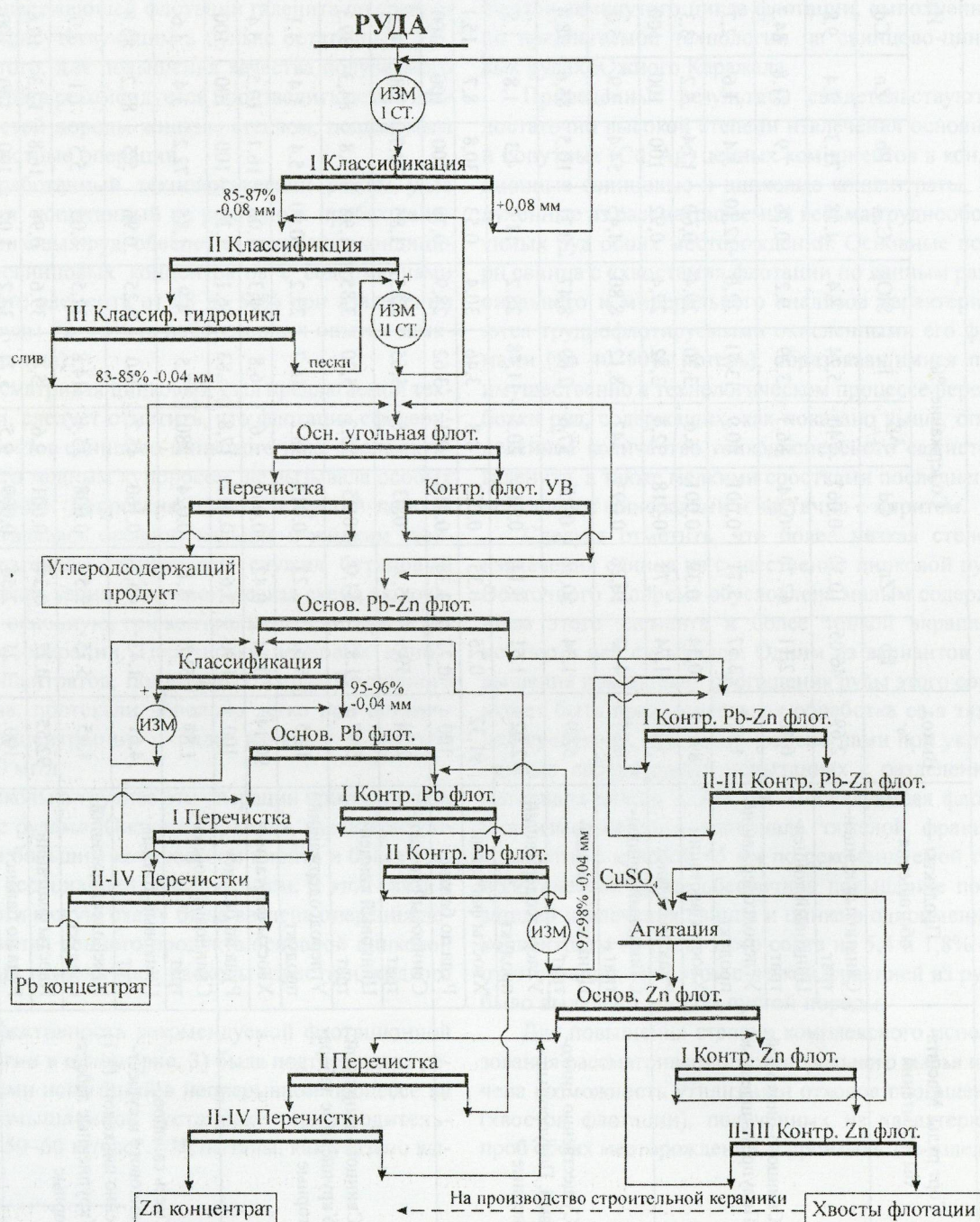


Рис. 3. Рекомендуемая принципиальная технологическая схема флотации руд



пользования этого минерального сырья и возможность организации при этом экологически сравнительно чистого, практически безотходного и бессточного производства.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакинов К.Г. Рациональные направления флотационного разделения свинца и меди // Цветные металлы. 1982. № 5. С. 81–84.
2. Вещественный состав и технология переработки труднообогатимых руд цветных и благородных металлов / С.Н.Россовский и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1977. Вып. 129. С. 53–57.
3. Глембоцкий В.А., Классен В.И. Флотация. — М.: Недра, 1973.
4. Клименко Н.Г., Калашикова Т.М., Ключева Н.Д. Усовершенствование схемы обогащения углеродосодержащих свинцово-цинковых руд // Цветные металлы. 1981. № 1. С. 100–103.
5. Конев В.А. Флотация сульфидов. — М.: Недра, 1985.
6. Рейзлин С.А. Селективная схема флотации жайремских смешанных руд с выводом продукта для пирогидрометаллургии // Комплексное использование минерального сырья. Алма-Ата, 1985. № 3. С. 85–88.
7. Седченко З.И., Богданов А.С., Воронцова М.К. Технология руд верхних горизонтов Жайремского месторождения // Цветные металлы. 1977. № 4. С. 77–79.
8. Титов В.С., Старшикова И.В. // Тр. Казмеханобра. Алма-Ата, 1981. № 24. С. 208–210.
9. Фридман И.Д., Савари Е.Е. Изучение сорбционных свойств углеродосодержащих компонентов золото-мышьяковых руд // Цветные металлы. 1985. № 4. С. 99–101.

УДК 553.411 (571.65)

© И.С.Литвиненко, Н.В.Цымбалюк, 2005

## О ДОСТОВЕРНОСТИ ОЦЕНКИ КРУПНООБЪЕМНЫХ КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

И.С.Литвиненко (СВКНИИ ДВО РАН), Н.В.Цымбалюк (ООО «Станнолит»)

На примере участка «Верный» Дегдеканского месторождения с прожилково-вкрапленным оруденением, локализованного в пермских черносланцевых толщах Аян-Юряхского антиклинария Верхояно-Чукотской складчатой области, рассмотрена проблема оценки содержания золота в рудах кварцево-сульфидного типа. Проведено последовательное растворение дубликатов (после пробирного анализа) проб в плавиковой и азотной кислотах. Получены морфометрические характеристики самородного золота в рудах этого типа, установлено наличие значительной доли самородного золота в тесном сростании с сульфидами и углистым веществом. Выявлено в среднем трехкратное занижение уровня содержания золота по данным пробирного анализа, объясняющееся недостаточной массой анализируемой навески и неполным извлечением золота в процессе пробирного анализа руд при стандартной методике его проведения.

Проблема выявления и оценки крупнообъемных золоторудных месторождений с жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным кварцево-сульфидным оруденением в черносланцевых углеродисто-терригенных породах на Северо-Востоке России начинает реализовываться и приобретает все более важное практическое значение.

Одним из ответственных моментов в установлении промышленной значимости таких месторожде-

ний является оценка уровня истинного содержания золота в рудах. Выбор наиболее эффективных аналитических методов опробования рудных тел во многом определяется типоморфными свойствами самородного золота и условиями его нахождения. С этой целью были выполнены работы по изучению самородного золота из прожилково-вкрапленных руд, локализованных в пермских черносланцевых толщах участка «Верный» Дегдеканского месторождения.



По пяти скважинам из материала проб керна (начальная масса пробы 3,7–3,8 кг), раздробленно-го до –1,0 мм, помимо основной лабораторной пробы (0,5 кг), из которой после ее истирания до –0,074 мм отбиралась навеска на пробирный анализ (25 г), квартованием отделялся лабораторный дубликат (0,5 кг). Из него методом «конверта» отбиралась навеска на количественный минералогический анализ от 40 до 100 г (в основном 50–60 г) каждая. Подавляющее количество обломков в этих навесках имели крупность <0,5 мм с очень большой долей зерен 0,1–0,25 и <0,1 мм. Данные навески были последовательно обработаны плавиковой (удалялась силикатная матрица) и азотной (растворялись сульфиды) кислотами. После каждой стадии растворения из полученного остатка под бинокляром отбирались высвобожденные зерна самородного золота с детальным описанием их морфометрических свойств (из шести проб перед обработкой их плавиковой кислотой предварительно были извлечены знаки золота, высвободившиеся уже в стадию дробления). Определены масса выделенных в ходе количественного минералогического анализа зерен самородного золота, их распределение по классам крупности и масса растворенного в кислотах материала. Рассчитано общее (полное) содержание золота в исследованной породе (в том числе разных классов крупности), а также содержание золота в силикатных минералах и сульфидах (как на всю массу породы, так и для различных типов матрицы).

Количественному минералогическому анализу подвергнуто всего 49 дубликатов основных проб. Самородное золото выявлено в 48 из них. В пределах обогащенных участков и горизонтов золото присутствует как в силикатных минералах, так и в сульфидах (рисунок, б, в). В бедных горизонтах оно может располагаться как одновременно в силикатных и сульфидных минералах, так и отдельно в силикатах или сульфидах. Во втором случае частота его встречаемости в сульфидных минералах несколько выше (табл. 1).

Среднее значение доли зерен, локализованных в силикатных минералах, колеблется по скважинам от 89,9 до 29,8% (см. табл. 1). Золотины, высвобожденные из силикатной матрицы в стадию дробления, в 70% случаев находятся в кварцевых образованиях и в 30% — в метасоматически проработанной породе. На отдельных участках доля золота в метасоматитах может в 1,5–2 раза превышать долю зерен, локализованных в кварцевых микропрожилках. Особенно это характерно для золота мелких (<0,25 мм) фракций, в которых соотношение золото в кварцевых образованиях/золото в породе может достигать 1:3, а в некоторых случаях это полностью

сростки золотин с породой. После растворения обломков пород с самородным золотом последнее зачастую заключено в губчатую массу органического вещества.

В сульфидах выделения самородного золота приурочены преимущественно к зернам мышьяковистого пирита. Основная масса золота, сосредоточенного в сульфидах, приходится на отдельные их зерна, в которые включены как крупные, так и мелкие золотины. Содержания Au в сульфидах достигают 8067 г/т. Между содержаниями золота, локализованного в силикатных и сульфидных минералах, устанавливается достаточно устойчивая ( $K_{\text{кор}}=0,75$ ) положительная связь. По скв. 6 выявлена положительная (хотя и менее определенная) зависимость между содержанием самородного золота, сосредоточенного в сульфидах или силикатах, и количеством сульфидных минералов в общей массе породы. При этом для золота из силикатов эта связь более устойчивая.

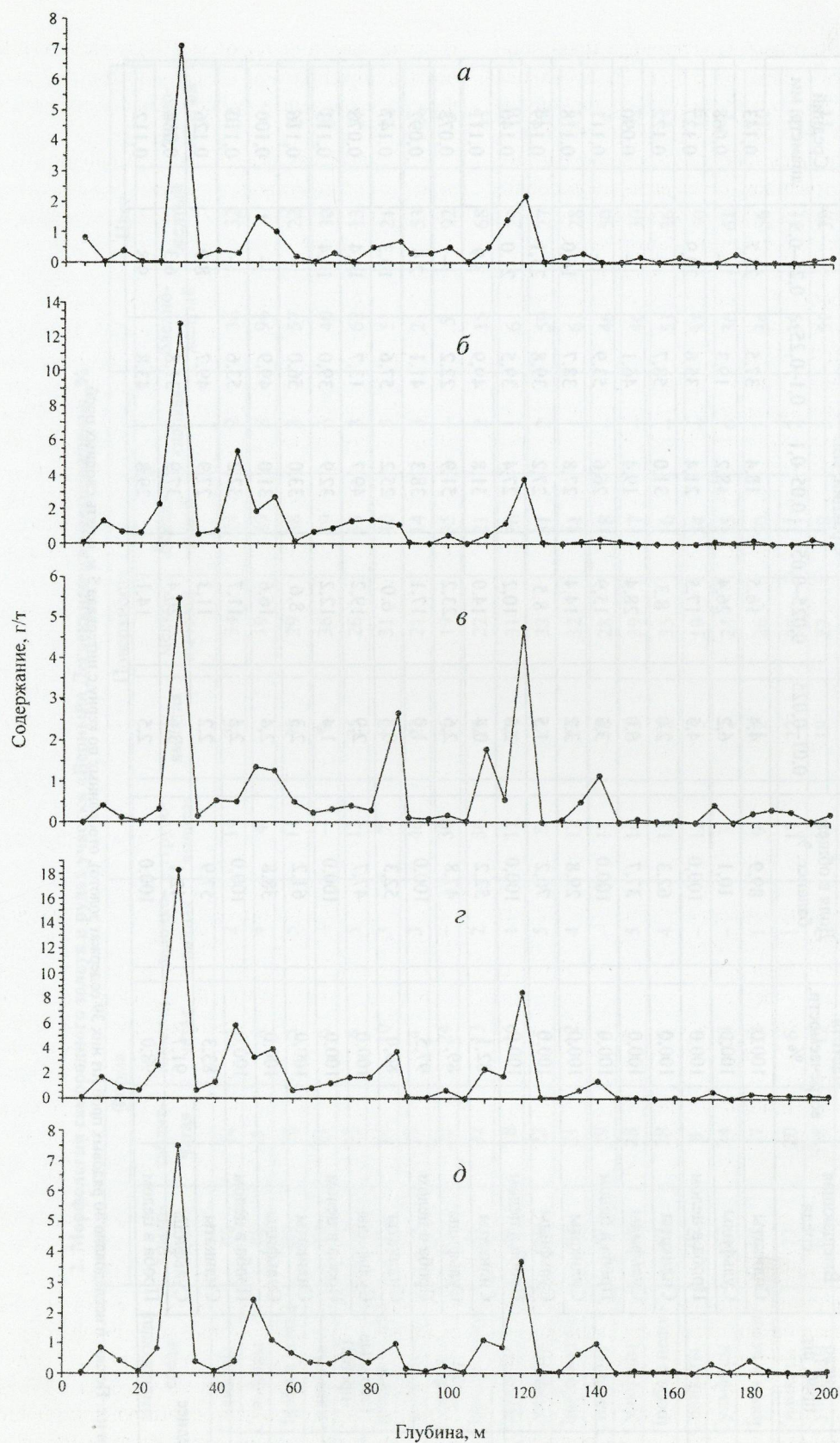
Среди знаков самородного золота преобладают фракции 0,01–0,025 и 0,025–0,05 мм (в среднем соответственно 43,5 и 32,7%), в весовом отношении — зерна классов 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм (см. табл. 1). Золото, локализованное в сульфидах, как правило, несколько менее крупное, чем золото, сосредоточенное в силикатной матрице. Прослеживается очень слабая ( $K_{\text{кор}}=0,2$ ) положительная зависимость между крупностью золота (средним диаметром) и его содержанием.

Преобладающей формой выделения самородного золота, сосредоточенного как в сульфидах, так и в силикатах, являются объемные (изометричные) образования при подчиненной роли уплощенных и вытянутых разностей (табл. 2). Объемные образования представлены главным образом интерстициальными разновидностями, среди которых преобладают комковидно-угловатые и комковидно-гнездовые. Уплощенные трещинно-прожилковые выделения самородного золота имеют вид угловатых пластинок с мелкоямчатой и шагреновой поверхностью.

Полученные морфологические характеристики самородного золота показывают, что в процессе формирования кварцево-сульфидного оруденения участка «Верный» Дегдеканского месторождения основная масса самородного золота кристаллизовалась совместно с кварцем и сульфидами и при отставании роста зерен золота отлагалась в интерстициальных полостях, частью выполняла трещины в жильных и сульфидных минералах и метасоматически проработанной породе.

Сравнительный анализ содержания самородного золота, извлеченного из проб путем их растворения в кислотах, с данными пробирного анализа





Содержание золота по скв. 6 по данным пробирного (*a*) и количественного минералогического (*б-д*) анализов:

содержание (на всю массу породы) самородного золота, локализованного в силикатных минералах (*б*) и сульфидах (*в*); *г* — полное содержание самородного золота; *д* — содержание самородного золота тонких (<0,1 мм) фракций



1. Гранулометрический состав самородного золота в рудах участка «Верный» Дегдеканского месторождения, мас. %

Номер скважины	Число проб, шт.	Вмещающая среда	Частота встречаемости, %	Доля в общем балансе, %	Фракции, мм					Средний диаметр, мм
					0,01-0,025	0,025-0,05	0,05-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	
1	1	Силикаты	100,0	89,9	4,4	16,5	18,4	37,5	23,2	0,143
		Сульфиды	100,0	10,1	6,2	26,4	48,2	19,3	—	0,068
		Проба в целом	100,0	100,0	4,5	17,5	21,4	35,6	20,9	0,127
3	1	Силикаты	100,0	62,3	2,0	8,3	31,0	58,7	—	0,122
		Сульфиды	100,0	37,7	6,0	28,4	19,4	46,1	—	0,090
		Проба в целом	100,0	100,0	3,5	15,9	26,6	53,9	—	0,111
5	1	Силикаты	100,0	29,8	3,2	14,4	27,8	38,7	16,0	0,118
		Сульфиды	100,0	70,2	1,5	8,5	27,2	39,8	23,1	0,149
		Проба в целом	100,0	100,0	2,0	10,2	27,4	39,5	21,0	0,140
6	39	Силикаты	82,1	52,2	0,4	14,0	31,8	49,9	3,9	0,111
		Сульфиды	89,7	47,8	2,6	23,2	51,9	22,2	—	0,073
		Проба в целом	97,5	100,0	1,0	17,1	38,3	41,1	2,6	0,092
	5 (сводные пробы)	Силикаты	80,0	52,3	0,8	6,0	25,2	57,6	10,3	0,147
		Сульфиды	100,0	47,7	2,9	19,2	49,7	13,7	14,4	0,078
		Проба в целом	100,0	100,0	1,4	12,2	32,9	39,0	14,4	0,113
9	1	Силикаты	100,0	61,2	2,3	8,6	33,0	56,0	—	0,116
		Сульфиды	100,0	38,8	2,4	16,6	31,0	49,9	—	0,100
		Проба в целом	100,0	100,0	2,4	11,7	32,2	53,6	—	0,110
Среднее		Силикаты	83,3	57,9	2,2	11,3	27,9	49,7	8,9	0,126
		Сульфиды	91,7	42,1	3,6	20,4	37,9	31,8	6,3	0,084
		Проба в целом	98,0	100,0	2,5	14,1	29,8	43,8	9,8	0,112

Примечание. По скв. 6 исследовано 40 рядовых проб (из них 39 содержат золото), отобранных по керну с интервала 5 м. и пять сводных проб.



2. Морфология самородного золота в рудах участка «Верный» Дегданского месторождения, %

Номер скважины	Вмещающая среда	Форма				Поверхность					Цвет		
		комко-видная	таблитчатая	пластинчатая	палочковидная	грубо-ямчатая	ямчатая	мелко-ямчатая	шагреновая	гладкая	бледно-желтый	желтый	темно-желтый
1	Силикаты	80	14	4	2	14	26	34	24	2	36	32	32
	Сульфиды	88	4	4	4	4	—	19	69	8	96	4	—
	Проба в целом	80	10	5	5	11	18	29	38	3	57	22	21
3	Силикаты	73	21	6	—	—	9	36	49	6	40	30	30
	Сульфиды	74	13	8	5	13	25	26	33	3	62	13	25
	Проба в целом	71	16	10	3	7	17	31	40	5	51	21	28
5	Силикаты	74	19	4	3	40	22	21	14	3	21	53	26
	Сульфиды	54	22	24	—	30	16	19	35	—	5	92	3
	Проба в целом	63	22	13	2	30	25	22	21	2	15	68	17
6	Силикаты	65	18	16	1	17	24	31	26	1	61	29	10
	Сульфиды	68	22	5	5	8	27	33	31	2	59	27	14
	Проба в целом	64	21	12	4	12	24	32	31	1	61	28	11
6 (сводные пробы)	Силикаты	57	39	4	—	17	38	28	18	—	46	50	4
	Сульфиды	65	23	7	5	10	33	39	17	—	46	30	24
	Проба в целом	62	28	6	4	11	38	35	16	—	51	36	13
9	Силикаты	92	8	—	—	12	15	19	54	—	31	50	19
	Сульфиды	52	24	24	—	3	12	24	55	6	36	61	3
	Проба в целом	68	17	14	1	9	12	26	50	3	34	56	10
Среднее	Силикаты	73	20	6	1	17	22	28	31	2	39	41	20
	Сульфиды	67	18	12	3	11	19	27	40	3	51	38	11
	Проба в целом	68	19	10	3	13	22	29	33	2	45	39	16



свидетельствует о занижении содержания по пробирному анализу в среднем в 3 раза, а по отдельным пробам до 30 раз и более. Выявление относительно устойчивой ( $K_{\text{кор}}=0,5$ ) положительной зависимости между заниженными содержаниями золота по пробирному анализу и средним размером золотин в пробах позволило предположить, что одной из причин занижения содержаний по пробирному анализу является непредставительное наличие золота в анализируемой навеске. Выдвинутое предположение подтверждается экспериментальными исследованиями по истиранию свободных частиц самородного золота [5; С.Ф.Стружков, 2004]. В раздробленную до 1 мм пробу из заведомо пустых (фоновое содержание золота) пород, взятых в районе месторождения, добавлялось определенное количество золотин известной массы. После истирания по частям анализировался весь материал пробы. Установлено, что в процессе истирания проб происходила лишь частичная дезинтеграция золотин, степень которой определяется физическими свойствами породы (долей в ней кварцевой составляющей) и морфометрическими характеристиками зерен золота. В серии анализов из пробы на общем фоне отрицательных результатов отмечались пики, соответствующие количеству внесенных золотин, а уровень содержаний в пиках соответствовал их массе.

Таким образом, слабое окварцевание пород и, соответственно, малое количество в рудах кварцево-жильного материала (служащего в процессе истирания пробы своеобразным абразивом для зерен золота), а также зачастую присутствие в них глини-

того материала из тектонических зон дробления-смятия (играющего роль смазки), преобладание интерстициальных (а не цементационных, как в золото-кварцевых проявлениях) выделений самородного золота, не связанных плотно с матрицей и легко от нее освобождающихся при дроблении материала, в процессе истирания кварцево-сульфидных проб из черносланцевых толщ приводят к тому, что золотины не измельчаются до пылевидных ( $<0,074$  мм) частиц с равномерным распределением их в массе пробы. Поэтому результат пробирного анализа проб таких руд будет определяться вероятностью попадания в анализируемую навеску частиц золота различной крупности, изменивших в процессе истирания форму, но сохранивших изначальную массу. Расчет оптимальной анализируемой навески должен проводиться с учетом возможного попадания в нее частиц золота всех фракций, т.е. по методике, применяемой для расчета оптимального объема проб при разведке россыпных месторождений. Выполненные расчеты оптимальной анализируемой навески по формулам, применяемым при разведке россыпных месторождений,\* показывают, что для попадания в анализируемую навеску золотин всех фракций при бортовом содержании 1 г/т она должна быть не менее 1 кг (табл. 3, 4).

В традиционную 25-граммовую навеску для пробирного анализа, как следует из табл. 3, в полном количестве попадают лишь золотины размером  $<0,1$  мм. Попадание в нее более крупных золотин носит случайный характер. Следовательно, пробирный анализ достоверно дает содержание лишь тонкого ( $<0,1$  мм) золота и то только при бортовом

3. Исходные данные для расчета оптимальной массы пробы

Параметры	Фракции, мм					Всего
	0,01–0,025	0,025–0,05	0,05–0,1	0,1–0,25	0,25–0,5	
Количество знаков, извлеченных из исследованных проб, шт.	2381	1722	893	251	14	5261
Масса золота, извлеченного из исследованных проб, мг	0,333	1,766	4,172	6,267	2,084	14,622
Выход фракций золота в исследованных пробах, мас. %	2,28	12,08	28,53	42,86	14,25	100,0
Средняя масса одной золотины в исследованных пробах, мг	0,00014	0,00102	0,00467	0,02550	0,14886	
Масса золота в 1 т породы при условном содержании 1 г/т, мг	22,8	120,8	285,3	428,6	142,5	1000,0
Количество золотин в 1 т породы при условном содержании 1 г/т, шт.	162 857	118 431	61 092	16 808	957	360 145
Масса породы, приходящаяся на одну золотину при условном содержании 1 г/т ( $M_r$ ), кг	0,006	0,008	0,016	0,059	1,045	

\* Способ «по крупной золотине».



## 4. Оптимальная масса пробы, кг

Бортное содержа- ние $C$ , мг/т	Досто- вер- ность, %	Расчетная фракция золота, мм	По А.Е.Есипову, Н.В.Климову [4] $\frac{d_i N}{C P_i}$	По И.М.Адельсо- ну [1] $\frac{d_i 100}{C P_i}$	По С.Г.Желни- ну и др. [3] $\frac{M_i 1000}{C}$	По В.Викто- рову [2] $\frac{Q}{C n}$	По И.М.Адель- сону [1] $\frac{Q}{C n_i}$
1000	100,0	0,25–0,5	1,045	1,045	1,045	1,044	1,044
	85,75	0,1–0,25	0,051	0,059	0,059	0,055	0,058
500	100,0	0,25–0,5	2,090	2,090	2,090	2,088	2,088
	85,75	0,1–0,25	0,102	0,119	0,118	0,110	0,116

П р и м е ч а н и е. Формулы по отношению к авторскому варианту адаптированы к вводимым содержаниям полезного компонента не в г/м<sup>3</sup>, а в г/т (см. табл. 3).  $d_i$  — средняя масса золотин  $i$ -той (расчетной) фракции, мг;  $N$  — выход всех фракций, принимаемых в расчет объема пробы с заданной достоверностью, мас. %;  $P_i$  — выход  $i$ -той (расчетной) фракции, мас. %;  $M_i$  — масса породы, приходящаяся на 1 золотину при условном содержании 1 г/т;  $Q$  — масса расситованного золота, мг;  $n$  — суммарное количество золотин в  $i$ -той (расчетной) и более крупных фракциях, шт;  $n_i$  — количество золотин в  $i$ -той (расчетной) фракции, шт.

содержании не ниже 0,64 г/т. Приведенные выводы подтверждаются достаточно хорошим совпадением расчетного содержания самородного золота тонких фракций по скв. 6 с данными пробирного анализа (см. рисунок).

Расчеты адекватного размера проб [6] показывают, что для частиц данного класса крупности точность  $\pm 50\%$  определения содержания золота достигается с достоверностью 95% при наличии в анализируемой навеске как минимум 20 таких частиц. Тогда рассчитанные в табл. 4 оптимальные массы пробы должны быть двадцатикратно увеличены. Даже если ориентироваться на попадание в анализируемую навеску 20 частиц золота класса 0,05–0,1 мм, ее величина при бортовом содержании 1 г/т должна быть не менее 320 г, для золотин фракции 0,1–0,25 мм — 1–1,2 кг, а чтобы в ней оказалось 20 золотин размером от 0,25 до 0,5 мм, она должна быть не менее 20,5 кг.

Другие причины занижения содержания золота в исследованном типе руд по данным пробирного анализа, очевидно, кроются в охарактеризованных выше типоморфных свойствах выделений самородного золота и условиях его нахождения в рудном материале. Основываясь на них, можно предположить, что в процессе пробирного анализа при стандартной методике его проведения часть золота «выгорает» с углеродом, часть уходит в шлак. Однако этот вопрос недостаточно изучен и требует проведения специальных исследований.

Таким образом, при оценке промышленной значимости месторождений с кварцево-сульфидным оруденением в черносланцевых толщах первоочередными являются методические вопросы, свя-

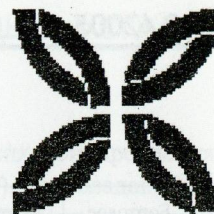
занные с определением истинного содержания золота в рудах. Слабое окварцевание золотовмещающих пород, их относительная пластичность, существенная роль в гранулометрическом составе самородного золота выделений  $>0,1$  мм преимущественно компактной формы, слабо связанных с вмещающей их матрицей, наличие значительной доли самородного золота в тесном сростании с сульфидами и углистым веществом при его очень неравномерном распределении должны учитываться при выборе рациональной методики опробования таких месторождений. Прежде всего, это относится к величине анализируемой навески, ее подготовке к анализу и способу определения количества золота.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адельсон И.М. Способы расчета рационального объема пробы при разведке золотоносных россыпей // Колыма. 1986. № 10. С. 22–26.
2. Виктор В. Определяне диаметра на сондаране при проучване на злотоносни росипни находища в зависимост от нахождния обем на пробата // Рудодобив. 1978. № 8. С. 22–24.
3. Желнин С.Г., Ким И.А., Фридланд Б.А. Теоретическое обоснование объема проб при поисках и разведке россыпей золота // Колыма. 1979. № 9. С. 29–34.
4. Есипов А.Е., Климов Н.В. Методика определения оптимального объема проб при разведке россыпей золота // Информ. лист. Якутск, 1977. № 3 (83). С. 1–6.
5. Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах на примере Дегдеканского месторождения / Л.А.Остапенко, С.Ф.Стружков, О.Б.Рыжов и др. // Руды и металлы. 2004. № 2. С. 42–55.
6. Clifton H.E., Hunter R.E., Swanson F.J., Phillips R.L. «USGS professional paper 625-C». 1969.



## ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



23 февраля 2005 г. исполнилось 75 лет заведующему лабораторией обогащения руд и песков благородных металлов и алмазов ЦНИГРИ, кандидату технических наук **Александру Ивановичу Никулину**.

А.И.Никулин работает в ЦНИГРИ с 1962 г. Под его руководством и непосредственном участии сначала в Богородицке, а затем в Туле были созданы лабораторные и полупромышленные обогатительные установки для проведения исследований по технологической оценке руд и песков цветных, благородных металлов и алмазов. Созданные в Туле установки успешно работают до настоящего времени.

А.И.Никулин — высококвалифицированный специалист в области обогащения минерального сырья, обладающий хорошими организаторскими способностями, что позволяет ему оперативно решать сложные технологические задачи. Под его научным руководством и при непосредственном участии разработаны эффективные технологии переработки золотых и комплексных руд более 20 золоторудных месторождений (в том числе Мурунтау, Олимпиадинское, Кючюс, Майское) с подготовкой материалов для утверждения запасов в ГКЗ.

Он участвовал в проектировании и промышленном освоении золотоизвлекательных фабрик в нашей стране и за рубежом. В соавторстве им разработан ряд методических рекомендаций по технологической оценке золотосодержащего сырья различного типа.

А.И.Никулин — автор более 160 научных трудов, имеет 16 авторских свидетельств на изобретения, награжден орденом «Знак Почета», двумя медалями, знаками «Отличник разведки недр», «Ветеран труда золото-платиновой промышленности», «Изобретатель СССР», медалями и дипломами ВДНХ, почетными грамотами Мингео СССР и ЦНИГРИ.

Поздравляем Александра Ивановича со славным юбилеем, желаем здоровья и неиссякаемой энергии в научных исследованиях!



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



19 февраля 2005 г. отметила свой юбилей научный сотрудник отдела экзогенных месторождений благородных металлов, кандидат геолого-минералогических наук, высококвалифицированный специалист в области минералогии рудных месторождений **Алефтина Николаевна Некрасова**.

В ЦНИГРИ А.Н.Некрасова работает с 1973 г. Ее работы посвящены изучению минералогии золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Камчатки, олово-серебряных месторождений Якутии, золоторудных объектов Приполярного Урала и ряда других регионов. Она принимала участие в составлении банка данных по золоторудным и золото-серебряным месторождениям, который лег в основу разработки признаковов моделей самородного золота основных рудно-формационных типов месторождений.

Результаты научных исследований А.Н.Некрасовой отражены в 50 опубликованных работах; она — один из авторов монографии «Самородное золото рудных и россыпных месторождений России» и методических рекомендаций «Типоморфизм самородного золота».

Многолетняя плодотворная научная деятельность А.Н.Некрасовой отмечена медалью «За трудовое отличие».

Сердечно поздравляем Алефтину Николаевну с юбилеем, желаем ей крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



27 февраля 2005 г. исполнилось 60 лет заведующей лабораторией биотехнологии руд цветных и благородных металлов, кандидату технических наук **Евгении Евгеньевне Савари**.

Е.Е.Савари — высококвалифицированный специалист в области гидрометаллургии руд благородных металлов. Она — участник большого комплекса теоретических и прикладных исследований по разработке эффективных биогидрометаллургических технологий переработки упорных золото-серебро-мышьяковых руд и концентратов (месторождения Майское, Неждановское, Албазинское и др.). Разработанные технологии обеспечивают существенное повышение извлечения благородных металлов и экологическую безопасность процесса.

Е.Е.Савари — автор более 150 научных работ, в том числе семи патентов Российской Федерации на изобретения. Результаты разработок неоднократно докладывались на международных конгрессах и региональных научно-практических конференциях.

В 2005 г. Е.Е.Савари стала лауреатом премии им. И.Н.Плаксына за серию научных работ по тематике «Исследование, разработка и внедрение биогидрометаллургической технологии переработки упорного золотосодержащего сырья».

Поздравляем Евгению Евгеньевну с юбилеем, желаем здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



9 января 2005 г. исполнилось 70 лет **Станиславу Владимировичу Романову** — горному инженеру, кандидату технических наук, ведущему научному сотруднику сектора научно-методического сопровождения системы лицензирования недропользования ЦНИГРИ.

С.В.Романов после окончания Московского института цветных металлов и золота по специальности «Подземная разработка месторождений радиоактивных руд» в течение ряда лет работал на предприятиях Минсредмаша СССР, в том числе на урановых рудниках советско-германского акционерного общества «Висмут» в Германской Демократической Республике. В этот период им был выполнен ряд оригинальных работ в области теории и практики обеспечения безопасности подземных работ.

С 1974 г. С.В.Романов работает в ЦНИГРИ. Многие годы он руководил лабораторией техники безопасности отдела охраны труда. Активно участвовал в создании системы информационного обеспечения и разработке научных основ безопасного производства геологоразведочных работ. Им подготовлены и изданы 45 выпусков информационно-аналитического бюллетеня «Производственный травматизм» для решения актуальных задач безопасности труда в организациях и на предприятиях Мингео СССР. Под руководством и при непосредственном участии С.В.Романова разработано новое направление в организации профилактической работы по безопасности труда — система количественной оценки безопасности на объектах работ, базирующаяся на методах теории вероятностей и большого статистического материала по производственному травматизму в отрасли.

В последнее время С.В.Романов занимается вопросами лицензирования участков недр с целью геологического изучения и добычи твердых полезных ископаемых.

Результаты научных работ С.В.Романова отражены в многочисленных отчетах, статьях, рефератах, методических руководствах, монографиях. Он — активный участник научных конференций, совещаний, выставок.

Поздравляем Станислава Владимировича с юбилеем, желаем здоровья и творческих успехов.



*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



24 апреля 2005 г. исполнилось 70 лет старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук **Вячеславу Ивановичу Романову**.

В.И.Романов работает в ЦНИГРИ с 1962 г. В 60–70 годы изучал колчеданно-полиметаллические месторождения Большого Кавказа, принимал участие в создании геологических основ подсчета запасов Филлизчайского месторождения, с 1984 г. работал на золоторудных месторождениях Центральных Кызылкумов, Киргизии и Казахстана. В 1976 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию. Принимал активное участие в составлении генеральных программ геологоразведочных и научно-исследовательских работ на южном склоне Большого Кавказа. С 1977 по 1980 гг. работал в составе группы советских специалистов в Алжире, награжден почетной грамотой Генерального консульства СССР. В последние годы участвовал в составлении карты золотоносности Урала м-ба 1:1 000 000.

В.И.Романов — автор более 20 опубликованных работ. Награжден знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Вячеслава Ивановича с юбилеем, желаем здоровья и успехов в работе.



Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала

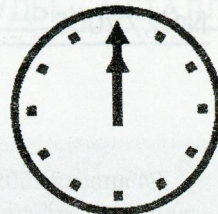
### *Поздравляем*

с 50-летием ведущего инженера геолфонда ЦНИГРИ *Евгению Николаевну Холкину*,  
с 70-летием заведующего эксплуатационно-техническим отделом ЦНИГРИ *Георгия Юрьевича Малашева*.

Желаем здоровья, благополучия, успехов в труде.

Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала





## ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ — ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

В.С.Звездов (ЦНИГРИ МПР России)

*По материалам XXXII сессии Международного геологического конгресса (Флоренция, Италия, 2004) проанализированы результаты исследований современных геотермальных систем в различных геотектонических обстановках, которые могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей рудных месторождений. Описаны температурные режимы функционирования природных резервуаров высокотемпературных вод, физико-химический и изотопный составы флюидов с определением источников их происхождения, условия современного рудоотложения в обстановках островных дуг и срединно-океанических хребтов, минералого-геохимические особенности и зональность метасоматитов. Рассмотрены данные изучения теплового потока Земли в окраинно-континентальных и платформенных областях, представляющие интерес для оценки роли тепловых процессов в формировании земной коры и выявления закономерностей размещения разноранговых структур, обладающих геотермальным потенциалом, в пределах которых могут быть обнаружены потенциально рудоносные гидротермальные системы.*

Построение геолого-генетических моделей гидротермальных рудных месторождений предполагает установление источников происхождения рудного вещества, необходимой тепловой энергии и транспортирующих агентов (флюидов и растворов), количественную оценку этих генетических факторов, а также описание обстановок и условий рудоотложения [4, 7, 8 и др.]. Определенный интерес в этом отношении представляют современные геотермальные поля — проявления действующих гидротермальных систем в пределах островодужных, окраинно-континентальных и внутриконтинентальных (платформенных) геоструктур, а также срединно-океанических хребтов. Изучение их геолого-структурных, геотермических, теплофизических, минералого-геохимических, физико-химических, изотопных и иных характеристик позволяет оценить состояние рудоносных растворов в различных частях гидротермальных систем, проследить эволюцию их кислотно-щелочного режима во времени и пространстве, описать сопутствующие метасоматические преобразования вмещающих пород, а в итоге расширить условия рудообразо-

вания применительно к широкому кругу месторождений цветных и благородных металлов и прежде всего вулканогенных.

Пристальное внимание, уделяемое в различных регионах мира природным резервуарам высокотемпературных вод, в первую очередь обусловлено возможностью их использования в качестве альтернативных, экологически «чистых» источников энергии. Кроме того, геотермальные источники представляют коммерческий интерес для тепло- и водоснабжения, курортологии и производства лечебных минеральных вод. Этим объясняется выделение докладов по данной проблеме в отдельную секцию на XXXII сессии МГК.

Тематика 37 докладов, представленных исследователями более чем из 20 стран на секции «Геотермальные поля» [13], охватывала следующие области:

исследования геологического строения вулканических геотермальных полей, в том числе состава пород, вмещающих резервуары высокотемпературных вод, их метасоматических изменений и физико-механических свойств (водо- и газопроницае-



мости), с целью использования для электроэнергетики, тепло- и водоснабжения;

изучение температурных режимов геотермальных резервуаров, физико-химического и изотопного состава флюидов с определением природы их происхождения (магматогенной, метеорной или органической) по данным глубокого бурения и аналитических исследований, включая термобарогеохимические;

описание современного рудообразования (минералогия, околорудные метасоматиты, физико-химические условия рудоотложения, химический и изотопный составы флюидов) в гидротермально-магматических системах островных дуг;

физико-химическое моделирование метасоматического изменения гранитов (в автоклавах) и сопоставление результатов с природными данными по метасоматическому преобразованию аналогичных пород в пределах действующих геотермальных систем;

изучение геотермальных полей срединно-океанических хребтов с оценкой условий возникновения газово-конденсатных месторождений;

применение сейсмо-, электро- и магнитометрических методов для выявления глубинного строения геотермальных полей (двух- и трехмерное моделирование), включая прогноз источников тепла и оценку влияния разрывных структур;

топографический и микрогравиметрический мониторинг геотермальных полей для оценки режимов их функционирования;

исследование теплового потока Земли по геотраверзам Восточно-Европейской платформы, в Узбекистане, Корее и Китае;

практика использования природных геотермальных резервуаров для электроэнергетики, тепло- и водоснабжения городов и населенных пунктов, туризма, курортологии, производства минеральных вод;

технология бурения и эксплуатации глубоких скважин в вышеперечисленных целях.

Вопросы генезиса рудных месторождений прямо или косвенно затронуты в 17 докладах, реферативный обзор которых приведен ниже\*. В них дана всесторонняя характеристика геотермальных полей в различных геотектонических обстановках — описаны температурные режимы функционирования природных резервуаров высокотемпературных вод, физико-химический и изотопный составы флюидов

с определением источников их происхождения; рассмотрены некоторые аспекты современного рудоотложения в обстановках островных дуг и срединно-океанических хребтов; приведены результаты минералого-геохимического изучения метасоматитов и экспериментального моделирования гидротермального преобразования вмещающих пород; оценен тепловой поток Земли в окраинно-континентальных и платформенных областях. В дополнение к ряду работ по современным рудоносным гидротермам [1, 2, 12, 14, 15 и др.] эти материалы могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей рудных месторождений.

Минералогия, геохимия и физико-химические параметры деятельности вулканогенных гидротермальных рудообразующих систем в островодужной обстановке рассмотрены в докладах, посвященных геотермальным полям современных островных дуг Юго-Восточной Азии и Дальнего Востока.

A.G.Reyes (Новая Зеландия) и C.Ryan (Австралия) описали «гидротермально-магматический» облик островодужных систем Филиппин. В основу доклада положены данные исследований, полученные при бурении 20 геотермальных скважин на флангах вулканов. На глубинах от 1500 до 1800 м скважины вскрыли природные резервуары высокотемпературных вод. Благодаря ограниченной проницаемости вмещающих пород и высоким температурам ( $>300^{\circ}\text{C}$ ) возник перегретый гидротермальный поток. Первоначально поступающие из скважин воды имели кислотный состав и характеризовались повышенными содержаниями изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $\text{D}$ , вариации которых отражали различные пропорции участия «островодужных» магматических флюидов — от 45 до 90%. Кроме названных изотопов, на магматическое происхождение указывали повышенные концентрации  $\text{N}_2$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{Ar}$  и  $\text{SO}_2$ , а также исключительно высокие содержания  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2$ . Исследования газово-жидких включений в новообразованных минералах показали, что магматический флюид представлял собой пересыщенный высокотемпературный ( $>380^{\circ}\text{C}$ ) рассол с высоким содержанием  $\text{CO}_2$  и спорадически встречающейся растворенной серой. Во включениях минералы-узники содержат  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{S}$ , в то время как их жидкая фаза —  $\text{Cl}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  и реже  $\text{Br}$ .

Одним из главных структурообразующих элементов описываемых гидротермально-магматиче-

\*Необходимые пояснения, касающиеся главным образом геотектонической позиции территорий проявления термальных вод, в тексте выделены курсивом. Сохранено англоязычное написание фамилий авторов докладов.



ских систем являются узкие трубообразные каналы поступления пара, которые связывают более глубокие зоны вулканов с поверхностными фумаролами. Поднимавшийся по ним кислотный ( $\text{Cl-SO}_4$ ) конденсат активно взаимодействовал с вмещающими породами. Его первоначальная нейтрализация при соприкосновении с породами привела к отложению в микротрещинах богатых Mg минералов, таких как кордиерит, и к обогащению пород Pb, Zn и Au. Кислотные растворы, возникшие за счет конденсации магматического пара, вызвали широкомащштабное выщелачивание вмещающих пород вдоль зон микротрещиноватости с образованием корунда, андалузита и местами алунита в ассоциации с остаточным кварцем. При этом происходило смешивание с приповерхностными метеорными водами, сопровождаемое падением температур растворов и их нейтрализацией, что характерно для «зрелых» стадий развития гидротермальных систем.

S. Hamasaki (Япония) описал минералогию и геохимию кислотного преобразования пород в пределах палеогеотермальной системы четвертичного вулканизма в западной части полуострова Идзу Центральной Японии. *(В структурном плане этот сегмент Японской островной дуги представляет собой новейший горстовый блок между грабенами заливов Суруга и Сагами, в пределах которого известны четыре активных вулкана: Амаги, Омуро, Кисодаке и Ооджисима (Андродов, 1982). С деятельностью последнего, по-видимому, и связано формирование описываемой автором рудообразующей системы).* Размеры полей развития метасоматитов  $1 \times 2$  км. Среди преобразованных пород — четвертичные вулканические (лавы, туфы, туфобрекчии) и озерные осадки. В плане зоны изменения имеют линзовидную форму, мощность от 30 до 100 м с меридиональным простиранием, в вертикальном разрезе — воронкоподобную (прослежены на глубины от 80 до 300 м). От центра к периферии описываемых полей установлены следующие метасоматические зоны: брекчиевая (с топазом, зунитом и самородной серой); окварцевания (остаточный и частично переотложенный массивный кварц); алунит-пиррофиллитовая (с диаспором); каолинитовая (с диккитом); серицитовая (сметитовая); пропилитовая. Абсолютный возраст, определенный K/Ag методом, по алуниту  $1,42 \pm 0,02$  млн. лет, по серициту  $1,57 \pm 0,28$  млн. лет. Температура гомогенизации флюидных включений в кварце: в алунит-пиррофиллитовой зоне —  $210-290^\circ\text{C}$ , в центре зоны окварцевания —  $270-390^\circ\text{C}$ . Значение  $\delta^{34}\text{S}$  в алуните алунит-пиррофиллитовой зоны от +20 до +22‰, в пирите серицитовой зоны от 0 до +1,0‰. Описываемые зоны кислотного преобразования пород контроли-

руются меридиональными трещинными зонами. Топазовая и зунитовая минерализация, включающая галогенный элемент F, указывает на гидротермальные изменения пород вблизи от магмы. Магматические флюиды поднимались по трещинам и вызвали кислотное выщелачивание вмещающих пород. Сформировались зона «остаточного» кварца и внешняя зона аргиллизации. Пространственное положение полей гидротермально измененных пород также подчинено залеганию озерных отложений. Это свидетельствует о том, что гидротермальная система функционировала в области, окаймляющей кратерное озеро. Простирание описанных полей вдоль меридиональных трещинных зон подобно простиранию большинства разломов и эпитептермальных золото-серебряных кварцевых жил, известных в прилегающих районах полуострова.

В докладе С. Рычагова (Россия) рассмотрены рудообразующие гидротермально-магматические системы островных дуг и описаны стадии их формирования в зонах сопряжения океанических и континентальных плит. Определены термо- и рудоконтролирующие зоны систем. Расшифровано строение приповерхностных и абиссальных областей смешивания и кипения вод. Показаны геохимические барьеры. Представлены новые концептуальные модели гидротермально-магматических рудообразующих систем. Условия, существовавшие в глубинах таких систем, привели к формированию гидротермальных месторождений — золото-полиметаллических и, возможно, медно-порфировых.

Роль геотермальных полей в формировании газозо-конденсатных месторождений на склонах срединно-океанических хребтов оценена А. Дмитриевским, И. Баланяком, Н. Донгаряном и В. Матвеевским (Россия). Как следует из их доклада, вулканическая активность в пределах активных зон океанического дна — рифтовых долин, где происходят процессы спрединга, подъем глубинного вещества и формирование океанической коры, сопровождается возникновением гидротермальных систем, в которых происходят диссоциация, перенос и реакции взаимодействия ряда химических элементов. В итоге образуются месторождения с высокими концентрациями Fe, Mg, Cu, Ni, Co. Менее известным, но не менее важным продуктом гидротермальной деятельности являются гидрокарбонаты в форме гидратов метана. Формирование их месторождений на мелководных склонах срединно-океанических хребтов обусловлено сочетанием двух явлений: тепловой конвекцией воды в трещиноватых, пористых породах коры и их серпентинизацией, при которой происходило интенсивное отделение гидрокарбонатов. Образование и накопление гидратов



метана в результате водной конвекции в пористой среде (с вовлечением в процесс  $\text{CO}_2$  морской воды) осуществлялось преимущественно в приповерхностных слоях океанической коры. Наиболее благоприятными условиями для этого процесса отличались склоны Срединно-Атлантического хребта. Перспективными в отношении обнаружения газовых гидратов могут быть абиссальные бассейны внутренних и краевых морей, континентальные склоны переходных областей и пассивных окраин, подводные хребты островных дуг. Насыщенные газовыми гидратами слои могут быть выявлены сейсморазведкой с помощью метода отраженных волн (МОВ). Одна из перспективных «цилиндрических» структур (VAMP), характеризующихся аномальными значениями скоростей и амплитуд сейсмических волн, недавно выявлена в неконсолидированных осадках мирового океана. Такие диапироподобные структуры образуются в результате интенсивного выброса газа или «возмущенных» флюидных потоков внутри осадочных слоев.

В докладах итальянских исследователей приведена характеристика геотермальных полей Ландарелло и вулкана Амиата (Южная Тоскана, Италия), находящихся во внутренней области Северных Апеннин, глубинное строение которой характеризуется астеносферным выступом и расщеплением (расслоением) земной коры в результате плитной тектоники. *(Эта территория расположена в пределах Западно-Апеннинской магматической дуги плиоцен-плейстоценового возраста).*

Сравнительный анализ названных геотермальных полей, проведенный G. Gianelli, позволил предположить, что тепловыми источниками в обоих случаях являются малоглубинные интрузивы. Площади полей, тепловой поток для которых примерно равен, могут быть околонуны изолинией  $150 \text{ mW/m}^2$ . На обоих полях выделены геотермические резервуары двух типов: близповерхностные «газонасыщенные осадочные» и более глубинные «метаморфические». На поле Ландарелло поток перегретых газонасыщенных вод прослеживается до глубины 3,5 км. «Нижний» геотермальный резервуар горы Амиата находится еще глубже и отличается преобладанием водной составляющей в восходящем потоке. Перекрывающими породами для близповерхностных резервуаров на обоих полях служат флишевые отложения. Предполагается, что в наиболее глубинных частях полей (Ландарелло — 2,5–5 км от поверхности, гора Амиата — >5 км) давление было выше гидростатического и существовал «надкритический» флюид. Трещинная проницаемость вмещающих пород возросла в результате их «гидротермального» растрескивания. В пределах описываемых

полей проявлены контактовый метаморфизм и гидротермально-матасоматические изменения вмещающих пород, связанные с внедрением и становлением гранитов на глубинах 2,5–4 км. На поле Ландарелло развиты амфиболитовые фации низких ступеней преобразования. Жильные минералы поля горы Амиата представлены ассоциацией кварц+плагиоклаз (альбит, олигоклаз)+Mg, Ca, Fe-карбонаты+хлорит+глинистые минералы+КПШ, что свидетельствует о большей насыщенности флюида  $\text{CO}_2$  в сравнении с Ландарелло. Изучение изотопного состава воды из геотермальных скважин поля Ландарелло говорит о метеорном происхождении. Воды геотермальных резервуаров горы Амиата имеют такое же происхождение, однако, как показали региональные геохимические исследования термальных вод и газов, в результате взаимодействия с вмещающими метаморфическими породами они были обогащены Na, Cl,  $\text{CO}_2$ . В заключение автором отмечено, что геотермальные потенциалы описанных полей сопоставимы.

G. Bertini, M. Casini, G. Gianelli и E. Pandelli расшифровали геологическую структуру геотермального поля Ландарелло. Его глубинная часть по данным сейсморазведки характеризуется ярко проявленным отражающим слоем, названным «K». Он интерпретируется как горизонт трещиноватых пород, вмещающий надкритический флюид ( $P > 240$  бар,  $T > 420^\circ\text{C}$ ). Этот горизонт формирует две куполоподобные структуры ЮЗ-СВ простирания. По данным бурения на юго-западном фланге поля K-горизонт коррелируется с апикальной частью четвертичного гранитного интрузива и связан с ореолом контактового метаморфизма. Глубокими скважинами, пробуренными на описываемой площади, также вскрыты плиоценовые граниты, имеющие абсолютный возраст от 3,8 до 2,3 млн. лет. Четвертичные граниты, «маркирующиеся» K-горизонтом, прорывают предшествующие магматические тела, формируя комплексы многофазных интрузивов, пучки даек и контактовые метаморфические ореолы. K-горизонт может быть околонуны изотермой  $400^\circ\text{C}$ . Подобные слои, отражающие сейсмические волны, установлены и для ореолов контактового метаморфизма плиоценовых гранитов. Вероятно, в прошлом эти горизонты (палео-K-горизонты) подверглись таким же давлениям и температурам, как и K-горизонт. Поэтому в настоящее время они часто сравниваются с резервуарами перегретых вод. По геологическим, геофизическим и буровым данным сбросовые разломы отчетливо прослеживаются до глубины 2 км. Эти разломы, имеющие восточное падение, «разбивают» породы лигурийской серии, выходя на глубину, где



они проходят по основанию триасовой ангидритовой толщи или верхам метаморфических пород. Палео-К-горизонты наиболее благоприятны для развития трещиноватости и рассматриваются в качестве резервуаров геотермальных флюидов. Циклически проявлявшееся гидравлическое трещинообразование способствовало приоткрыванию трещин и росту проницаемости пород. Предполагается, что, по крайней мере, часть сбросовых разломов возникла в результате деформаций отрыва при подъеме четвертичных интрузий. Современные продуктивные горизонты нередко контролируются данными линейными элементами. Подобные вышеописанной структуры раннеплиоценового возраста также известны на о. Эльба, где они хорошо вскрыты эрозией.

C. Giolito, G. Ruggieri и G. Gianelli привели физико-химические параметры гидротермальных флюидов вулкана Амиата. Исследовались образцы керн скважин, пробуренных в пределах двух геотермальных полей (Бангоре и Пьянкастагнайо) на склонах упомянутого четвертичного вулкана. Для установления состава флюидов геотермального резервуара и его изменения во времени авторы изучили минеральный состав и газовой-жидкие включения гидротермальных жил, образовавшихся в температурном интервале 250–350°C. Минеральные ассоциации, слагающие жилы, имеют следующий состав: кварц ± плагиоклаз (альбит, олигоклаз) ± карбонаты (кальцит, сидерит с примесью Mg, доломит, анкерит) ± смешанослойные филлосиликаты (сметиты, хлорит-сметит, корренсит) ± К-слюда (возможно, иллит) ± КППШ (адуляр). О неполном равновесии между флюидной фазой и породами резервуара свидетельствует сосуществование хлорита и других филлосиликатов, таких как сметиты и (или) обогащенные ими смешанослойные глинистые минералы, а также присутствие гидротермальных Fe- и Mg-карбонатов при температурах выше 300°C. В образцах выявлены три типа флюидных включений: двухфазные (жидкость + газ) с преобладанием жидкой фазы; двухфазные (жидкость + газ) с преобладанием газовой фазы; трехфазные ( $H_2O_{ж} + CO_{2\ ж} + CO_{2\ г}$ ). Как показали опыты по замораживанию включений, подавляющее большинство из них содержат газовую фазу в изменяющихся пропорциях. В ее составе преобладает  $CO_2$ , в меньших количествах содержится  $CH_4$ , а  $N_2$  и  $H_2S$  отсутствуют. Содержание  $CO_2$  во включениях и в современных термальных водах различно, что свидетельствует об эволюции геотермального резервуара. Гидротермальные минералы образованы флюидами, которые, по крайней мере, частично были кипящими. На процессы кипения в резервуаре указывает сосуществование вклю-

чений с преобладающими как жидкой, так и газовой фазами, имеющими сходные параметры гомогенизации.

В докладах интернационального коллектива авторов из Италии, США и Йемена рассмотрены геотермальные поля Йемена, *связанные с молодым (плиоцен-плейстоценовым) вулканизмом области сочленения красноморского и аденского рифтов, осложненной диагональными рифтами Афарской впадины.*

A. Minissale, O. Vasseli, F. Tassi (Италия), S. A. Wood (США), M. A. Mattash, I. N. Al-Ganad, M. N. Shawki, M. A. Al-Kadasi, A. V. Ad-Dukhain, M. K. Hazza (Йемен) описали химический состав вод и их геотермические характеристики. Химический анализ вод с определением главных и попутных элементов по более чем 100 источникам позволил разделить последние на три основные группы: Na(K)-Cl; Na- $HCO_3$ ; Ca(Mg)-Cl. Возможно также существование вод Ca(Mg)- $HCO_3$  состава, но по диаграмме «(Ca+Mg)– $HCO_3$ » установлена отрицательная корреляция, указывающая на то, что диссоциация кальцитсодержащих пород, рассматривающихся в качестве источника  $CO_2$ , крайне незначительна. Вместе с тем, выявленная на диаграмме «Ca–Cl» сильная положительная корреляция свидетельствует о химических обменных реакциях между базальтоидными породами и морскими или глубоко залегающими водами. На это также указывает корреляция между Ca и  $SO_4$ , Cl и Br. Большинство изученных проб воды по диаграммам соответствуют составу морской воды, хотя некоторые из них обогащены Br, что объясняется взаимодействием вод с эвапоритовыми отложениями или контаминацией ( $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ ). По различным жидкостным фазовым геотермометрам авторами доклада оценены температуры равновесия в геотермальных резервуарах. Установлено, что при длительном взаимодействии воды с вулканогенными породами полное равновесие достигается при температуре 140°C, с породами метаморфического фундамента — при 100–120°C, а с осадочными — при 80–100°C. В последнем случае, однако, температура вод в резервуаре может быть выше, на что указывают кислородный сдвиг по оси  $\delta^{18}O$  и положительная аномалия европия. Все это свидетельствует либо о существовании резервуаров двух типов, либо о влиянии высокого содержания Ca в гипсосодержащих эвапоритовых отложениях.

O. Vasseli, A. Minissale, E. Selmo (Италия), S. A. Wood (США), M. A. Mattash, I. N. Al-Ganad, M. N. Shawki, M. A. Al-Kadasi, A. V. Ad-Dukhain, M. K. Hazza (Йемен) представили результаты исследований изотопного и газового составов геотермальных систем Йемена.



По отношению  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$  установлено метеорное происхождение термальных вод. По большинству изученных проб воды полученные данные «лежат» на GMWL (Global Meteoric Water Line), однако для части из них отмечаются отклонения, обусловленные влиянием газовой фазы, обогащенной  $\text{CO}_2$ , и «эвапоритовым» трендом. В составе газов преобладают  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$  (в сумме  $>95\%$  объема), за единственным исключением, когда был установлен атмосферный состав, объясняемый «атмосферной» контаминацией. Часть проб воды термальных источников из южных районов Йемена характеризуется отношением  $\text{Na}/\text{Cl}$ , примерно равным 1, что предполагает различную степень смешивания с морской водой и преобладание в газовой фазе  $\text{CO}_2$ . Для остальных исследованных проб из южных и восточных регионов отношение  $\text{Na}/\text{Cl}$  достигает 4–6, что обусловлено преобладанием  $\text{N}_2$ . Присутствие в водах  $\text{CO}_2$ , возможно, связано с термальным метаморфизмом карбонатных отложений. Азот имеет атмосферное происхождение, на что указывают  $\text{N}_2/\text{Ar}$  отношения, которые «укладываются» в область значений между воздухом (83) и насыщенной воздухом водой — ASW (38). Кроме азота, в значительных количествах выявлены другие газовые компоненты атмосферы —  $\text{O}_2$ ,  $\text{Ar}$  и  $\text{Ne}$ , хотя первоначальный состав последних двух существенно изменен (отношения  $\text{Ne}/\text{Ar}$  соответствуют значениям ASW). Значения  $\text{O}_2/\text{Ar}$  и  $\text{O}_2/\text{Ne}$  ниже значений ASW, вероятно, из-за расхода  $\text{O}_2$  при окислительных реакциях. Установленные для двух проб воды относительно высокие значения  $\text{N}_2/\text{Ar}$  ( $>82$ ), возможно, вызваны поступлением  $\text{N}_2$  из разлагающихся органических остатков. Этим же источником может быть объяснено присутствие  $\text{CH}_4$  и гидрокарбонатов. Содержания  $\text{H}_2$  и  $\text{CO}$  в пробах воды очень низкие, поскольку эти газы равновесны (стабильны) только при сравнительно низких температурах. Подобные условия благоприятны и для выделения органических газов — типичных низкотемпературных гидрокарбонатов, таких как алканы, бензол, бутан, следы которых также обнаружены.

M.A.Alam, D.Chandrasekharam (Индия) и A.Minissale (Италия) представили результаты геохимических исследований геотермального поля Маникаран долины Парбати в штате Химахал Прадеш (Индия). Изучение геохимии как горячих, так и холодных вод источников было направлено на выяснение их природы и эволюции с целью оценки перспектив использования в энергетике. По данным ионной химии термальные воды отнесены к  $\text{Na}-\text{Cl}-\text{HCO}_3$  типу. Их обедненность Са может быть объяснена осаждением последнего при образовании травентиновых залежей в каналах термальных

источников. Вариации степени солености горячих вод указывают на смешивание рассолов с пресными водами. Источником рассолов могли быть как захороненные древние воды геологических (осадочных) формаций, так и воды магматического или метаморфического происхождения. Присутствие соленосных флюидов в гранитоидах Гималаев подтверждено исследованиями, проводимыми в рамках интернационального проекта изучения Тибета и Гималаев по глубинным профилям (INDEPTH). Хотя этими работами «не затронуто» геотермальное поле Маникаран, вероятность проявления малоглубинных магматических процессов на этой площади, по мнению авторов доклада, высока. Значения теплового потока ( $>100 \text{ mW/m}^2$ ) и геотермального градиента ( $>100^\circ\text{C}/\text{км}$ ) свидетельствуют о текущих процессах плавления кристаллической коры в результате субдукционной тектоники. Поэтому сделан вывод о магматическом источнике рассолов. Изучение флюидных включений во вмещающих кварцитах показало их  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$  состав. Однако соленость этих флюидов может иметь иной источник (чем термальные воды), обусловленный реакциями между породами и водами при высоких температурах. Имеют ли горячие воды Маникарана локальный источник или они связаны с геотермальной системой Пуга, находящейся на более высоком гипсометрическом уровне, до сих пор не ясно. По катионным и кремниевому геотермометрам температура в геотермальном резервуаре оценена в пределах  $150\text{--}250^\circ\text{C}$ . При смешивании с холодной водой температура снижается до  $190\text{--}200^\circ\text{C}$  (в среднем  $202^\circ\text{C}$ ). Сделан вывод о прекрасных перспективах утилизации термальных вод и их использования для различных хозяйственных нужд, включая лечебные и курортные.

N.Oezguer (Турция) рассмотрел действующие геотермальные системы континентальной рифтовой зоны Баюук Мендерес в Западной Анатолии (Турция). Тектоническая позиция Восточного Средиземноморья определяется Анатолийской и Эгейской микроплитами. С олигоцена по миоцен эта площадь испытывала сжатие из-за подъема массива Мендерес. В течение раннего–среднего миоцена сформировались континентальные рифтовые зоны Баюук Мендерес, Гедиз и Кюсюк Мендерес широтного простирания. В первой из них известно огромное количество горячих источников (Кызылдере, Салаватли, Герменсик и др.), связанных с вулканической деятельностью, продолжающейся со среднего миоцена по настоящее время. На перечисленных источниках были проведены гидрогеологические, гидрогеохимические и изотопные исследования. Метаморфические и осадочные породы на



изученных площадях интенсивно изменены. Выделены метасоматические зоны: филлизитовая, аргиллизитовая, кремниевая ( $\pm$ гематит), карбонатизации. На поверхности температура вод источников от 30 до 99°C, в то время как температура в геотермальных резервуарах, определенная по геохимическим термометрам, от 162 до 242°C. Изотопные соотношения  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$  свидетельствуют о метеорном происхождении термальных вод  $\text{Na}-(\text{SO}_4)-(\text{Cl})-\text{HCO}_3$  типа.

D.L.Lopez (США), N.M.Perez, E.Padron и R.Margero (Испания) описали диффузную дегазацию почв в пределах геотермальных полей Ахуачапан и Берлин, расположенных соответственно на западе и востоке Сальвадора (Центральная Америка). Геотермальные ресурсы здесь изучаются на протяжении 30 лет и обеспечивают выработку около 25% электроэнергии. Исследовались газовые пробы из почв, отобранные с помощью зонда и медицинского шприца и помещенные (методом вытеснения водой) в вакуумные контейнеры. По ним были определены содержания углекислоты, радона, ртути, водорода, метана, кислорода, гелия и аргона. В результате площадной интерпретации полученных данных установлено, что в пределах вышеуказанных геотермальных полей диффузия газов происходит преимущественно вдоль разломов и контактов пород. Содержание кислорода снижается в направлении к зоне подпитки геотермальных полей. Напротив, повышенные концентрации радона и  $\text{CO}_2$  отмечаются на площадях проявления гидротермальной деятельности, контролирующей разломами, по которым проникают флюиды. На поле Ахуачапан распределение содержаний гелия в почвах подчинено широтному тренду, совпадающему с перекрытыми разломами, параллельными Центрально-Американскому грабену. Непосредственно на геотермальном поле эти разломы не установлены, однако прослежены за его пределами. Полученные результаты свидетельствуют о том, что зоны вертикальной проницаемости вдоль разломов могут быть выявлены с помощью исследований диффузной дегазации почв. Для обнаружения зон горизонтальной проницаемости должны использоваться другие геофизические и геохимические методы.

F.Surma, Y.Geraud и A.Baldeyrou-Bailly (Франция) сравнили экспериментальные и природные данные по минералогии гранитов Соултц-Соус-Форез северо-востока Франции, где геотермальные источники энергии изучаются на протяжении 15 лет в рамках европейского HFR проекта. *(Территория расположена в пределах Центрального Французского массива, сложенного породами кайнозойского магматизма грабена Форез, входящего в евро-*

*пейскую систему активизированных сводов и связанных с ними грабенов).* Были сопоставлены петрофизические и минералогические характеристики образцов керна одной из скважин с результатами экспериментов по взаимодействию флюида с вмещающей породой. Отмечена очевидная взаимосвязь между геометрией зоны разлома и петрографией измененных гранитов. По образцам описаны три типа пород: катаклазированные измененные фации в осевой части разлома; гидротермально измененные граниты зоны нарушения; «свежие» граниты. Они различаются по пористости и проницаемости. При экспериментах размельченные до порошкообразной фракции граниты были помещены в золотые капсулы длиной 15 см, заполненные чистой водой. Физико-химическое моделирование метасоматического изменения гранитов проводилось в автоклавах при  $P=600$  бар и  $T=300-200^\circ\text{C}$ . При обработке данных использовались сканирующая электронная микроскопия (SEM) и рентгеновская дифракция. Первые полученные результаты свидетельствуют об их близком подобии с природными. Таким образом проиллюстрирована ведущая роль диффузионных процессов и локального равновесия «флюид – минерал», которые должны учитываться при построении моделей длительного взаимодействия флюидов с вмещающими породами для геотермальной системы Соултц-Соус-Форез.

Ряд докладов, представленных на секции, посвящен изучению теплового потока Земли в пределах активных окраинно-континентальных и платформенных геоструктур. В основу их подготовки положены результаты прямых измерений геотермического градиента, количественные оценки тепловой энергии радиоактивного распада, данные компьютерного моделирования.

H.C.Kim, Y.Song, S.Lee и M.O.Song (Южная Корея) привели результаты комплексной интерпретации геотермической аномалии в Южной Корее. Ими разработана база данных по 247 измерениям теплового потока, «привязанная» к цифровой геологической карте, учитывающей литологию, геологическое время, структурные линейменты и глубину залегания границы Мохо. Кроме того, были учтены оценки тепловой энергии, выделяющейся за счет распада радиоактивных элементов (K, U, Th). Соотношения между тепловым потоком и геологическими характеристиками (литологией и возрастом пород, мощностью земной коры) проанализированы с помощью наложения соответствующих «слоев» цифровой базы данных. В итоге выяснено, что среднее значение теплового потока Земли составляет,  $\text{mW}/\text{m}^2$ : по территории Южной Кореи в целом —  $64 \pm 14$ ; на площадях распространения оса-



дочных пород — 74, осадочных и вулканогенных — 62, плутоногенных — 63, метаморфических — 61; кайнозойских — 91, мезозойских и палеозойских — 65, протерозойских — 55, архейских — 61. Между значениями теплового потока и глубиной залегания границы Мохо (мощностью земной коры) установлена обратная зависимость. Отчетливой корреляции между тепловым потоком и выделением тепловой энергии распада радиоактивных элементов, а также структурными линейными элементами не обнаружено. Для территорий Поганг и Улсан в юго-восточной части Корейского полуострова выявлена аномалия земного теплового потока, свидетельствующая об их высоком геотермальном потенциале. Поскольку размещение геотермальных источников контролируется тектоническими линейными элементами, был сделан дополнительный анализ взаимосвязи плотности расположения последних и значений теплового потока. В итоге, кроме вышеупомянутой, выделено еще несколько аномалий, одни из которых отвечают известным площадям развития геотермальных источников, другие перспективны для обнаружения новых.

И.Сидровой (Узбекистан) описаны термофизические аномалии, выявленные глубоким бурением в Центральных Кызылкумах. Здесь проводятся комплексные геотермальные исследования в целях создания геотермической модели земной коры по глубинному сейсмическому профилю Фараб–Тамбдибулак. В рамках этого проекта построены карта геотермического градиента и теплового потока для рудного поля Мурунтау, геологическая колонка глубокой скважины СГ-10 и схема распределения температур по поверхности. Изучены теплофизические свойства пород (температуропроводность, теплопроводность, теплоемкость), вскрытых скв. СГ-10 и спутниковыми скважинами. Для ряда образцов в температурном диапазоне от  $-50$  до  $+400^{\circ}\text{C}$  выявлены аномальные свойства. Один из них с глубины 3892 м с аномально высокой теплопроводностью исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа «JEOL» JXA 8800R. Было установлено, что такая проводимость связана с присутствием некоторых минералов, например биотита, чешуйки которого ориентированы по слоистости. Высказано предположение, что расположение атомов металлов в слоистой структуре играет ключевую роль в теплопроводности пород, а изученные их образцы, относящиеся к поликомпонентным образованиям, обладают уникальными свойствами. Слоистая структура, вероятно, сформировалась в условиях уплотнения вещества. Внутри слоев проявлены квантовые свойства атомов. Проведенные исследования, касающиеся проблем фун-

даментальной физики, имеют значение для понимания геологических процессов.

Р.Кутасом, В.Коболевым, И.Корчагиным, О.Русаковым, С.Зубалом и Н.Якимчуком (Украина) представлены результаты компьютерного моделирования теплового поля Земли по геотраверсам Восточно-Европейской платформы. При постановке задачи сделано допущение, что земная кора полностью твердая, а теплообмен происходит только кондуктивным способом. В качестве граничных параметров приняты значения мантийного теплового потока в подошве земной коры и постоянная температура на ее поверхности. Расчет теплового поля проведен сетевыми и аналитическими методами на основе решения уравнений тепловой кондукции по призматическим ячейкам. При разработке программного обеспечения использован язык Novel. В итоге построена компьютерная геотермальная модель земной коры для западной части Восточно-Европейской платформы вдоль профилей Eurobridge 95–96 и Geotravers VI, которая сопоставлена с теоретической. Первый из названных профилей пересекает Балтийскую синеклизу, Западно-Литовский и Белорусско-Балтийский гранулитовые пояса, Белорусский массив и Оснитско-Микашевичский магматический пояс, второй — Новоград-Волынский, Винницкий, Подольский и Кировоградский блоки Украинского щита. Тепловой поток в пределах изученных блоков земной коры варьирует от 20 до  $85 \text{ mW/m}^2$ . Его пониженные значения ( $20\text{--}35 \text{ mW/m}^2$ ) характерны для гранулитовых поясов, средние (около  $40 \text{ mW/m}^2$ ) — для запада Украинского щита и Кировоградского блока, аномально высокие (до  $85 \text{ mW/m}^2$ ) — для Балтийской синеклизы. Обширная тепловая аномалия в последнем случае обусловлена тепловым источником в верхней мантии или в среднем слое земной коры. Отдельные локальные аномалии объясняются вариациями кондуктивной проводимости пород и потоками подземных вод. Тепловое поле в целом по Восточно-Европейской платформе стабильно, за исключением Балтийской синеклизы. Форма температурных полей и тепловых потоков определяется радиоактивным теплом и гетерогенностью теплофизических свойств пород земной коры. Температуры на поверхности Мохо варьируют: под Балтийским щитом от  $500$  до  $800^{\circ}\text{C}$ , под Украинским — от  $500$  до  $600^{\circ}\text{C}$ . Построенная модель способствует пониманию роли различных тепловых процессов в формировании земной коры.

L.Wang, Y.Gong, S.Liu, C.Li, Hua.Li, Y.Han (Китай) описали распределение земного теплового потока в бассейне залива Бохай, который является наиболее крупным на востоке континентального Китая. Эта



территория, характеризующаяся перемежающимися поднятиями и депрессиями, в структурном плане представляет собой тыловую дугу кайнозойского спрединга, сопряженного с субдукцией Западно-Тихоокеанской плиты под Юго-Восточную Азиатскую. Ключевую роль для расшифровки геодинамических процессов деформации континентальной коры в этой области играет понимание теплового режима бассейна. Авторы доклада исследовали распределение теплового потока в пределах площади последнего, используя геотермические данные нефтяной и газовой геологоразведки за последние 40 лет и результаты измерения теплофизических параметров пород по керну скважин. Было установлено, что современный геотермический градиент в бассейне залива Бохай варьирует от 24 до 55°C/км и в среднем составляет 34,7±3,5°C/км. Его средние значения для четырех изученных депрессий равны, °C/км: Джиуанг — 36,0±4,9, Льяох — 34,7±3,5, Джизходг — 32,4±4,2, Линжинг — 31,1±2,5. Поднятие Сангксиан отличается более высокими значениями градиента — в среднем 38,1±6,6°C/км. Современный тепловой поток в пределах бассейна в среднем 64,4±8,1 мВт/м², что сопоставимо с его значениями по всей территории континентального Китая (63,0 мВт/м²) и миру в целом (63,0–65,0 мВт/м²). Значения теплового потока, рассчитанные по вышеперечисленным депрессиям, пропорциональны значениям геотермического градиента и варьируют от 52,9–81,5 мВт/м² (в среднем 65,8±5,4 мВт/м²) для депрессии Джиуанг до 52,0–67,1 мВт/м² (в среднем 60,4 мВт/м²) для депрессии Линжинг. Таким образом, для изученного бассейна выявлено возрастание теплового потока с северо-востока на юго-запад, обусловленное утонением земной коры и развитием глубинных разломов. Об этой тенденции также свидетельствует характер распространения кайнозойских вулканических пород. Подъем мантийного материала («мантийный клин») в условиях растяжения тыловой дуги сопровождается утонением коры и ростом фонового теплового потока в обширных бассейнах.

Как следует из проведенного обзора докладов, большинство из них непосредственно не затрагивают вопросы геологии и генезиса рудных месторождений. Однако фактографические материалы, использованные при подготовке докладов, представляют интерес для разработки моделей гидротермальных рудообразующих процессов и систем в различных геодинамических обстановках — в пределах современных островных дуг, окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, внутриконтинентальных и срединно-океанических рифтовых зон. Среди этих материалов следует отме-

тить данные по строению и теплофизическим характеристикам вулканических геотермальных полей, физико-химическому и изотопному составу флюидов, изменению их кислотности-щелочности в пространстве и времени, метасоматическому преобразованию вмещающих пород и минеральному составу жильной минерализации. Особый интерес представляет описание как близповерхностных, так и корневых частей действующих геотермальных систем островодужного типа. В качестве источников тепловой энергии для таких систем рассматриваются очаговые зоны активных вулканов или малоглубинные интрузивы. Перегретые растворы, поступающие из глубинных резервуаров на ранних стадиях развития систем, имеют кислый состав и характеризуются различными пропорциями участия магматогенных флюидов — от 90 до 45%. В результате активного взаимодействия с породами и смешивания с холодными метеорными водами, о котором свидетельствуют данные по изотопии кислорода и водорода, они нейтрализуются. Термальные воды приповерхностных фумарол с нейтральными значениями pH являются, таким образом, признаками периферийных областей гидротермальных систем на зрелых стадиях их развития. Приведенные в докладах результаты изучения новообразованных минеральных ассоциаций и метасоматической зональности измененных пород геотермальных полей полезны для понимания строения и особенностей формирования внешних аргиллизитовых зон рудно-магматических систем. (На большинстве золото-серебряных, медноколчеданных и золото-медно-порфировых месторождений эти зоны частично или полностью уничтожены эрозией и поэтому в полной мере не доступны для наблюдений).

Химический, газовый и изотопный составы гидротерм молодых вулканических зон рифтогенных структур указывают на различную природу их водной составляющей. Установленные соотношения основных компонентов (Na, Ca, Mg, K, Cl, HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, Br) и изотопов (<sup>18</sup>O и D) в рассолах геотермальных систем Йемена обусловлены смешиванием метеорных вод с морскими, а также их обменными реакциями с базальтоидными породами и гипсосодержащими эвапоритами. Преобладание в газовой фазе CO<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> объясняется соответственно термальным метаморфизмом карбонатных отложений и разложением органических остатков. Вместе с тем, как показано на примере геотермальных источников поля Маникаран долины Парбати (Индия), не исключается участие захороненных вод осадочных формаций и флюидов магматического и метаморфогенного происхождения.



Рассмотренные минералого-геохимические и изотопные характеристики современных геотермальных полей, свидетельствующие о значительной роли немагматических растворов в минералообразовании, не противоречат основным положениям конвективно-рециклинговой концепции рудогенеза, отраженным в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях [3–6, 9–11, 16, 17 и др.]. Они могут быть использованы при расшифровке строения палеогидротермальных рудообразующих систем, выявлении эволюции их кислотно-щелочного режима, определении областей загрузки (насыщения) растворов металлами, зон их разгрузки (рудоотложения) и периферийных зон циркуляции «отработанных» вод, что необходимо для совершенствования геолого-генетических моделей рудных месторождений.

Приведенные в докладах результаты исследований теплового потока Земли по геотраверсам Восточно-Европейской платформы, а также по обширным территориям Узбекистана, Кореи и Китая, важны для понимания роли тепловых процессов в формировании земной коры и закономерностей размещения разноранговых структур внутри- и окраинно-континентального типов, обладающих геотермальным потенциалом, в пределах которых могут быть выявлены потенциально рудоносные гидротермальные системы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Ю.В. Гидротермальные проявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. – М.: Научный мир, 1997.
2. Вихтер Б.Я. Золото в современных геологических процессах. – М.: Недра, 1993.
3. Золото-серебряные месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец и др. – М.: ЦНИГРИ, 2000.
4. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1989.
5. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, О.В.Минина и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
6. Месторождения колчеданного семейства. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г.Волчков и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
7. Овчинников Л.И. Образование рудных месторождений. – М.: Недра, 1988.
8. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982.
9. Тумли С., Бин Р. Меднопорфировые месторождения // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 1. С. 156–278.
10. Тэйлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982. С. 200–237.
11. Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Soc. of Econ. Geol. Spec. Pub. 1998. № 6.
12. Geothermal systems of Japan / M.Sasada, S.Taguchi, J.W.Hedenquist, editors // Geothermics. 2000. Vol. 29.
13. Geothermal fields (session 278) / 32<sup>nd</sup> International Geological Congress. Florence, Italy. Abstracts. Part 2. 2004. P. 1230–1236.
14. Hedenquist J.W., Henly R.W. Hydrothermal eruption in the Waiotapu geothermal system, New Zealand // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. P. 1640–1668.
15. Krupp R.E., Seward T.M. The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. № 5. P. 1109–1129.
16. Muntean J.L., Einaudi M.T. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, Northern Chile // Econ. Geol. 2000. Vol. 95. P. 1445–1472.
17. Proffett J.M. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. № 8. P. 1535–1574.



УДК 553.8.069.4/.5

© Е.А.Ляшенко, Д.В.Лисицын, 2005

## О ЦЕННОСТИ КОЛЛЕКЦИОННЫХ КАМНЕЙ В МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЕ РОССИИ

Е.А.Ляшенко (МПР России), Д.В.Лисицын (Музей «Самоцветы»)

*Охарактеризован российский коллекционный геологический материал. Показана необходимость проведения инвентаризации месторождений с коллекционным сырьем и развития его сырьевой базы.*

Вторая половина XX века характеризовалась бурным ростом интереса человека к коллекционированию, в том числе декоративных минеральных образований. Минералы и минеральные агрегаты перестали быть только рудой, техническим или строительным камнем, а все в большей степени становятся одним из показателей роста благосостояния людей и их эстетических потребностей в силу того, что зачастую представляют собой природные произведения искусства. Это именно те камни, красота которых приносит людям неосознанную радость и пленяет, не позволяя равнодушно пройти мимо них, будь то в музее или где-нибудь на природе в естественных условиях.

Коллекционный геологический материал включает образцы минералов, руд, горных пород и образований органического происхождения, представляющие научный или учебно-познавательный интерес, а также имеющие высокую декоративно-эстетическую ценность, вследствие чего они используются в качестве ценных музейных экспонатов, сувениров, для украшения интерьеров, являются предметом массового индивидуального коллекционирования. Особенность этого материала — его бесконечное разнообразие. Практически все минералы во всех видах и формах их выделения при определенных условиях могут считаться коллекционными, поскольку все, что создано природой, — прекрасно и неповторимо.

Торговля коллекционными камнями, наряду с цветными, занимает важное место в экономике некоторых государств (Танзания, Китай, Пакистан, Бразилия, Колумбия и др.), в том числе развитых. Свидетельством тому являются регулярные международные выставки-ярмарки минералов и цветных камней, проводимые в США, ФРГ, Италии и Гонконге. По неофициальным данным объемы торговли коллекционными камнями на них неуклонно растут и достигают сотен миллионов долларов, а городская казна пополняется от этого вида деятельности на десятки миллионов. Редкая встречаемость, весьма ограниченные запасы месторождений и их труд-

нодоступность, повышенный риск при ручной добыче и устойчивый рост спроса на мировом рынке определяют в целом высокую стоимость коллекционных камней. На крупнейшем в мире минералогическом Туссон-шоу (США) великолепные штуфы, друзы и отдельные кристаллы различных минералов продаются по цене до 45 тыс. дол. за образец. Но особую позицию в ценовом отношении занимают уникальные минералогические образцы, например друзы с гигантскими (длиной до 50 см) прозрачными кристаллами полихромного турмалина, аквамарина и топаза с месторождений Бразилии. На ярмарках они обычно не выставляются, а покупаются состоятельными коллекционерами непосредственно на местах у владельцев шахт и рудников. Цены на этот материал достигают 1–1,5 млн. дол. Среди весьма состоятельных бизнесменов коллекционирование минералов считается престижным интеллектуальным хобби и выгодным бизнесом. Найденный в 1999 г. во Вьетнаме кристалл ювелирного рубина массой 10 800 карат был оценен в 10 млн. дол., и правительство страны приняло решение о сохранении его в необработанном виде в качестве национального достояния.

Источником добычи коллекционного материала могут служить месторождения цветных камней, металлических и неметаллических полезных ископаемых, а также объекты собственно коллекционного камня. Следует иметь в виду, что нередко попутное извлечение коллекционных камней на комплексных месторождениях может значительно повысить рентабельность их отработки.

На месторождениях цветных камней коллекционным материалом являются не пригодные для огранки, но хорошо образованные кристаллы и друзы, а также уникальные по размерам и совершенству форм кондиционные кристаллы, поскольку в качестве музейных образцов они оцениваются значительно дороже, чем заключенное в них ювелирное сырье. В тех случаях, когда сырье в целом низкого качества и не пригодно для использования по



основному назначению, но пользуется высоким спросом как коллекционный материал, оно может быть уже предметом не попутной, а самостоятельной добычи.

На месторождениях металлических и неметаллических полезных ископаемых хорошо образованные кристаллы, друзы и жеоды встречаются в ограниченных объемах и, хотя имеют более высокую удельную стоимость (на единицу веса или объема руды), чем основные компоненты, по общей стоимости они значительно уступают последним и поэтому практически всегда считаются второстепенной продукцией горнодобывающих предприятий.

Необходимо иметь в виду, что ценность запасов декоративного коллекционного камня зависит в основном от выхода материала высокого качества. Наличие на месторождении даже большого количества низкосортного невостребованного материала не играет существенной роли в общей ценности объекта. В связи с этим рентабельность добычи коллекционного камня должна определяться не возможными объемами годовой добычи вообще, а экономической целесообразностью. При этом не следует забывать о том, что поставки коллекционного материала большими партиями, особенно на внешний рынок, могут привести к его обесцениванию, как это произошло с российскими камнями в начале 90-х годов.

Многие уральские образцы, добытые в XIX и XX веках, украшают витрины крупнейших музеев мира и частных коллекций. Систематическое изучение ресурсов декоративного камня в нашей стране началось в 70-х годах прошлого века и привело к выявлению и оценке ряда новых месторождений собственно коллекционных минералов (Синереченское месторождение андрадита в Приморье, Тамватнейское месторождение демантоида на Чукотке, месторождения астрофиллита, кианита и рамзаита на Кольском полуострове, Мерекское месторождение касситерита на Дальнем Востоке). Объемы реализации коллекционных материалов на внутреннем и внешнем рынках в середине 80-х годов прошлого века достигали 500 тыс. руб. в год.

В последние годы российские образцы на ярмарках представлены преимущественно тремя регионами: Дальний Восток, Урал и Кольский полуостров. С Дальнего Востока наибольшее количество минералогического материала поступает с месторождений Дальнегорского рудного узла. Это друзы кристаллов различных сульфидов — пирротина, галенита, сфалерита, кристаллы датолита, ильваита, разнообразные по морфологии и цветовой гамме кварцы, флюориты и кальциты. Интересны также кристаллы касситерита, шеелита и аметиста с северо-востока региона. Из сибирских образцов наиболее популярны чароит, хромдиопсид, ислан-

дский шпат, анальцим, апатит, сперриллит, вилуит. Коллекционный материал Полярного и Приполярного Урала: рубин с месторождения Рай-Иза, кристаллы аксинита, анатаза, брукита, гематитовые «розы», кварц с различными включениями. Средний Урал представлен в основном образцами Сарановского (уваровит, титанит, миллерит) и Малышевского (изумруд, фенакит, хризоберилл) месторождений. Из южноуральских кристаллов у коллекционеров наиболее популярны пирохлор и циркон Вишневых гор, а также знаменитый синий корунд Ильменских гор. Особенно разнообразен коллекционный материал с Кольского полуострова. Это уникальные кристаллы ковдорскита и бобьеррита из Ковдорского массива, эффектные двойники ставролита, крупные кристаллы альмандина и кристаллы амазонита с Кейв, кристаллы эвдиалита, натролита, астрофиллитовые «солнца», ярко-красные выделения виллиомита с Хибинского массива, кристаллы циркона и лоренценита с Ловозерского массива и многие другие эндемичные минералы.

Как показывает анализ, Россия занимает далеко не последнее место в мире по коллекционным камням, но вся работа с ними пущена государством на самотек. К тому же отсутствует сводный по стране перечень месторождений, который дал бы реальную картину состояния сырьевой базы коллекционного материала на сегодняшний день. Последнее особенно актуально в связи с тем, что в течение последнего десятилетия на многих месторождениях цветных камней, металлических и неметаллических полезных ископаемых работы прекращены и горные выработки на них ликвидированы (засыпаны или затоплены). Это значит, что доступ к оставшемуся в недрах коллекционному сырью стал невозможным и об этих объектах надо забыть. Кроме того, часть месторождений безвозвратно утеряна вследствие нелегальной добычи, часто варварски организованной и направленной на отработку самых богатых жил или отдельных гнезд.

С учетом вышеизложенного становится очевидной необходимость проведения инвентаризации месторождений с коллекционным сырьем и развития его сырьевой базы. Коллекционные камни должны рассматриваться как новый специфический вид полезного ископаемого, подлежащего выявлению, оценке, организованной добыче и охране в недрах. Представляется целесообразным организовать в средствах массовой информации рекламно-пропагандистскую кампанию по расширению у населения кругозора относительно разнообразия и свойств коллекционных минералов, показу реальных и потенциальных возможностей отечественной сырьевой базы самоцветов с целью привлечения предпринимателей и инвесторов к поискам и освоению новых месторождений.



## ПАМЯТИ СОТРУДНИКОВ ЦНИГРИ

---



**Кореннова Надежда Георгиевна**  
(06.07.1934–05.11.2004)

Старший научный сотрудник (1958–1994 гг.), кандидат геолого-минералогических наук, специалист в области лазерного микроспектрального анализа руд и минералов, Заслуженный гидрогеолог Туркмении.

Соредактор раздела «Физический мир» энциклопедии «Британика».

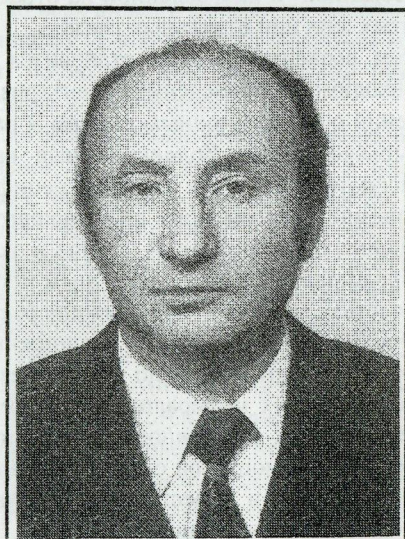


**Жаднова Таисия Петровна**  
(03.12.1922–09.02.2005)

Заведующая сектором (1950–1984 гг.), кандидат геолого-минералогических наук.

Отличник разведки недр.

Основные работы: «Золотоносность докембрийских конгломератов Патомского нагорья и зоны сочленения его с Алданским щитом», 1969; «Ленский золотоносный район», 1971; «Типы золоторудных проявлений и поисковые критерии золотого оруденения в фундаменте Русской платформы», 1974; «Особенности вещественного состава нижнедокембрийского золотого оруденения Балтийского щита», 1984.



**Гурейкин Николай Яковлевич**  
(08.01.1934–01.04.2005)

Старший научный сотрудник (1963–1999 гг.), кандидат геолого-минералогических наук, исследователь золоторудных месторождений Забайкалья и Средней Азии, участник подсчета запасов по многим месторождениям золота СССР.







ISSN 0869-5997. РУДЫ И МЕТАЛЛЫ. 2005. № 2