

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3/2009

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Зам. главного редактора А.И.КРИВЦОВ
Зам. главного редактора Н.И.НАЗАРОВА

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН
С.Ф.СТРУЖКОВ



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2009

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

Сдано в набор 25.05.09 г.
Подписано в печать 03.06.09 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2009

Прикладная металлогения

Applied metallogeny

Нарсеев В.А.

Крупнообъемные месторождения золота — производные природы и научно-технического прогресса

5

Narseev V.A.

High tonnage — low grade gold deposits as the nature vs. technological progress interaction products

Валиева Д.С.

Классификация руд золоторудных месторождений Казахстана и рациональные методы их обогащения

7

Valieva D.S.

Gold ores of Kazakhstan: their classification and rational beneficiation methods

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Черненко З.И., Кузьмина О.Н.

К методике поисков и оценки золоторудных месторождений нетрадиционных типов в карбонатных формациях Восточного Казахстана

11

D'yachkov B.A., Mayorova N.P., Chernenko Z.I., and Kuz'mina O.N.

Unconventional carbonate-hosted lode gold deposits in East Kazakhstan: The exploration and valuation methods

Хардиков А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А.

Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области

22

Khardikov A.E., Parada S.G., and Kholodnaya I.A.

Neo-Permian sequence of Ayan-Yuryakh Anticlinorium (the Yana-Kolyma Foldbelt): Lithological and facies constraints of the gold potential

Оникиенко Л.Д.

Джеспилиты и богатые сингенетичные железные руды докембрия (саксаганский тип)

28

Onikienko L.D.

Jaspilites and high-grade Precambrian syngenetic iron ores (the Saksagan type)

Строение рудных месторождений

Anatomy of ore deposits

Голенев В.Б.

Сиалитные коры выветривания — как объект для инновационных технологий добычи золота в естественном залегании

36

Golenev V.B.

Auriferous siallite: a challenge to the innovative in situ gold extraction techniques

Рафаилович М.С.

Крупные золоторудные штокверки Центральной Азии, ассоциирующие с гранитными плутонами

43

Rafailovich M.S.

Granite pluton-related large gold stockworks of Central Asia

Имамендинов Б.Н.

Геологическая позиция и строение Дора-Пильского золоторудного поля, Восточное Верхоянье

53

Imamendinov B.N.

Geological setting and anatomy of the Dora-Pil'sk gold field, the East Upper Yana area

Дискуссии

Discussions

Алексеев Я.В.

Некоторые финансовые показатели отечественной системы недропользования (твердые полезные ископаемые)

66

Alekseev Ya.V.

Some financial indicators of the national subsoil use system (concerning mineral deposits)

Рецензии**Reviews***Бергман И.А.*

О применении изотопно-кислородного метода для реконструкции природы докембрийских железисто-кремнистых формаций

69

Bergman I.A.

On the oxygen isotopy applications in restructuring of the Precambrian BIFs nature

Кубанцев И.А.

Определение Au, Pt и Pd в стандартных образцах состава руд: результаты межлабораторного эксперимента в США

76

Kubantsev I.A.

On results of the U.S. inter-laboratory analytical experiment using reference samples (Au, Pt, and Pd)

Поздравляем с юбилеем**Our congratulations**

Е.А.Козловского

79

E.A. Kozlovsky

В.В.Кузнецова

81

V.V. Kuznetsov

И.А.Августинчика

82

I.A. Avgustinczyk

Т.В.Пучкову

83

T.V. Puchkova



КРУПНООБЪЕМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА — ПРОИЗВОДНЫЕ ПРИРОДЫ И НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ПРОГРЕССА

В.А.Нарсеев (ЗАО «Рудгеоразведка»)

Выделены три основные группы крупнообъемных месторождений золота, рассмотрены некоторые критерии их возможного промышленного значения.

Крупнообъемные (сотни млн.–млрд. м³) скопления «минерализованных пород» с содержаниями Au на уровне сотни мг/т–первые г/т благодаря развитию технологий добычи и переработки все более привлекают внимание промышленности. Не касаясь рассмотрения применяемых новых горных и обогащательных технологий, что должно быть предметом специальных публикаций, остановимся на геологической природе крупнообъемных месторождений. Основная цель данной публикации — доказать, что крупнообъемные месторождения — это не только продукт новых технологий, экономики и потребительского спроса, но и специфическое обладающее особыми свойствами явление петрогенеза. Именно на границе процессов петрологии и рудной геологии возникают и существуют такие образования.

Исследования структуры распределения содержания химических элементов, в том числе благородных металлов в рудных месторождениях [3–7], и их кларков в породах выявили ряд общих закономерностей.

Так, распределение золота в кларковой и рудной областях значений имеет полимодальный характер. От кларков в неизменных породах до руд выделяется шесть устойчивых элементарных распределений золота: n мг/т, $10n$ мг/т, $100n$ мг/т, n г/т, $10n$ г/т, $100n$ г/т.

Выявленные распределения золота отвечают определенным уровням его концентрации, отражая общую закономерность кратной размерности компонентов материального мира [2], кратной размерности запасов золоторудных месторождений [1].

Для каждого уровня концентрации геохимическое поле статистически однородно, однако структу-

рированность его может быть различной (от хаоса типа «белый шум» до регулярной линейной, линейно-точечной, точно-узловой упорядоченности).

Форма нахождения золота для каждого уровня концентрации различна. Для распределения кларковых содержаний характерно атомарно-рассеяное состояние золота, или «атомарный газ» по В.И.Вернадскому. На втором уровне распределения к этой форме прибавляются интерметаллиды, которые свидетельствуют о проявлении процесса концентрирования золота. Работами конца XX в. (Новгородова, Разин, Матвиенко) установлены интерметаллиды золота и никеля, серебра, свинца, теллура, селена, МПП. При третьем уровне распределения представлены наноформы золота — кластеры. Это специфические образования, в которых металлическое золото образует микросферулы концентрически зонального строения с углеродом (графитом), кремнием и металлами (никелем, свинцом). Для этого же уровня концентрации характерно возникновение эфемерных металлоорганических (комплексных) соединений с обязательным участием Р, As, Sb, S, а также соединений — включения с графитом, сульфидами Mo, W, V.

Рудные распределения (четвертое–шестое) характеризуются наличием металлизированных (окисленных) кластеров, разнообразными формами свободного золота и его сплавов с серебром, медью, железом в виде микро-, макро- и мегаразмерности ($n \cdot 10$, $n \cdot 100$, $n \cdot 1000$ мкм и более).

Крупнообъемные месторождения по содержанию золота отвечают третьему и отчасти четвертому уровням элементарного распределения. Далее предполагаются распределения, характерные для собственно рудных месторождений золота (таблица).

Уровни концентрации золота в природе

№№ п/п	Индекс уровня	Интервал содержаний		Промежуточные моды элементарного распределения	Наименование уровней, их геологические носители
		от	до		
1	ПК	1,5 мг/т	6,5 мг/т	1,5; 3,0; 4,6; 6,5	Петрокларк (изверженные, осадочные и метасоматические неизменные породы)
2	ПРК	14,2 мг/т	44,6 мг/т	11,5; 15,0; 21,0	Петрорудокларк (фашии изверженных и осадочных пород)
3	ПМРК	79,5 мг/т	250,0 мг/т	79,5; 141,0; 250,0	Петрометарудокларк — проксирудоуровень (автометасоматические и метафашии пород)
4	СРК	0,45 г/т	1,4 г/т	0,45; 0,79; 1,40	Субрудокларк — семирудоуровень (минерализованные метасоматиты и гидротермалиты)
5	РК	1,5 г/т	15,0 г/т	2,5; 4,5; 7,95; 14,0	Рудокларк — ординарудоуровень (рядовые руды месторождений всех типов — гидротермалиты и метасоматиты)
6	РСК	15,0 г/т	140,0 г/т	25,0; 45,0; 80,0	Рудостолбокларк — максирудоуровень (рудные столбы 1–2 порядка)
7	БК	>250,0 г/т	<i>n</i> -10 кг/т		Бонанц-кларк — суперрудоуровень (весовые гнезда и бонанцы)

Крупнообъемные месторождения в большинстве — продукт эволюции рудно-порфировых систем (медно-серебро-, золото-олово- и других порфировых образований). Они формируются на стадиях автоматоматоза и раннего наложенного метасоматоза, представляя собой обширные прожилково-вкрапленные и штокверковые зоны. Распределение золота в них может быть различным — от рассеянного хаотического до линейно-струйчатого и гнездово-вкрапленного. Размерность золота варьирует в широких пределах — от тонкодисперсной до крупнозернистой, преобладает первая. Крупные объемы околорудных метасоматитов и бедные штокверки, где проявлены все стадии гидротермального процесса, но в сильно редуцированном виде, также могут представлять крупнообъемные объекты. Первым критерием возможного промышленного значения крупнообъемных месторождений служит степень извлечения золота при цианировании, так как главным способом переработки такой минерализации является кучное выщелачивание. Ясно, что развитие кор выветривания по первичному субстрату существенно повышает практическую ценность объектов за счет развития тонкодисперсного вторичного легко цианируемого золота.

В случае тонкодисперсного характера золота в минерализованных породах бороздовым опробованием можно получить правильную оценку его содержаний. Если присутствует золото крупное (>0,5 мг), то возможны серьезные ошибки в определении содержаний металла при бороздовом опробовании. В таком случае рекомендуется валовое опробование с объемом проб не менее 10–

100 м³, которые перерабатываются по рудной схеме с выделением крупного металла гравитацией и пробирным анализом концентрата, хвостов и промпродуктов.

Крупнообъемные месторождения образуют три основные группы:

петрофашиальная, когда золотоносная и МПГ-минерализация локализована в магматических, метаморфических или даже осадочных фашиях неизменных пород;

ранняя золото-пиритовая метасоматической минерализации в связи с проявлением авто-, ранне-метасоматических процессов;

сорудная прожилково-вкрапленная гидротермальной минерализации в виде ореолов жильного и жильно-прожилкового оруденения или самостоятельных зон и штокверков. Ореолы вкрапленной минерализации собственно жильного оруденения могут находиться с ним в зональных отношениях, т.е. занимать над- и поджильную часть общей колонны [6].

По мере накопления данных по крупнообъемным месторождениям следует разработать вопросы их систематики, методики поисков, разведки и последующих способов разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буйнов А.А. Металлогенетический потенциал золота мира, его структура, реализация и перспективы // Руды и металлы. № 1. 1999. С. 22–23.
2. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. – Л.: Наука, 1990.

3. Лобач В.И. Способ выявления структурно-детерминированной изменчивости в рудных месторождениях. – М.: ЦНИГРИ, ВИЭМС, 1988.
4. Лось В.Л. Методологические основы моделирования и количественного прогноза рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1994.
5. Нарсеев В.А. Распределение золота в рудах месторождений Казахстана и его физико-химическая интерпретация // Матем. методы в геологии. Алма-Ата, 1968. Вып. 1. С. 12–18.
6. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. – М.: Научный мир, 1996.
7. Уваров В.В. Золото в магматических комплексах Казахстана. – М.: ЦНИГРИ, 2000.

УДК 553.411 (574)

© Д.С.Валиева, 2009

КЛАССИФИКАЦИЯ РУД ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА И РАЦИОНАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИХ ОБОГАЩЕНИЯ

Д.С.Валиева (РЦГИ «Казгеоинформ», Республика Казахстан)

Золоторудные месторождения Казахстана классифицированы на группы или типы золотых руд. Минеральный состав руд золота и серебра колеблется в широких пределах.

Классификация золоторудных месторождений по составу руд золота и серебра колеблется в широких пределах, но с точки зрения их обработки они могут быть систематизированы по минеральному составу на следующие группы или типы золотых руд (таблица).

1. Малосульфидные руды — наиболее распространенный тип золотых руд в Казахстане. Содержание сульфидов от десятых долей процента до 5–7% (преимущественно пирит). Сульфиды тяжелых цветных металлов отсутствуют или их так мало, что извлекать их методом селективной флотации нецелесообразно. Несульфидная часть представлена в основном кварцем, а также карбонатами, сланцами, хлоритом, каолинитом, слюдами.

Золото преимущественно связано с сульфидами, но может быть распространено между сульфидами остальной части рудной массы. Преобладающая часть самородных выделений золота обладает сравнительно крупными размерами и чистой поверхностью [1, 3–5].

2. Золото-пиритовые существенно сульфидные руды — сравнительно мало распространенный тип руд в Казахстане. Руды характеризуются повышенным содержанием пирита (6–7% и более), в некоторых рудах более 50% от всей массы, при наличии существенных концентраций других сульфидов. Из несульфидных минералов главным

является кварц, наряду с которым нередко в рудах присутствуют карбонатные минералы и алюмосиликаты.

Золото в этих рудах имеет различную крупность, причем с пиритом обычно связано тонкодисперсное золото, не вскрываемое обычным измельчением. С увеличением содержания пирита в рудах доля мелкого золота заметно возрастает. В некоторых существенно пиритовых рудах практически все золото представлено тонкодисперсными частичками.

3. Золото-мышьяковые руды — содержат от нескольких до 10% арсенопирита. Из других сульфидов часто присутствует пирит, иногда пирротин. Сульфиды известных металлов, как правило, не имеют промышленного значения.

Несульфидную часть руды составляют кварц, карбонаты, сланцы. Подавляющая часть золота связана с сульфидами, золото мелкое и вскрывается лишь после обжига.

4. Золото-медные руды содержат до 50% сульфидов при наличии промышленных концентраций золота и меди. Медь представлена преимущественно халькопиритом. Из сульфидов наиболее распространен пирит, меньше арсенопирит и пирротин. Золото полидисперсное и в измельченных рудах находится как в свободном состоянии, так и в связанном (в сульфидах).

Классификация руд золоторудных месторождений Казахстана и рациональные методы их обогащения

Рудные формации	Ведущие рудные комплексы (субформации)	Минеральные типы руд (устойчивые ассоциации)	Типичные минералы окolorудных изменений	Связь золота с сульфидами и крупностью его выделений	Оптимальные методы технологической обработки руд	Примеры рудных месторождений и рудопроявлений
1	2	3	4	5	6	7
Кварцево-сульфидная Жизньного выполнения	Золоторудный	Кварцево-золото-пиритовый	Кварц, хлорит, серицит, эпидот	В основном свободное 0,1–0,5 мм, менее в связи с сульфидами	Амальгамация руды, гравитация + флотация, гравитация с последующей амальгамацией флотаций	Сарьбай, Турсунгуре, Джаркулак, Кудер, Айманбай, Карасу, Дорожное,
		Кварцево-золото-карбонатный	Кварц, кальцит, серицит и др.	В сульфидах и свободное, мелкое, до тонкодисперсного	Флотация или цианирование руды, часто с предварительной гравитацией или амальгамацией	Акпан, Туккен
	Золото-мышьяковый	Кварцево-золото-гематитовый	Кварц, гематит	Главным образом свободное, крупное	Амальгамация руды, гравитация с амальгамацией концентраторов	Ушшоқы, Майбулак
		Кварцево-золото-арсенопиритовый	Кварц, хлорит, серицит, эпидот, адуляр		Гравитация с последующей флотацией и раздельным цианированием флотоконцентраторов и хвостов (возможен предварительный обжиг флотоконцентраторов)	Джегыгара
	Золото-медно-полиметаллический	Кварцево-турмалин-золото-пиритовый	Кварц, турмалин, гематит	Главным образом свободное, крупное	Гравитация с последующей флотацией и амальгамацией концентраторов, гравиконцентратора (с последующим цианированием) концентрации хвостов флотации на шлозах	Дончара, Кызымчек, Мыстобе
		Кварцево-золото-халькопирит-сфалеритовый	Кварц	Мелкое, свободное, реже в сульфидах		Северный Акпан, Подольское, Карагайды Озек, Тасты-Биень
	Золото-редкометалльный	Кварцево-золото-пиритовый	Кварц-барит			Джангабул
		Кварцево-золото-висмутовый	Кварц	Свободное + сульфидное	Гравитация (амальгамация гравиконцентратора) с последующей флотацией	Зиганша
	Золоторудный	Кварцево-золото-пирит-арсенопиритовый	Кварц	Главным образом свободное	Амальгамация руды, гравитация + амальгамация + флотация	Чанг
		Кварцево-золото-пиритовый	Кварц	Мелкое (0,1–0,5 мм), свободное	Гравитация + флотация (амальгамация гравиконцентраторов)	Северный Джамангау
		Кварцево-золото-пиритовый	Кварц, сфалерит, хлорит, карбонат	Мелкое, до дисперсного, сульфидное, редко свободное	Флотация с последующим цианированием хвостов, обжигом флотоконцентраторов и направлением отарков на заводы цветной металлургии или цианирование	Домбралы П, Иткудук, Западное

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
Кварцево-сульфидная	Жильно-метасоматическая	Кварцево-золото-турмалиновый	Кварц, турмалин	Мелкое, до дисперсного, сульфидное, редко свободное	Цианирование с последующей гравитационной, возможна амальгамация гравиконцентра (при малом содержании сульфидов)	Железная Горка
		Кварцево-золото-сфалерит-галенитовый	Кварц, турмалин, серицит, хлорит, карбонат		Гравитация + флотация, цианирование	Акаинар, Кзыл
Вторичных кварцитов	Метасоматического замещения	Кварцево-золото-баритовый	Кварц, барит, серицит, хлорит	В основном сульфидное, менее свободное, тонкое, до дисперсного		Мизек
		Кварцево-пирит-золото-серебряный	Кварц, адуляр, серицит, каолинит	В основном сульфидное, менее свободное, тонкое, до дисперсного	Цианирование руды, редко флотация; прямое цианирование в специальном режиме;	Таскора, Архарлы, Далабай
Скарповая	Пиперитная зона	Кварцево-актинолит-золото-серебряный			Цианирование после выделения Sb щелочным выщелачиванием и с последующим извлечением Sb из растворов как попутного компонента;	Наурызбай
		Кварцево-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовый			коллективная флотация Sb и Au с переработкой концентратов в отдельном цикле	
Листевая	Пиперитная зона	Кварцево-золото-барит-полиметаллический	Кварц, барит		Флотация, возможна переработка на флоссы	Иг-лик
		Кварцево-карбонат-золото-сульфидный	Кварц, гранат, амфибол, карбонат		Флотация + цианирование хвостов + гравитация на шлозах хвостов флотации	Мамай
Листевая	Пиперитная зона	Кварцево-карбонат-золото-пиритовый	Кварц, гранат, амфибол, карбонат	Сульфидное, редко свободное	Гравитация с последующей флотацией, возможна переработка на флоссы	Слушпокы, Тасталы
		Кварцево-карбонат-золото-пиритовый	Кварц, карбонат, фуксит	Сульфидное	Флотация, возможна последующая гравитация	Маралихинское
Листевая	Пиперитная зона	Золото-гематит-пирит-лимонитовый, иногда с участием барита		Свободное	Цианирование с последующим извлечением золота в процессе гравитации и амальгамации гравиконцентра, гравитация + амальгамация + флотация	Космурун, Акчеку и др.

В отдельных рудах пирит или некоторые его генетические разновидности обеднены золотом. Руды с повышенным содержанием арсенопирита составляют группу мышьяковистых золото-медных руд. Эти руды характеризуются более мелким золотом, заключенным в пирите, арсенопирите, халькопирите и кварце. Свободного золота очень мало.

Частично окисленные руды имеют более сложный минеральный состав. В них, помимо сульфидов, присутствуют золотосодержащие гидроксиды железа, почти в одинаковой степени связанные с халькопиритом, пиритом и арсенопиритом, окисленные минералы меди и мышьяка. Мышьяковистые золото-медные руды труднообогатимы из-за тонкодисперсности золота и связи его со многими минералами: золото в рудах почти в одинаковой степени ассоциирует с халькопиритом, пиритом и арсенопиритом. Свободного золота очень мало.

5. В золото-полиметаллических рудах, кроме золота в промышленных концентрациях, присутствуют два или более полезных компонента: серебро, медь, свинец, цинк, барит и др. Содержание сульфидов в рудах достигает 50%.

Золото преимущественно мелкое и тонкодисперсное. В некоторых рудах крупное золото отсутствует. Тонкодисперсное золото заключено в сульфидах — пирите, арсенопирите, халькопирите, галените, в меньшей степени сфалерите. Редко в рудах имеется свободное золото.

6. Окисленные золотые руды — руды зон окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений. Практически они совсем не содержат сульфидов или содержат их в виде единичных окисленных с поверхности зерен. Наиболее характерные минералы — гидроксиды и карбонаты железа. Часто присутствуют глинистые минералы.

Золото варьирует по крупности, иногда находится в свободном состоянии, частично связано с гидроксидами железа. Нередко золото покрыто пленкой гидроксидов железа, марганца и других минералов. Выделяют медистые окисленные руды [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бекжанов Г.Р.* Редкие металлы Казахстана // Геология и охрана недр. 2004. № 2. С. 17–24.
2. *Валиева Д.С.* Золото-серебряное оруденение Далабай-Жельдыкоринской вулcano-плутонической структуры Южной Жонгарии (Казахстан): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Алма-Ата, 2006.
3. *Металогения Казахстана, рудные формации / Е.А. Анкинович и др.* – Алма-Ата: Наука, 1981.
4. *Нарсеев В.А.* Промышленная геология золота. – М.: Научный мир, 1996.
5. *Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Селифонов Е.М.* Свойства, потребление и производство основных видов минерального сырья. – Кокшетау, 2003.

УДК 553.411 (574.4)

© Б.А.Дьячков, Н.П.Майорова, З.И.Черненко, О.Н.Кузьмина, 2009

К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ В КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Б.А.Дьячков, Н.П.Майорова (Алтайский геолого-экологический институт, Республика Казахстан), З.И.Черненко, О.Н.Кузьмина (Восточно-Казахстанский государственный технический университет, Республика Казахстан)

Рассматриваются особенности формирования и размещения золоторудных проявлений нетрадиционного типа в карбонатно-терригенных отложениях Чарской зоны и Западной Калбы. Приводится характеристика вещественного состава руд, связанных с окремненными и скарнированными карбонатными породами. Разработаны некоторые критерии и предпосылки для прогнозирования и поиска золоторудных объектов суздальского типа.

Повышенный интерес к изучению золотого оруденения в карбонатных формациях связан с обнаружением в США уникальных золоторудных месторождений карлинского типа — Карлин, Кортец, Гетчелл, Пост Бетце и др. ([18]; M.D.Barton, 1997; Paul Emsdo et. al., 1999). Главные типоморфные особенности золото-сульфидных вкрапленных руд карлинского типа освещены в литературе (И.Я.Некрасов, М.М.Константинов, Ю.М.Бакулин, В.А.Буряк, В.А.Нарсеев, М.С.Рафаилович, В.Д.Цой и др.) и служат научной основой для прогнозирования и поиска аналогичных месторождений [4, 5, 13, 16–18]. Подобные или близкие месторождения со значительными запасами золота открыты в Канаде, Китае, России, Узбекистане, Киргизии и других странах. В Восточном Казахстане в настоящее время также наметились определенные критерии и предпосылки для прогнозирования и поиска золоторудных объектов нетрадиционного апокарбонатного типа [7, 8].

Восточный Казахстан — важнейший золоторудный регион республики. Здесь известно большое количество коренных и россыпных месторождений и рудопоявлений золота, различающихся по геологическим условиям образования, рудно-формационной принадлежности, масштабу оруденения и другим признакам. На данном этапе геологической изученности возникла необходимость оценки резервных перспективных площадей и участков (полузакрытых и закрытых рыхлым чехлом территорий) с целью поисков и вовлечения в разработку известных и новых месторождений потенциально промышленных типов (апокарбонатный золоторудный, золотоносные коры выветривания, древние погребенные россыпи и др.).

Рассматриваемая территория охватывает герцинские структуры Рудного Алтая, Калба-Нарымской зоны, Западной Калбы и Жарма-Саура, входящие в состав Большого Алтая Центрально-Азиатского подвижного пояса. Бортовые структуры представлены каледонидами Горного Алтая (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатая (на юго-западе). Эти структуры ориентированы в северо-западном направлении и ограничены глубинными разломами, их северо-западные фланги прослеживаются в России, а юго-восточные — в Китае. Общая протяженность территории >1000 км при средней ширине 300 км.

Материалы об основных закономерностях геотектонического и металлогенического развития, оценке перспектив изучаемого региона приведены в книге «Большой Алтай» и ряде других публикаций [2, 3, 15]. В соответствии с металлогеническим районированием выделяются четыре рудных пояса: Рудноалтайский медно-полиметаллический, Калба-Нарымский редкометальный, Западно-Калбинский золоторудный и Жарма-Саурский многометальный (Cr, Ni, Cu, Co, Au, Ag, Hg и др.). Золоторудные объекты в структурах Большого Алтая характеризуются неравномерным распределением, представлены различными генетическими типами руд и размещаются на определенных геохронологических уровнях.

В Рудноалтайском медно-полиметаллическом поясе золото содержится в рудах колчеданных месторождений вулканогенного генезиса, связанных с группой рифтогенных и островодужных формаций базальт-андезит-риолитового состава (D₁₋₃), дифференцированных и контрастного ряда антидром-

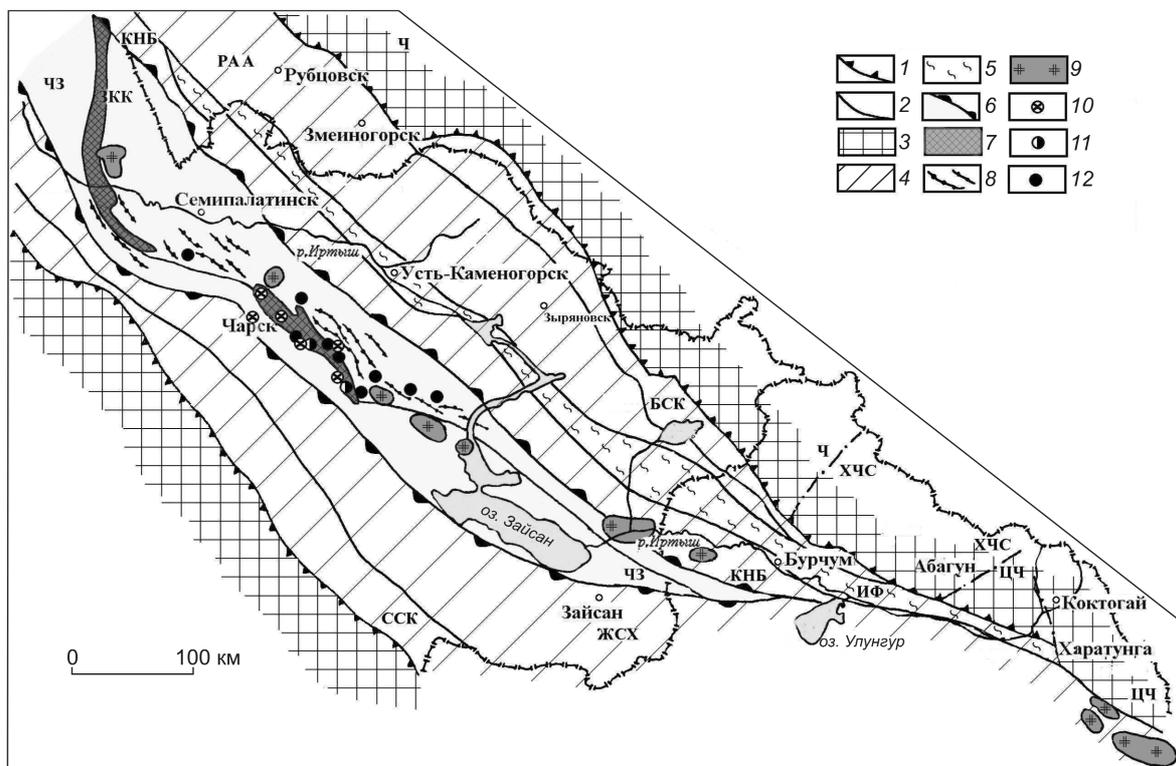


Рис. 1. Схема размещения Зайсанской сутурной зоны:

границы: 1 — Большого Алтая, 2 — металлогенических зон; 3 — каледонские, 4 — герцинские структуры; 5 — Иртышская зона смятия; 6 — Зайсанская сутура; 7 — протрузии гипербазитов; 8 — дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, C_3 ; 9 — субщелочные гранитоиды пермского возраста; месторождения: 10 — хрома, 11 — золота, 12 — ртути

ной направленности. Крупные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения образовались на деструктивной коре континентальной окраины Горного Алтая и контролировались системой активизированных мантийных разломов, обусловивших длительность вулканических процессов и многостадийность рудообразования (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Николаевское, Орловское и др.). Золото связано с главным рудообразующим процессом, соответствующим формированию промышленных медно-полиметаллических руд, часто образуя концентрации (рудные столбы) на поздних стадиях рудообразования в виде системы секущих золотосодержащих кварц-сульфидных и барит-сульфидных прожилков. При разработке этих месторождений золото извлекается попутно и составляет значительную долю в балансовых запасах региона.

Собственно золоторудные месторождения сформировались преимущественно в коллизийной геодинамической обстановке в процессе глобального взаимодействия Казахского и Сибирского суб-

континентов, разделявшихся в девонско-раннекаменноугольное время Иртыш-Зайсанским палеобассейном (часть Палеоазиатского океана). Непосредственно сдвиг и сочленение указанных субконтинентов произошло в стадию герцинской коллизии (C_1 – C_3) Казахской и Горноалтайской континентальных окраин с образованием крупной тектонической зоны сжатия, или Зайсанской сутурной зоны [11]. Именно в пределах этой зоны сосредоточены главные промышленные золоторудные месторождения региона (Бакырчик, Суздальское, Жанан, Кулуджун и др.). Изучению геологии и металлогении сутурных, или шовных, зон в других регионах также уделяется большое внимание [7, 8, 14].

Зайсанская сутурная зона сформировалась в центральной части Большого Алтая и ориентирована в направлении оз. Зайсан – г. Семипалатинск (рис. 1). В современном виде она представлена Чарской и Западно-Калбинской структурно-формационными зонами, ограниченными глубинными разломами. На северо-востоке Зайсанская сутура по Теректинско-Улунгурскому глубинному разлому граничит с Кал-

ба-Нарымским террейном, а на юго-западе от Жарма-Саура отделяется Байгузин-Булакским разломом. В ее осевой части прослеживается Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс дугообразной формы, фиксирующий зону мантийного глубинного разлома (надвига), или сутурный тектонический шов. Новые тектонические построения показывают, что его Горностаевская ветвь вдоль Знаменского субширотного глубинного разлома (сбросо-сдвига) смещена к западу с амплитудой 25 км. Сутурная зона имеет общее северо-западное простирание, но вблизи долины р. Иртыш резко меняет его на меридиональное. На юго-восточном продолжении в Китае она резко сужается в районе оз. Улунгур и далее продолжается на значительное расстояние в южном обрамлении Сибирской платформы.

Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс оформился в стадию коллизии (C_1-C_2). Представлен сложным линейным ансамблем олистостромовых блоков, пластин и чешуй, спаянных серпентинитовым меланжем. В составе олистостромового комплекса выделяются блоки известняков разного происхождения и возраста из фрагментов карбонатно-терригенных формаций островодужного типа [2]. Последние в ряде случаев служат рудовмещающей средой для золотого и золото-ртутного оруденения (месторождения Кызылчар, Веро-Чар, Бармак и др.).

В результате исследований получены новые данные о пространственной приуроченности золотого оруденения к определенным геохронологическим уровням. Непосредственно в Зайсанской сутурной зоне, с учетом работ А.М.Мысника [3], выделяются три рудоносных уровня.

Первый рудоносный уровень (раннегерцинский островодужный, $D_3fm-C_1v_{2-3}$) связан с производными андезито-базальтового островного вулканизма и синхронных с ним флишоидных кремнисто-карбонатно-терригенных отложений. Рудовмещающие породы представлены лиственитизированными субвулканическими телами основного и среднего составов, кремнистыми алевролитами и известняками. Золотое оруденение генетически связано с гипабиссальной габбро-норит-диоритовой (C_{2-3}) и плагиогранит-гранодиоритовой (C_3) формациями. Оруденение золото-сульфидное в зонах прожилкового окварцевания, лиственитизации и пропицитизации боковых пород. К типичным представителям относятся месторождения Суздальское, Мираж, Байбура, Мариновское, Бригадное, Жайма, Жанама и др.

Второй рудоносный уровень (раннегерцинский предколлизийный, C_1s) характеризуется морскими малоуглеродистыми граувакковыми (молассоидными) отложениями междуговых прогибов, которые

вмещают плутоногенное гидротермальное оруденение золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого типов. Последние представлены многочисленными мелкими месторождениями и рудопроявлениями (Кулуджун, Сенташ, Баладжал, Лайлы и др.). Золоторудные кварцевые жилы и зоны минерализации контролируются разрывными нарушениями и приурочены обычно к контактам массивных песчаников и пачек углисто-глинистых алевролитов. Многие известные месторождения разрабатывались. Они служили также коренным источником россыпей золота.

Третий рудоносный уровень (среднегерцинский коллизийный, C_2-C_3) объединяет молассовые лимнические углеродистые (черносланцевые) толщи таубинской (C_2) и бакырчикской (C_{2-3}) свит, образовавшихся в условиях осушения бассейна седиментации. В состав толщ входят наземные сероцветные молассы, флювиолимнические и болотные углеродистые черносланцевые литофации. Золотое оруденение генетически связано с гипабиссальной плагиогранит-гранодиоритовой формацией (кунушский комплекс, C_3). Ведущий промышленный тип — зоны минерализованные золото-сульфидно-углеродистые и прожилкового окварцевания (месторождения Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог, Жанан и др.). Крупное месторождение Бакырчик детально охарактеризовано в работе [1].

Рассматриваемый нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения приурочен к первому рудоносному уровню ($D_3fm-C_1v_{2-3}$), представителями которого являются месторождения Суздальское и Мираж [3, 16]. На Суздальском месторождении (рис. 2) руды локализованы в карбонатно-терригенных отложениях аркалыкской свиты (C_1v_{2-3}), подверженных гидротермально-метасоматическим изменениям в зонах брекчирования, надвигов и смятия, а также под воздействием малых интрузий и даек диоритов и гранодиорит-порфиров (кунушский комплекс, C_3). Эти процессы сопровождалась привнесением рудоносных флюид-потоков и концентрацией золотого оруденения в минерализованных зонах и кварц-карбонатных штокверках. В рудных телах отмечаются пирит, пирротин, арсенипирит, халькопирит, блеклая руда, киноварь, антимонит, шеелит, самородное золото, флюорит, барит, кварц и карбонат. Наиболее интенсивная золоторудная минерализация проявлена преимущественно в меланжированных известковистых брекчиях [9]. Среднее содержание Au 10 г/т. Форма самородного золота дендрито-амебовидная. Повышенная концентрация золота установлена также в мезозойских линейной формы корях выветривания

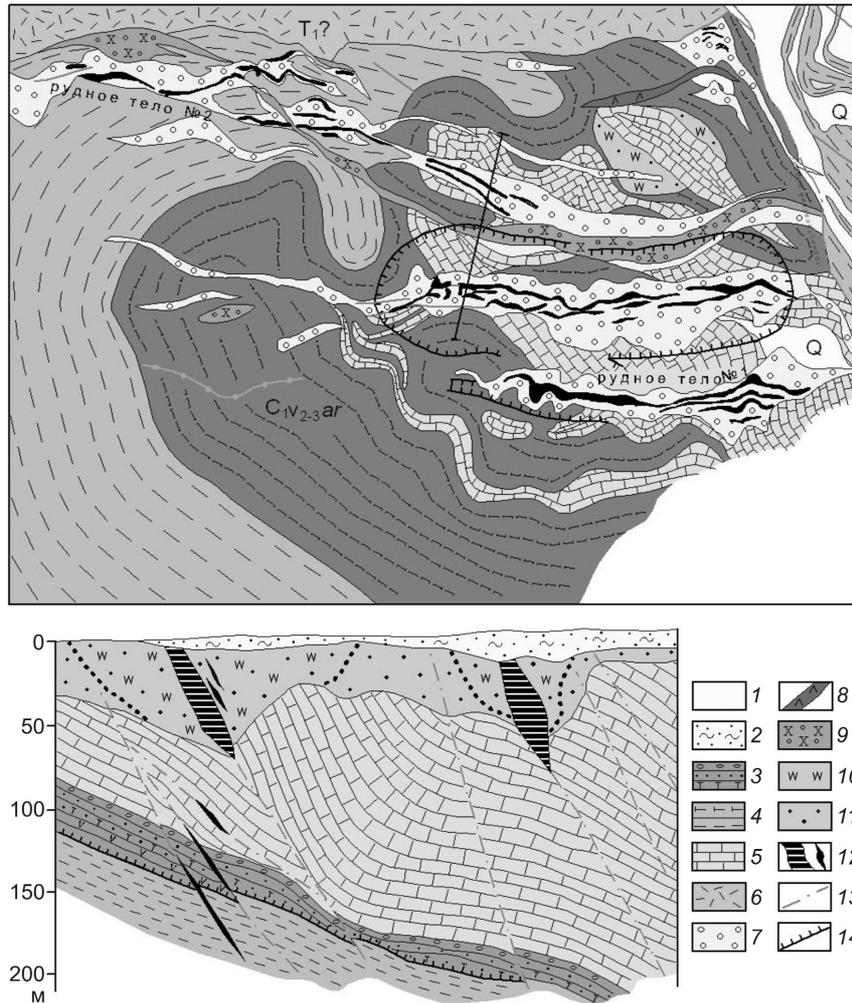


Рис. 2. Геологическое строение Суздальского месторождения (план и разрез), по материалам И.В.Бегаева, В.А.Денисенко:

отложения: 1 — рыхлые четвертичные, 2 — неогеновые; аркалыкская свита, C_1v_{2-3} ; 3 — туфогенно-песчаниковая пачка с прослоями андезито-дацитов, 4 — углисто-глинистые сланцы, 5 — известняки, известковистые алевролиты; 6 — вулканиты семейтауской свиты; 7 — зоны золото-сульфидной минерализации; дайки: 8 — диоритовых порфиритов, 9 — гранодиорит-порфириров; 10 — зоны окварцевания; 11 — золотоносные коры выветривания; 12 — рудные тела; 13 — разрывные нарушения; 14 — надвиг

каолинового и гидрослюдистого типов. Мощность кор от первых до 10 м, редко 100–200 м. Содержание в них Au изменчивое (от 1 до 90 г/т). Месторождение разрабатывается.

По ряду основных признаков выявлено определенное сходство апокарбонатных месторождений суздальского типа (Восточный Казахстан) с карлинским, а именно тесная пространственная приуроченность руд к карбонатным породам, генетическая связь золота с малыми интрузиями и дайками. Оруденение контролируется разрывными структурами (зоны дробления и смятия, надвиги). Характерны однотипные изменения рудовмещающих пород

(железисто-кремнистый метасоматоз, джаспероидное окварцевание, аргиллизация и др.) и близкий вещественный состав руд. Преобладает вкрапленность пирита, арсенопирита и золота, присутствуют низкотемпературные минералы (киноварь, антимонит, реальгар, барит, карбонат и др.). В первичных и остаточных коровых рудах средние содержания Au 8–10 г/т. Месторождения имеют крупные запасы металла. Намечается ряд отличий указанных месторождений, касающихся их возраста, геодинамических обстановок, размерности золота и других характеристик. Эти данные указывают на возможность обнаружения в регионе новых место-

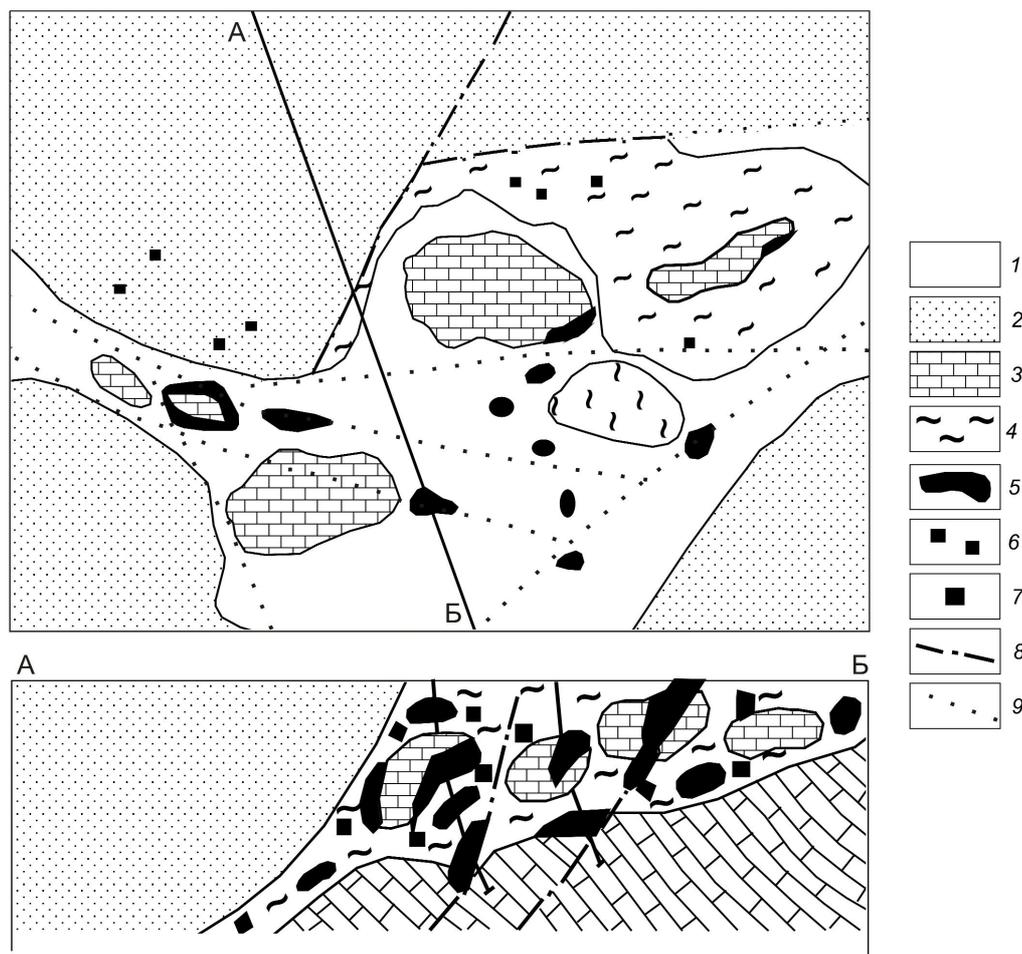


Рис. 3. Схема геологического строения рудопоявления Байбура, м-б 1:5000:

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — преимущественно песчаники аганактинской свиты, C_1s ; 3 — известняки, 4 — углисто-глинистые и кремнистые алевролиты аркалыкской свиты, C_1v_{2-3} ; 5 — фрагментарные выходы золотоносных джаспероидов и кварцитоподобных метасоматитов; 6 — пиритизация; 7 — обохренность; разломы: 8 — достоверные, 9 — предполагаемые под рыхлыми отложениями

рождений золота суздальского или карлинского типов. Для их выявления разработаны некоторые прогнозно-поисковые критерии и предпосылки.

Геотектоническая позиция. В региональном плане устанавливается закономерная приуроченность собственно золоторудных месторождений изученного региона к Зайсанской сутурной зоне, сформированной в центральной части Большого Алтая в стадию герцинской коллизии (C_1-C_3). Благоприятным фактором представляется формирование в рифтогенно-островодужной обстановке вулканических дуг базальт-андезитового состава (D_1-C_1) и обрамляющих их карбонатно-терригенных отложений ($D_3fm-C_1v_{2-3}$), которые при активизации тектонических движений подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям в складчато-меланжевых, покровно-надвиговых и разрывных

структурах, а также в контактах с золотоносными малыми интрузиями и дайками (C_3). Карбонатные отложения, по-видимому, оказались благоприятной тектонически подготовленной средой (структурно-литологические и геохимические ловушки) для проникновения гидротермальных растворов, осаждения и концентрации золота, что подтверждается также экспериментальными моделями [10]. В этих условиях в них проявились процессы скарнирования, джаспероидного окварцевания, образовались кварцевые метасоматиты и в итоге сформировались золоторудные месторождения и рудопоявления золото-сульфидно-кварцевой формации.

Рудовмещающая формация. Золотые проявления апокарбонатного типа локализованы в отложениях аркалыкской свиты (C_1v_{2-3}), которые детально изучались на участке Байбура (верховье р. Большая

1. Химические составы рудовмещающих пород, мас. %

Компо- ненты	Аркалыкская свита				Аганактинская свита					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	59,58	87,66	53,74	67,16	61,28	58,14	61,14	58,16	58,80	59,58
TiO ₂	0,94	0,26	1,20	0,62	0,94	0,94	0,88	1,04	0,72	0,98
Al ₂ O ₃	19,44	5,63	23	14,94	17,25	18,19	16,97	17,19	19,27	18,17
Fe ₂ O ₃	1,77	Н/о	7,50	2,63	0,79	1,90	1,13	0,95	2,67	5,35
FeO	4,16	2,29	0,86	1,94	4,45	4,45	4,16	5,31	2,22	2,06
MnO	0,03	0,06	0,28	0,09	0,08	0,12	0,09	0,10	0,07	0,19
MgO	3,05	1,77	1,93	2,09	3,05	3,70	3,22	3,86	2,25	2,09
CaO	0,45	0,45	0,45	1,74	3,42	4,03	4,48	4,48	5,81	1,34
Na ₂ O	3,54	1,02	4,40	3,54	3,88	4,40	3,55	4,40	2,80	2,85
K ₂ O	2,16	0,29	0,09	1,48	1,82	1,44	2,44	1,34	1,44	2,78
H ₂ O	0,31	0,03	0,65	0,20	0,19	0,27	0,40	0,17	0,46	0,38
P ₂ O ₅	0,25	0,06	0,33	0,20	0,21	0,27	0,27	0,29	0,16	0,20
F	0,09	0,08	0,10	0,06	0,08	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06
CO ₂	Н/о	0,11	Н/о	0,77	0,11	Н/о	0,22	0,22	0,22	0,66
ППП	1,05	0,97	3,91	3,00	1,91	2,51	21,90	2,05	3,02	3,96
Сумма	99,82	100,68	99,26	100,53	99,46	100,43	100,91	99,62	99,85	100,79

Примечание. Породы аркалыкской свиты: 1 — алевролиты пятнистой окраски, 2 — кремнистый алевролит, 3 — лимонитизированные (по пириту) алевролиты, 4 — обохренные песчаники с пиритом. Породы аганактинской свиты: 5–8 — мелкозернистые полимиктовые песчаники, 9 — массивные алевролиты черного цвета, 10 — алевролиты с пиритом.

Буконь) (рис. 3). Здесь свита сложена преимущественно углисто-глинистыми алевролитами, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, известняками при подчиненном количестве полимиктовых песчаников и туфопесчаников.

Алевролиты серые, темно-серые, имеют сланцевую текстуру и бластоалевролитовую структуру. Порода состоит из ориентированно расположенных глинистых частиц, чешуек серицита, небольшого количества криптозернистого кварца и хлорита. Петрохимически алевролиты характеризуются повышенным содержанием Al₂O₃ и FeO (табл. 1). По сравнению с алевролитами такырской свиты Калба-Нарымской зоны в них в 1,5 раза больше Fe и Mg, меньше K₂O и SiO₂. Содержание органического вещества 1,2%. Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы имеют буровато-серую окраску, местами серицитизированы и обохрены. По сравнению с алевролитами в них больше SiO₂ (87,6%), меньше глинозема и щелочей (см. табл. 1).

Известняки пепельно-серые, светло-серые, массивные, участками криноидные и неясно-слоистые полосчатые. Мраморизованные участки известняков представлены белым кристаллическим кальцитом, образующим линзовидные выделения в полосчатых известняках. С линзочками кальцита ассоциируют мелкочешуйчатый мусковит и мелкозернистый кварц. Спектральным анализом в единичных пробах из мраморизованных известняков установлены повышенные содержания Sn до 0,094, Li 0,002, Be до 0,015, Pb до 0,05%.

Отложения аркалыкской свиты перекрываются породами граувакковой алевролитопесчанниковой формации (аганактинская свита C_{1s}), представленной полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с маломощными прослоями алевропесчаников, глинистых алевролитов и алевропелитов, редкими линзами известняков.

Песчаники серые, массивные, псаммитовые и алевропсаммитовые, сортированные, состоят из зерен кварца, полевых шпатов и обломков эффузивов андезит-дацитового ряда; слагают пачки мощностью 50–250 м. Петрохимический состав песчаников близок к грауваккам. Спектральным и химическим анализами песчаников в отдельных пробах отмечаются повышенные содержания Sn до 0,022, Be 0,02, Li до 0,038, W до 0,003%.

Алевролиты темно-серые, псевдоплойчатой текстуры и алевритовой структуры, слагают редкие прослои мощностью 10–50 см среди песчаников и представлены микрозернистым агрегатом кварца и полевого шпата с глинистыми частицами и чешуйками серицита. Местами содержат мелкие известковистые конкреции. Петрохимически алевролиты характеризуются повышенной карбонатностью и невысоким содержанием кремнезема.

Известняки встречаются в виде небольших линз среди песчаников. Породы светло-серые мраморизованные, имеют мелкокристаллическую структуру. В породах аганактинской свиты повсеместно распространены кварцевые жилы мощностью 5–40 см и протяженностью 2–20 м. Кварц бе-

2. Результаты химического анализа газово-жидких включений (участок Байбура)

Компоненты	1	2	3	4	5
pH	6,3	6,1	7,0	4,7	6,6
Na ⁺	7,17	11,0	13,48	8,92	9,74
K ⁺	9,27	7,87	6,29	6,06	9,74
Ca ²⁺	3,50	2,97	1,97	13,46	3,68
Mg ²⁺	1,75	0,15	0,02	2,02	0,18
Сумма катионов	21,69	21,99	21,76	30,46	23,34
HCO ₃ ⁻	63,99	72,51	66,34	20,54	67,28
Cl ⁻	2,62	2,23	3,94	8,42	3,68
F ⁻	10,66	2,82	7,68	2,53	4,60
SO ₄ ²⁻	1,04	0,45	0,29	38,05	1,10
Сумма анионов	78,31	78,011	78,2	69,54	76,66
Сумма катионов и анионов	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00

Пр и м е ч а н и е. 1 — кварцевые прожилки; 4 — кварцитоподобные метасоматиты; 5 — бурые железняки. Анализы выполнены В.А.Кормушиным в лаборатории Института геологических наук им. К.И.Сатпаева.

лый трещиноватый, местами по трещинам лимонизированный.

Геолого-генетическая модель рудообразования определяется как гидротермально-метасоматическая, обусловленная формированием минерализованных зон золотого и марганцевого оруденения в тектонически нарушенных карбонатно-терригенных породах аркалыкской свиты (C_{1v2-3}) в результате процессов кремнисто-железистого и кремнисто-марганцевого метасоматоза. Ведущий фактор, определяющий развитие золотоносных метасоматитов, — их приуроченность к зонам высокой тектонической активности и резкое изменение режима кислотности–щелочности растворов в карбонатной среде, обусловившее подвижность элементов (Si, Ca, Na, K, Au, As и др.). При этом к «базовой золотоматеринской» относится вулканотерригенная формация, D₃–C_{1v} (по А.М.Мыснику), а к рудогенерирующей — плагиогранит-гранодиоритовая, C₃. Метасоматоз осуществлялся под влиянием поступающих газовых и газово-жидких эксгалций углекислотно-калиевого и сероуглекислотно-натриевого составов. Химический состав газово-жидких включений из кварца и бурых железняков зоны окисления соответствует калиево-натриево-гидрокарбонатному (с F⁻ и Cl⁻) типу растворов (табл. 2). По величине pH это были умеренно кислые растворы.

Наличие в растворах ионов Ca²⁺ и F⁻ способствовало образованию флюорита, залежи которого известны на месторождении Каражал и участке Койтас. Этот процесс по А.В.Коплусу, Л.С.Пузанову (1972) представляется в следующем виде: $2\text{HF} + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaF}_2 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

По результатам термовысвечивания рудоносный кварц из джаспероидов образовался при T 250–350°C и характеризуется высокой интенсивностью высвечивания (900–1500 усл. ед.), что существенно отличает его от безрудного жильного кварца (25–100 усл. ед.), развитого в осадочных породах.

Структурный контроль. Важное место в контроле золотого оруденения придается системе диагональных глубинных разломов (дугообразной формы), активно проявленных в стадию герцинской коллизии. Именно эта система разломов, сформированная на стыке континентальных окраин (с элементами вращения), контролировала размещение моласовых формаций в наложенных мульдах (таубинская, буконьская, майтубинская свиты, C₂ и C₂₋₃), золотоносных малых интрузий и даек средне-основного и кислого (C₃) составов и главных золоторудных зон Восточного Казахстана (Западно-Калбинская, Жанан-Бокко-Зайсанская, Южно-Алтайская и др.). На региональных картах и схемах они вписываются в единый Восточно-Казахстанский золоторудный пояс регионального масштаба, проникающий на юго-востоке в структуры Китая (рис. 4).

В размещении золоторудных месторождений большое значение имели продольные северо-западные, поперечные северо-восточные и субширотные разломы древнего заложения и их оперяющие нарушения, проявленные практически на всех рудных полях и объектах (Западно-Калбинский, Лениногорско-Семипалатинский, Кызыловский и др.). Так, в Бакырчикском рудном районе главные промышленные золоторудные месторождения (Бакырчик, Большевик, Глубокий Лог и др.) четко контролируются Кызыловской зоной смятия широтного простирания. Непосредственно на месторождениях

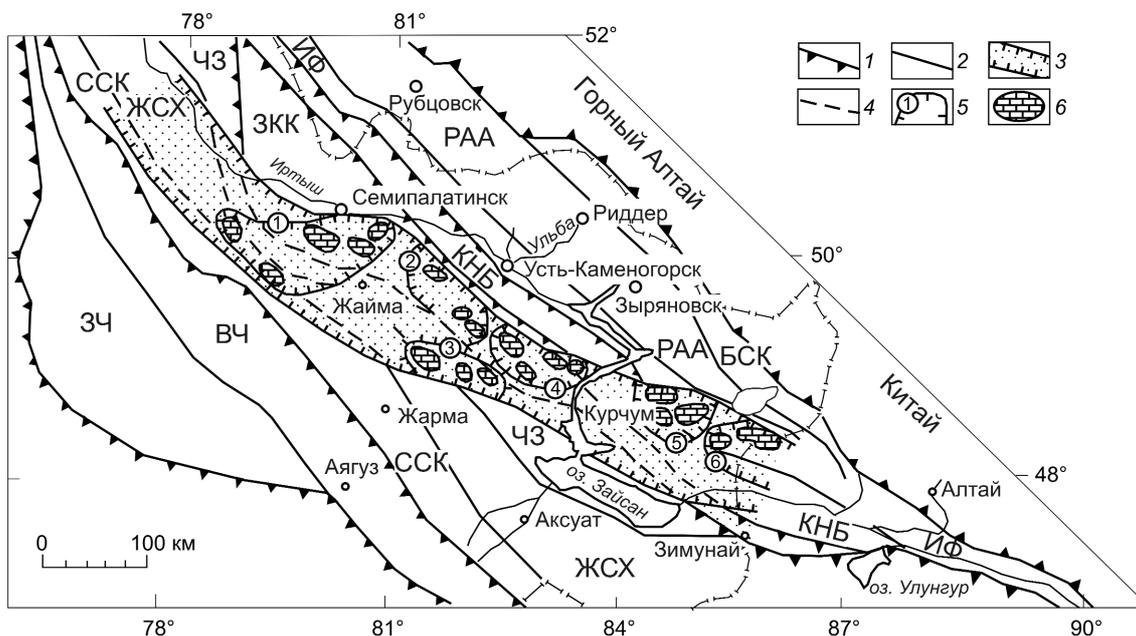


Рис. 4. Схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса:

границы: 1 — рудных поясов, 2 — металлогенических зон, 3 — Восточно-Казахстанского золоторудного пояса, 4 — рудоносных структур в его пределах, 5 — рудных районов, 6 — рудных узлов; рудные пояса: Рудно-Алтайский (металлогенические зоны: БСК — Белоубинско-Сарымсақты-Куртинская, РАА — Рудно-Алтайская-Ашалинская, ИФ — Иртыш-Фурунжская), Калба-Нарымский (КНБ — Калба-Нарым-Бурчумская), Западно-Калбинский (ЗКК — Западно-Калбинско-Коксетауская), Жарма-Саурский (ЖСХ — Жарма-Саур-Харатунгская, ССК — Сиректас-Сарсазан-Кобукская), Чингиз-Тарбагатайский (ВЧ — Восточно-Чингизская, ЗЧ — Западно-Чингизская); районирование произведено с учетом прилегающей территории Китая [12]

рудные тела локализуются в зонах брекчирования, расщелачивания и надвиговых структурах.

Геофизические критерии. По геолого-геофизическим данным в Западно-Калбинской зоне выделяется Сенташ-Байбурунский пояс скрытых гранитоидных массивов, в надынтрузивной зоне которых размещаются золоторудные объекты. На Суздальском месторождении по магниторазведке на глубине 170 м отмечается нескрытая интрузия предположительно гранодиорит-диоритового состава, с которой и связывается золотое оруденение (В.А. Денисенко, Н.Т. Дряпач).

На участке Байбура по результатам детальной магниторазведки по сети 100×20 м (Г.П. Нахтигаль, В.А. Натрусин) выделена аномальная зона северо-восточного простирания 50–60° длиной >1 км и шириной до 250 м, в центральной части которой отмечаются положительные магнитные аномалии интенсивностью до 2250 нТл. Последним на поверхности отвечают зоны гидротермально измененных пород с повышенной золотоносностью, а на глубине выделяется скрытая интрузия гранодиоритов овально-изометричной формы. Интерпретация аномалии позволила определить параметры перспек-

тивной Родниковой зоны, имеющей форму плитообразного тела мощностью 10 м, падение на юг под углом 67° и протяженность на глубину более 100 м. Эти данные свидетельствуют об эффективности использования геофизических методов (особенно магниторазведки) при поисках и оценке золоторудных объектов апокарбонатного типа.

Геохимические данные. Зоны минерализации по результатам коренного опробования сопровождаются ореолами рассеяния Au, As, Sb, Cu. В отдельных пробах отмечаются повышенные содержания Zn 0,015, P 0,3, Ni 0,006, Mo 0,002–0,02, Be 0,02, W 0,005, Nb 0,004, Ce 0,05–0,1%. Рассматриваемые зоны фиксируются вторичными ореолами рассеяния элементов. Наиболее информативными оказались аномалии Zn 0,03–0,04 и Cu 0,008–0,02% линейно вытянутой формы, совпадающие в основном с простиранием рудных тел. Последние подчеркиваются также ореолами Pb 0,003%, Mn 0,03–0,07%, Ba 0,03–0,05% и Ag 0,1 г/т. Элементы редкометальной и редкоземельной групп (Sn, Be, Mo, W, V, Y, Yb), образующие комплексные ореолы вблизи максимумов магнитного поля, очевидно, отражают надынтрузивную зону скрытого гранитоидного массива.



Рис. 5. Золотоносные джаспероиды с метасоматическим кварцем (светлое)

Особенности вещественного состава руд. На известных объектах зоны золото-сульфидного оруденения контролируются разломами северо-восточного простирания $50\text{--}70^\circ$ с углами падения на юго-восток $40\text{--}70^\circ$. Они представлены раздробленными, брекчированными и трещиноватыми углистыми и известковистыми алевролитами, известняками, туфопесчаниками и порфиритами с карбонатными прожилками. Размеры минерализованных зон — длина $600\text{--}1500$ м, ширина $60\text{--}250$ м. Среди них рудные тела выделяются по результатам опробования, имеют линзовидную форму и вытянуты по про-

стиранию на $500\text{--}1000$ м при мощности $0,5\text{--}10$ м. Золото обычно концентрируется в окремненных опаловидных породах (джаспероидах) буровато-красного цвета с пустотками и прожилками выщелоченных сульфидов. В зоне окисления они представлены бурыми железняками с гнездами и прожилками метасоматического кварца (рис. 5). В сканированных породах фиксируется вкрапленность магнетита в виде кристаллов размером $2\text{--}3$ мм.

Макроскопически бурые железняки имеют пеструю окраску (бурые, черные и осветленные в участках окварцевания), содержат гнезда и прожилки окисленных сульфидов с выделениями лимонита. По данным химического анализа они состоят в основном из SiO_2 и Fe_2O_3 (табл. 3, 2). В образцах встречаются пирит, гематит, магнетит, медная зелень, хлорит и другие минералы.

Микроскопически бурые железняки состоят из тонкозернистого кварцевого агрегата микрогранобластовой и сферолитовой структуры с мелкими кляксообразными выделениями оксидов и гидроксидов железа и редкими глинистыми частицами. В аншлифах из интенсивно ожелезненных разностей основным минералом является лимонит с прожилками гётита коломорфной структуры с редкими мелкими реликтовыми зернами пирита. Также наблюдались арсенопирит, халькопирит и золото.

На Суздальском месторождении и участке Байбура в протолочках из бурых железняков зоны окисления обнаружено самородное золото в виде мелких пластинок и чешуй уплощенно-комковатой формы в количестве 128 знаков (только из $\frac{1}{4}$ части

3. Химический состав рудоносных метасоматитов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	94,62	55,24	79,94	20,92	93,10	70,22	95,22	81,16
TiO_2	0,04	0,57	0,28	0,12	0,10	0,36	0,02	0,26
Al_2O_3	0,62	1,52	0,62	2,86	0,62	0,31	0,047	0,62
Fe_2O_3	2,87	35,57	14,12	2,35	2,39	20,50	2,31	12,76
FeO	0,85	0,14	1,36	Н/о	1,00	0,50	0,79	1,44
MnO	0,01	0,26	0,05	53,07	0,03	0,30	0,02	0,28
MgO	0,80	0,48	0,64	1,61	0,32	0,48	0,48	0,96
CaO	Н/о	0,23	0,45	2,34	Н/о	Н/о	Н/о	0,22
Na_2O	То же	0,10	Н/о	0,37	0,20	То же	То же	0,10
K_2O	«	Н/о	То же	0,38	0,09	3,60	«	0,09
H_2O	0,15	0,56	0,18	2,98	0,04	0,54	0,11	0,33
P_2O_5	0,09	0,12	0,09	0,08	0,07	0,59	0,07	0,35
F	0,04	0,03	0,06	0,09	0,03	0,06	0,02	0,04
CO_2	0,33	0,11	0,22	1,10	0,22	0,11	0,22	Н/о
ППП	0,39	4,58	1,66	12,2	2,68	3,22	0,17	2,11
Сумма	100,81	99,51	99,67	100,44	100,89	100,79	99,90	100,72

Примечание. 1 — кварцитоподобный метасоматит; 2–3 — золотоносные бурые железняки; 4 — карбонатно-жесиликатная марганцевая руда; 5–8 — кварцитоподобные метасоматиты лимонитизированные, слабозолотоносные.

навески тяжелого песка). Золото комковатое, ковкое, иногда губчатое, изредка в сростках с кварцем, золотисто-желтое с красноватым оттенком. Преобладают частицы размером 0,025–0,1 мм (54%). Более крупные золотины (0,1–0,5 мм) составляют 35,6%. Близкие размеры самородного золота (в среднем 0,03–0,3 мм) отмечаются в месторождениях золото-джаспероидной формации Южной Якутии [6]. В первичных рудах содержание Au варьирует от 0,1 до 27,6 г/т, составляя в среднем 3–4 г/т, а на месторождениях Мираж и Суздальское в корах выветривания достигает порядка 70–100 г/т.

Отдельные образцы золотоносных бурых железняков изучены на растровом электронном микроскопе ISM-6390 фирмы «JEOL» с приставкой энергодисперсионного анализа INCAEnergy фирмы «OXFORD Instruments». Анализы выполнены в лаборатории «ИРГЕТАС» Восточно-Казахстанского государственного университета. В результате исследования получены новые данные по элементному составу рудного вещества. Кроме известных уже металлов (Fe, Au, Ag), установленных ранее по спектральным, пробирному и минералогическим анализам, обнаружена флюидальная вкрапленность W, Sn, Ta, Ni, Zr и др. Полученные предварительные результаты раскрывают новые возможности в изучении рудного вещества геологических объектов карлинского или суздальского типов. Выявление микроскопического и тонкого пылевидного золота и сопутствующих элементов может служить хорошим индикатором при поисках новых золоторудных месторождений.

Результаты обогащения руд. Технологические исследования выполнены во ВНИИцветмет, в лаборатории гравитации (руководитель Г.И.Иванов). В пробе окремненных бурых железняков массой 20 кг, отобранной на участке Байбура, при минералогическом анализе из рудных минералов обнаружены золото, пирит, магнетит, ильменит и молибденит. Золото свободное, четко фиксируется в гравитационном концентрате. Форма золотинок комковатая, дендритообразная. Поверхность гладкая, шероховатая, ямчатая. В первичной руде содержание Au 3 г/т. Испытания по гравитационному обогащению проведены на центробежном вибрационном сепараторе при расходе воды 1,5 л/мин. и производительности 4,4 кг/мин. Черновой гравитационный концентрат подвергнут доводке на концентрационном столе. Результаты технологического изучения золотоносной руды положительные: установлено нахождение золота в свободном состоянии и обоснована возможность получения гравитационного концентрата с содержанием Au 183–356 г/т при извлечении 70%.

Таким образом, в Восточно-Казахстанском регионе (в Западной Калбе и Чарской зоне) выявлена пространственная приуроченность ряда золоторудных объектов к отложениям повышенной углеродистости и карбонатности, которые по условиям образования близки к промышленным месторождениям карлинского типа. Рассматриваемый апокарбонатный тип золотого оруденения пространственно связывается с породами островодужных терригенно-карбонатных формаций, обрамляющих вулканические дуги базальт-андезитового состава и подверженных контактово-метасоматическим и динамометаморфическим преобразованиям в зонах меланжирования, покровно-надвиговых структурах, ореолах скрытых золотоносных гипабиссальных массивов и даек средне-основного (C_{2-3}) и гранитоидов умеренно кислого (C_3) составов. Карбонатные отложения представляют благоприятную тектонически подготовленную среду (структурно-литологические и геохимические ловушки) для осаждения и концентрации золота. Ведущая рудная формация — золото-сульфидная прожилково-вкрапленная. Рекомендуется продолжить целенаправленное изучение карбонатных толщ островодужного типа на других перспективных площадях Зайсанской сутурной зоны (Семипалатинское Прииртышье, Чарская зона, Северное Призайсанье и др.).

Полученные результаты свидетельствуют о возможности выявления в карбонатных формациях региона нетрадиционных типов месторождений с тонкодисперсным и свободным золотом, которые могут иметь промышленное значение и рентабельно обрабатываться с применением современных технологий (метод кучного выщелачивания). Теоретическая новизна исследований заключается в новом подходе к изучению и оценке золотоносных структур Западно-Калбинской зоны и прилегающих районов Жарма-Саура. Большое научное и практическое значение придается области сочленения Горноалтайской и Казахстанской континентальных окраин, где выделяется Зайсанская сутурная зона с осевым Чарско-Горностаевским швом и концентрируются главные золоторудные структуры региона. Здесь прогнозируется крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс, северо-западный и юго-восточный фланги которого еще недостаточно изучены. В этой связи, с учетом изложенных методических подходов, имеется определенный потенциал дальнейшего развития научно-исследовательских работ в теоретическом и прикладном аспектах, направленных на укрепление сырьевой базы для золотодобывающей промышленности Восточного Казахстана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакырчик* (геология, геохимия, оруденение) / В.А.Нарсеев, Ю.В.Гостев, А.В.Захаров и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
2. *Большой Алтай* (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение / Г.Н.Щерба, Б.А.Дьячков, Н.И.Стучевский и др. – Алматы: БИлым, 1998.
3. *Большой Алтай* (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Г.Н.Щерба, Х.А.Беспаяев, Б.А.Дьячков и др. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000.
4. *Глоба В.А., Нарсеев В.А.* Золотое оруденение карбонатных толщ областей активизации Казахстана // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1975. Вып. 1. С. 44–48.
5. *Глоба В.А.* Золоторудные и индикаторные (на золото) рудные формации в карбонатсодержащих формациях Казахстана // Критерии поисков и оценки золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1988. С. 4–12.
6. *Дворник Г.П., Балахонов В.С., Угрюмов А.Н.* Современные технологии освоения минеральных ресурсов // Мат-лы 5-й Международной научно-технической конференции. Красноярск, 2007. С. 29–35.
7. *Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Майорова Н.П., Успенко О.Н.* Металлогения и прогнозная оценка сутурной зоны Большого Алтая. Современные проблемы металлогении // Мат-лы научной конференции, посвященной 90-летию академика Х.М.Абдулаева. Ташкент, 2002. С. 138–139.
8. *Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н.* Рудные формации и минералогия Зайсанской сутурной зоны // Мат-лы геологической конференции «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых», посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», 11–14 октября 2005 г. Томск, 2005. С. 44–45.
9. *Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г.* Золотоносные коры выветривания юга Сибири. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006.
10. *Кунц А.Ф.* Гидротермально-метасоматическое минералообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели). – Л.: Наука, 1987.
11. *Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д.* Глубинное строение золоторудных поясов, вмещающих суперкрупные месторождения (Западно-Калбинский пояс, Казахстан) // Мат-лы Международной конференции «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых». Ташкент, 2006. С. 69–75.
12. *Малыгин А.А., Дьячков Б.А.* Золоторудные пояса Восточного Казахстана и их прогнозная оценка // Вестн. Восточно-Казахстанского ГТУ. Усть-Каменогорск, 2000. № 3. С. 6–10.
13. *Нарсеев В.А.* К дискуссии о генезисе руд карлинского типа // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 67–70.
14. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Паленов Ю.А.* Минералогия шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН–УГГУ, 2007.
15. *Развитие* структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций / Г.Н.Щерба, Х.А.Беспаяев, Б.А.Дьячков и др. // Геодинамика и минералогия Казахстана. Алматы, 2000. Ч. 1. С. 73–81.
16. *Рафаилович М.С.* Нетрадиционные месторождения золота Казахстана // Геонауки в Казахстане (доклады казахстанских геологов). Алматы, 2004. С. 159–176.
17. *Цой В.Д., Королева И.В., Сваровская В.В., Шнырев Д.В.* О роли карбонатных пород в формировании различных рудно-формационных типов месторождений Средней Азии // Мат-лы научной конференции, посвященной 90-летию академика Х.М.Абдулаева. Ташкент, 2002. С. 57–59.
18. *Padtke A.S.* Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // Professional Paper 1267. U.S. Geological Survey, 1985.

УДК 551.736.3:553.07 (282.256.861)

© А.Э.Харди́ков, С.Г.Парада, И.А.Холодная, 2009

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИ- НОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

**А.Э.Харди́ков, С.Г.Парада, И.А.Холодная (Южный федеральный универси-
тет, г. Ростов-на-Дону)**

Рассмотрены литолого-фациальные условия осадконакопления и постседиментационные преобразования верхнепермского вулканогенно-осадочного комплекса атканской свиты Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области. Атканская свита на исследуемой территории образовалась в обстановках внешнего шельфа и континентального склона нормального морского бассейна. В условиях синхронного окраинно-континентального вулканизма геосинклинального типа происходило лавинное накопление осадков конусов выноса дельт. Золотоносность атканской свиты определяется литолого-фациальной неоднородностью и описывается элизионно-катагенетической моделью формирования золотоносной минерализации в терригенных толщах.

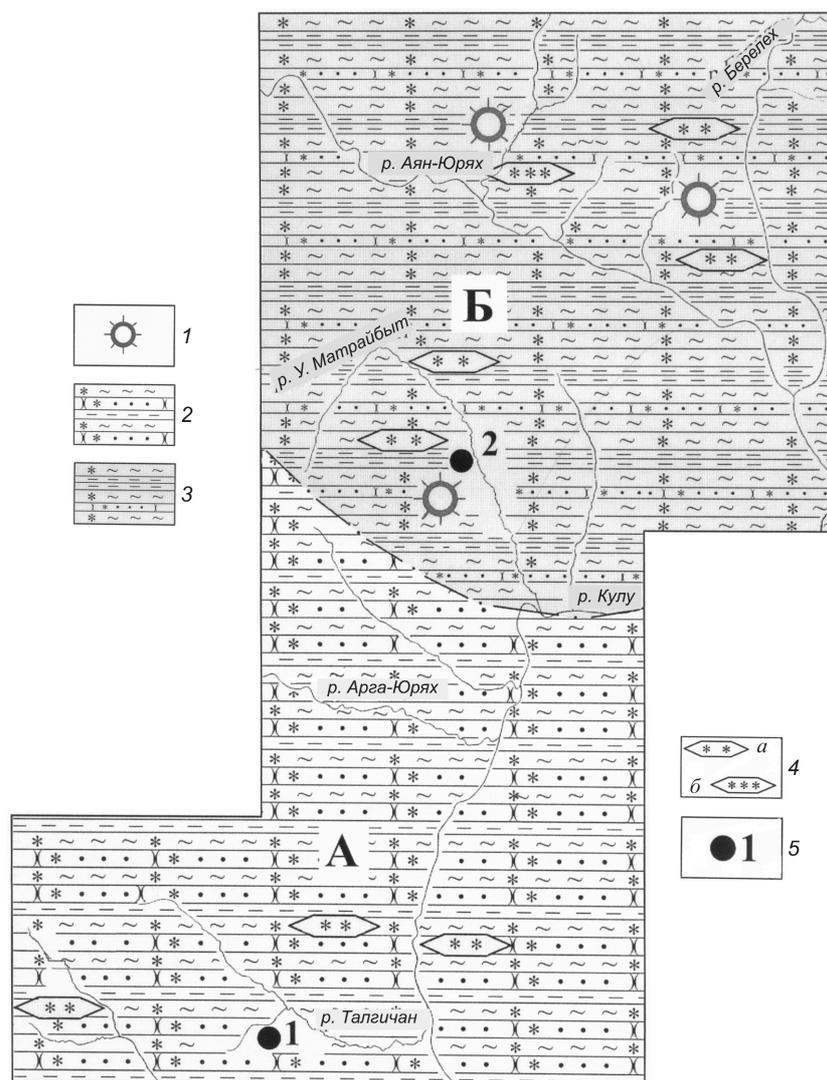
Проводимые в последние годы геологоразведочные работы в центральной части Яно-Колымской золотоносной провинции выявили гигантский потенциал крупнотоннажных месторождений [7]. В подавляющем большинстве они принадлежат к золото-кварцевой формации, представленной в регионе наиболее перспективным структурно-морфологическим типом линейных штокверков в терригенных породах (наталкинский тип). Все значительные золоторудные объекты этого типа приурочены к позднепалеозойско-раннемезозойскому верхоянскому терригенному комплексу при отсутствии значительных проявлений интрузивного магматизма и регионального метаморфизма. Крупнотоннажный характер выявленных месторождений обусловлен в значительной мере снижением бортового и среднего содержания золота. Разрозненные относительно богатые жилы объединены с зонами убогого прожилкования в единую рудную залежь. Такие залежи, как оказалось, совпадают с определенными литолого-стратиграфическими уровнями верхоянского комплекса и приурочены к вулканогенно-осадочным породам. Например, специальными исследованиями установлено, что около 75% запасов золота Наталкинского месторождения (Омчакский узел) связаны с пачками пород, содержащими до 40% псефито-псаммитового материала [5]. Все сказанное заставляет задуматься о генетической связи золоторудных месторождений с осадочными породами и искать решение фундаментальной проблемы сингенеза рудных и рудовмещающих формаций

Яно-Колымской провинции с помощью литолого-фациальных исследований.

Для изученной территории Аян-Юряхского антиклинория продуктивен верхнепермский литолого-стратиграфический уровень. Именно в нем локализовано большинство золоторудных месторождений Дегдекан-Арга-Юряхского, Омчакского, Пионерского, Омчуг-Детринского, Вилкинского рудных узлов уникальной Тенькинской минерагенетической зоны. Причины этого нами выяснялись на основе литолого-фациальных исследований и стадийного анализа вулканогенно-осадочных пород на примере атканской свиты. Локализованные в ней месторождения (Боец, Ковбой, Токичан, Наталка, Павлик и др.) выстраиваются цепочкой в северо-западном направлении вдоль юго-западной границы распространения свиты, в то время как северо-восточная часть площади ее распространения не содержит сколько-нибудь значительных золоторудных месторождений [7].

Существуют три точки зрения на происхождение отложений атканской свиты. Их относят к частично перемытым туфам и туффитам — продуктам синхронного подводного вулканизма [8, 9], ледниково-морским осадкам [2, 4, 11, 12], вулканогенно-подводно-оползневым отложениям [1, 3].

Нами детально изучены 52 разреза отложений атканской свиты в междуречье нижних течений рек Кулу и Аян-Юрях и проведен стадийный анализ слагающих свиту пород. В результате установлено, что их накопление происходило в условиях транс-



Литолого-палеогеографическая схема междуречья Кулу – Аян-Юрях для времени формирования атканской свиты:

А — литолого-фациальный комплекс отложений подводно-аллювиальных проток авандельты; Б — то же, бровки шельфа и континентального склона; 1 — центры вулканических извержений; литологический состав отложений: 2 — толща переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов с прослоями аргиллитов, 3 — толща туфоалевролитов с прослоями туфопесчаников и аргиллитов; 4 — линзы туффитов (а), туфов (б); 5 — местоположение разрезов отложений атканской свиты

грессии моря и выдвигания дельт рек, впадавших в эпиконтинентальный морской бассейн с юго-запада (с Охотского массива) [10]. Наблюдаемая закономерная смена по площади одних типов пород другими позволяет выделить в составе атканской свиты Аян-Юряхского антиклинория два литолого-фациальных комплекса: отложения подводно-аллювиальных проток авандельты и отложения бровки шельфа и континентального склона (рисунок).

Литолого-фациальный комплекс отложений подводно-аллювиальных проток авандельты рас-

пространен в южной части исследуемой территории. Он представлен толщей чередования мелкозернистых, алевритистых туфопесчаников, песчаных туфоалевролитов и аргиллитов. Местами встречаются маломощные невыдержанные прослои гравелитов, а также гравийно-псаммитовых и псаммитовых туффитов андезито-дацитов. Характерный полный разрез комплекса описан авторами в бассейне р. Талгичан (левобережье нижнего течения р. Кулу). Здесь снизу вверх залегают (см. рисунок, разрез 1):

1. Аргиллиты черные, тонко-горизонтально-слоистые, алевритистые и алевритовые с прослоями (0,3–0,4 м) темно-серых, неслоистых, мелкозернистых, алевритистых туфопесчаников, содержащих около 10 об. % пеплового материала песчаной размерности (полуугловатые и полуокатанные зерна полевых шпатов). Мощность 60 м.

2. Туфопесчаники коричневато-серые, неслоистые, крепкие, мелкозернистые, алевритистые, содержащие около 10 об. % пеплового материала крупнопесчаной размерности (полуугловатые зерна полевых шпатов и полуокатанные обломки андезито-дацитов), а также 2–3 об. % мелких (2–10 мм) лапиллей (полуугловатые и полуокатанные обломки андезито-дацитов). В туфопесчаниках встречаются линзовидные прослои серых, неслоистых, крепких, крупнозернистых полимиктовых песчаников мощностью до 0,7 м и пестрых, неслоистых, очень крепких, пористых, мелкозернистых, песчаных литоидных гравелитов (обломки туфопесчаников, андезито-дацитов, аргиллитов) с поровым алевритовым цементом мощностью 0,1–0,6 м. Мощность 110 м.

3. Пачка равномерного среднего переслаивания с мощностью прослов 15–40 см туфопесчаников, аналогичных описанным в слое 2, и туфоалевролитов коричневато-серых, неслоистых, крепких, песчаных, содержащих 5–7 об. % пеплового материала песчаной размерности (полуугловатые зерна полевых шпатов) и 2–3 об. % мелких (2–7 мм) лапиллей (полуокатанные и полуугловатые обломки андезито-дацитов). Мощность 90 м.

4. Пачка мелкого ритмичного переслаивания с мощностью прослов 2–8 см песчаников серых, неслоистых, очень крепких, крупнозернистых, полимиктовых, туфоалевролитов, аналогичных описанным в слое 3, и аргиллитов темно-серых, неяснослоистых алевритистых; часто слои ориентированы под углом друг к другу, что придает пачке косослоистый облик. Мощность 50 м.

Слои 1–4 объединены в подсвиту P_2at^1 .

5. Пачка мелкого (0,5–3 см) равномерного линзовидно-волнисто-косослоистого переслаивания песчаников серых, неслоистых, очень крепких, средне-мелкозернистых, алевритистых, полимиктовых и алевролитов темно-серых, неслоистых, крепких, песчаных. Мощность 105 м.

Слой 5 соответствует подсвите P_2at^2 .

6. Туфопесчаники с прослоями (0,1–0,6 м) песчаников и гравелитов, аналогичных описанным в слое 2. Мощность 20 м.

7. Пачка равномерного переслаивания (0,5–2 м) туфопесчаников, аналогичных описанным в слое 2, и алевролитов темно-серых, крепких, неяснослоистых, песчаных. Мощность 55 м.

Слои 6–7 объединены в подсвите P_2at^3 .

8. Алевролиты темно-серые, неяснослоистые, крепкие, глинистые. Мощность 30 м.

Слой 8 соответствует подсвите P_2at^4 .

Общая мощность разреза 520 м.

Туфопесчаники слагают невыдержанные по мощности слои со слабо выраженными поверхностями напластования. Часто видны отрывы и захватывания внешних частей слоев, линзовидное их выклинивание или разбухание. Наблюдаются текстуры микроползания, отторженцы глинистых и алевритовых пород внутри песчаных слоев, закатывание песчаного материала в подстилающий ил и оползшие фрагменты слоев, что является следами взмучивания осадка. Для туфопесчаников характерны различные типы косой слоистости — мультислойной, линзовидно-косоволнистой, косоволнистой, диагональной, переходящей одна в другую внутри

слоев. Границы серий слоев часто подчеркиваются глинистым и алевритовым материалом. Туфопесчаники — полимиктовые породы со средней степенью сортировки обломочного материала, который представлен полуугловатыми фрагментами осадочных пород, обломками андезито-дацитов, кварцем, полевыми шпатами, а также чешуйками слюд и акцессорными минералами. Терригенные и туфогенные частицы в значительной мере подверглись вторичному изменению — растворению и растрескиванию. В кремнисто-глинистом матрикс контурно-порового типа глинистое вещество первичное, а кремнистое — вторичное. Структурные и текстурные особенности туфопесчаников описываемого литолого-фациального комплекса, а также угнетенность макро- и микрофауны позволяют предполагать, что обломочные компоненты приносились в руслах мелких протоков подводной части дельты и одновременно переотлагались при слабо проявленных волновых процессах. Увеличение объема поставляемого в бассейн пирокластического материала приводило к локальному образованию *туффитов*.

Туфоалевролиты образуют слои, сопоставимые по мощности с туфопесчаниками. Для них характерны ровные границы напластования, выдержанная мощность, волнистая и линзовидная слоистость. Песчаные, полевошпатово-кварцевые туфоалевролиты имеют среднюю степень сортировки обломочного материала и поровый глинистый цемент. Алевритовый материал, судя по волнистой слоистости, приносился и откладывался донными течениями.

Аргиллиты присутствуют в разрезе в подчиненном количестве, образуя выдержанные по мощности (несколько метров — первые десятки метров) пачки. Это черные расланцованные породы с тонкой горизонтальной слоистостью без следов илоедов и биотурбационных текстур. Глинистые частицы, слагающие аргиллиты, выпадали из водной взвеси бассейна «частица за частицей», образуя фоновые илы. В разрезе также присутствуют линзы малой мощности *галечных конгломератов и гравелитов* полимиктового и литоидного составов (обломки осадочных и эффузивных пород). Обломочный материал имеет среднюю степень окатанности и низкую степень сортировки. Цемент пород глинистый или мелкопсаммитово-алевритовый базального типа. Обломки располагаются беспорядочно, а также в виде горизонтов, параллельных поверхности напластования, что придает породам диагонально-слоистый облик. Гравелиты и конгломераты являются отложениями высокоплотных подводных обломочных потоков, соответствующих периодам паводков или максимальной активизации дельты.

Остатки планктонной фауны и флоры вследствие сильного опреснения морского бассейна, высоких скоростей осадконакопления и крупнозернистого состава осадков редки. В небольшом количестве присутствует углефицированное органическое вещество.

Литолого-фациальный комплекс формировался на внешнем шельфе нормального морского бассейна в условиях миграции мелких протоков авандельты, донных течений, слабого волнового воздействия, лавинной седиментации и недокомпенсированного прогибания дна моря. Во время отложения атканской свиты в зоне развития комплекса существовали периоды активизации дельтового привноса. Им соответствуют толщи переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов с подчиненными пластами аргиллитов и гравелитов (подсвиты P_{2at}^1 и P_{2at}^3). Эти периоды сменялись ослаблением дельтовой активности (подсвиты P_{2at}^2 и P_{2at}^4 , сложенные алевролитами с прослоями песчаников или без них).

Литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона расположен в северо-восточной части исследуемой территории. Он представлен мощной (сотни метров) однородной толщей туфоалевролитов с маломощными прослоями (первые метры, иногда десятки метров) туфопесчаников, аргиллитов и пачками тонкого линзовидного переслаивания алевролитов, песчаников, аргиллитов. Встречаются невыдержанные прослои и линзы гравийно-псаммитовых и псаммитовых туффитов, пепловых и лапиллиевых туфов андезито-дацитов, а также лидитов. Характерный полный разрез описан авторами в бассейне р. Матрайбыт (левобережье нижнего течения р. Кулу). Здесь снизу вверх залегают (см. рисунок, *разрез 2*):

1. Гравелиты желтовато-серые, пестрые, неслоистые, очень крепкие, пористые, мелко-среднезернистые, литоидные (обломочные зерна сложены песчаниками и алевролитами пионерской свиты). Цемент поровый, песчано-алевритовый. Мощность 25 м.

2. Пачка мелкого и среднего линзовидно-волнисто-слоистого, ритмичного переслаивания туфоалевролитов темно-серых, тонкослоистых, крепких песчаных, содержащих около 10 об. % пеплового материала крупно-песчаной размерности, представленного полуугловатыми зернами частично разложенных полевых шпатов, и около 10 об. % мелких лапиллей (2–10 мм) полуокатанной формы (обломки андезито-дацитов) (мощность прослоев 10–20 см); алевролитов коричневатых-серых, неясно-слоистых, средней крепости, песчаных (мощность прослоев 5–20 см); аргиллитов темно-серых, неясно-слоистых, средней крепости, плотных, алевритистых и алевритовых (мощность прослоев 5–30 см). Через 1–1,5 м толщи наблюдаются линзовидные (до 3 см в раздувах и протяженностью минимум 15 м) прослои пестрого мелколапиллиевых туфа с окатанными, полуокатанными и полуугловатыми лапиллями (2–10 мм в поперечнике), представляющими собой обломки андезито-дацитов; 2–3% объема туфов составляют вытянутые (1×3, 1×5, 2×5, 2×10 мм) остроугольные обломки черных аргилли-

тов, участвующих в строении описываемой пачки. Пачка переслаивания содержит 5%, а в средней части пачки (50–70 м от подошвы и на протяжении ~50 м разреза) около 10 об. % крупных (1,5–5 см) лапиллей (полуокатанные и полуугловатые обломки андезито-дацитов), распределенных равномерно, беспорядочно и секущих слоистость. Мощность пачки 240 м.

3. Туфоалевролиты темно-серые, неслоистые, очень крепкие, плотные, песчаные и песчаные, содержат около 10 об. % пеплового материала песчаной размерности (полуугловатые зерна полевых шпатов и обломки андезито-дацитов), около 5 об. % мелких (1–4 мм) лапиллей (полуокатанные и полуугловатые обломки андезито-дацитов). Вулканогенный материал распространен в породе равномерно и беспорядочно. В отдельных прослоях туфоалевролиты переходят в туфопесчаники и псаммитовые туффиты андезито-дацитов. Мощность 80 м.

4. Пачка равномерного переслаивания туфоалевролитов, аналогичных описанным в слое 3 (мощность прослоев 3–5 м); тонкого линзовидного, волнистого и косого переслаивания алевролитов темно-серых, глинистых (мощность прослоев 1–4 см) и песчаников желтовато-серых на выветрелой поверхности, серых в свежем сколе, мелкозернистых, алевритистых (мощность прослоев 0,1–1 см). Алевролиты составляют 70–75% объема пачки. Ориентировка слоев песчаника придает пачке косослоистый облик; мощность прослоев тонкого переслаивания 2–4 м. Мощность 45 м.

5. Пачка тонкого линзовидно-волнисто-косослоистого переслаивания алевролитов и песчаников, аналогичная описанной в слое 4. Мощность 55 м.

6. Туфоалевролиты, аналогичные описанным в слое 3. В них через 2,5–3 м разреза прослеживаются прослой (5–30 см) мелколапиллиевых туфа зеленовато-серого, неслоистого, очень крепкого, пористого. Лапилли размером 2–50 мм сложены андезито-дацитом и имеют полуокатанную и полуугловатую форму. Цемент пепловый, поровый. В туфах встречаются обломки (1×2, 1×3, 1×7 мм) алевролитов, описанных в слое 5. Мощность 80 м.

7. Пачка тонкого линзовидно-волнисто-косослоистого переслаивания алевролитов и песчаников, аналогичная описанной в слое 5. Мощность 35 м.

8. Туфоалевролиты, аналогичные описанным в слое 6, содержащие прослой (5–20 см) мелколапиллиевых туфа, аналогичного описанному в слое 6. Мощность 35 м.

9. Пачка переслаивания, аналогичная описанной в слоях 5 и 7. Мощность 35 м.

10. Туфоалевролиты, аналогичные описанным в слое 8. Вверх по разрезу закономерно уменьшается количество вулканогенного материала. Мощность 135 м.

Общая мощность разреза 765 м.

Туфоалевролиты линзовидно-слоистые и комковатые с многочисленными следами микроползания (фрагменты слоев, перемещенных по глинисто-алевритовому матриксу водными потоками при значительном уклоне дна). Линзовидные и микролинзовидные текстуры возникли вследствие биотурбационных процессов. Комковатость туфоалевролитов вызвана образованием глинистых окатышей, формирующихся при медленном оплывании ила на наклонной поверхности, происходящем одновременно с осадконакоплением. По составу туфоалевролиты песчанисто-глинистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, содержат 10–15 об. % рассеянного органического вещества и мелкие линзочки мелкозернистого песчаника с четкими поверхностями напластования. Алевритовый

материал с тонкими линзовидными прослоями песчаных частиц накапливался в результате выпадения взвеси, отделенной от плотного зернового автокинетического потока.

В туфоалевролитах присутствуют прослои с четкими поверхностями напластования *туфопесчаников* мелкозернистых, алевритистых и алевритовых, литоидно-полевошпатово-кварцевых. Литоидные частицы представлены обломками андезитодацитов. Степень сортировки и окатанности обломочного материала средняя и низкая. Терригенные и вулканогенные частицы хорошо сохранены и окружены гидрослюдистым цементом базального типа. Образование пеплово-песчаных прослоев связано с действием зерновых потоков.

Между сходами автокинетических потоков наблюдается «фоновое» накопление пелитовой взвеси морского бассейна, нашедшее отражение в прослоях тонко-горизонтально-слоистых *аргиллитов*. Мощность их зависит от продолжительности межпотоковой паузы. *Пачки тонкого линзовидно-волнистого переслаивания алевролитов и аргиллитов* формировались глубоководными течениями, размывающими и перерабатывающими терригенный материал. В разрезе встречаются прослои галечных, гравийных и псаммитовых *туффитов, лапиллиевых и пепловых туфов андезитодацитов, а также лидитов*. Наличие в лидитах остатков панцирей радиолярий свидетельствует о нормальной морской солености бассейна.

Широкое развитие как микро-, так и макрооползневых деформаций, присущее всем отложениям разреза, позволяет говорить о накоплении осадков на достаточно крутых уклонах дна. Наличие оползневых фрагментов более древних пород, сформировавшихся в условиях шельфа, дает основание считать, что в зоне формирования отложений описываемого литолого-фациального комплекса существовали обстановки континентального склона. В этих условиях осадки накапливались под воздействием вязких автокинетических потоков, донных течений, выделения алевритовых и глинистых илов из взвеси, при постоянном сползании и перемещении осадочных масс по крутому склону, образовавшемуся в результате обрушения края шельфа.

Осадконакопление в течение времени формирования атканской свиты происходило в условиях синхронного окраинно-континентального вулканизма геосинклинального типа. Влияние вулканической деятельности существенно сказалось на характере строения толщи.

Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал андезитодацитового

состава способствовал широкому развитию и концентрации значительных масс эффузивно-обломочных образований, составляющих более 10% объема атканской свиты. Он встречается либо в виде самостоятельных прослоев, либо примеси в составе осадочных пород и представлен агломератами, бомбами, лапиллями и пеплом. Незначительно развиты лито- и кристаллокластические туфы, образующие маломощные (десятки сантиметров, первые метры) локальные прослои. На исследуемой территории прикратерные фации не наблюдаются, поскольку подводные плоские вулканы геосинклинального типа вблизи центра извержения (сотни метров от центра) формируют лавово-пирокластические толщи, а в составе отложенной атканской свиты отсутствуют подушечные и шаровые лавы, а также подушечные агломераты и ксенотуфы. Вероятно, имеет место промежуточная зона (первые километры от центра), так как встречаются вулканические агломераты, широко распространены вулканические бомбы, лапиллиевые и пеплово-лапиллиевые туфы, туффиты, туфокремнистые отложения. Судя по обилию и размерности пирокластического материала, а также по присутствию в разрезе туфов, туффитов и кремнистых пород, центры извержения находились вблизи границы рассматриваемых литолого-фациальных комплексов, на внешнем крае или на бровке шельфа. Южнее и севернее количество крупнообломочного пирокластического материала значительно меньше. По мере удаления от центров извержения увеличивается степень окатанности и разложенности лито- и кристаллокластов, исчезают прослои туфов и кремнистых пород, уменьшается мощность туффитов.

Магматизм на исследуемой территории в течение времени формирования отложений атканской свиты был одноэтапным, на что однозначно указывает моновулканический состав обломков в масштабах всей толщи. В периоды затухания вулканической деятельности пирокластический и осадочный материал смешивался и перерабатывался, что приводило к образованию туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов. Проявление вулканизма сказалось на геохимии осадочного морского бассейна. Во-первых, в кремнисто-глинистом матриксе пород атканской свиты установлено наличие цеолитов и монтмориллонита, возникших в результате разложения вулканического стекла в условиях шельфа. Во-вторых, на площади изучаемой территории неравномерно распределена скрытая пирокластическая, зафиксированная в породах атканской свиты по данным количественного спектрального анализа. В-третьих, дополнительный привнос в бассейн

кремнезема магматического происхождения привел к расцвету кремневого биоса (радиолярий). Это нашло отражение в присутствии на локальных участках кремнистых пород (лидитов).

Диagenез отложений атканской свиты в условиях лавинной седиментации в силу своей кратковременности не был завершен. Поскольку интенсивный привнос материала реками происходил при высоких темпах тектонического проседания дна бассейна, находящегося в неравновесном состоянии реакционноспособное осадочное и вулканогенное вещество по геологическим меркам очень быстро попадало на глубину, в более напряженные термодинамические условия катагенеза. Именно здесь имели место существенные структурно-минералогические изменения.

Установлено, что породам атканской свиты свойственна неоднородность постседиментационных преобразований, зависящих от степени изначальной изолированности обломочных частиц седиментационным глинистым цементом, что, в свою очередь, связано с фациальными условиями накопления осадков. Малоглинистые алевроитопсаммиты с контурно-поровым цементом подвержены более интенсивным изменениям по сравнению с алевроитоглинистыми отложениями. Эти особенности обусловлены лучшей проницаемостью песчаников и алевролитов, которая способствует более интенсивному аутигенезу при более низких термодинамических параметрах. Такие преобразования в генетическом отношении не являются метаморфическими [13]. Они отвечают катагенетической стадии литогенеза и вызваны глубоким погружением пород в область напряженных термодинамических условий.

В алевроитовоглинистых породах на обломочных зернах катагенетические преобразования почти не сказались. Изменениям подверглось глинистое вещество. Важную роль в этом играло рассеянное органическое вещество, ускоряя постседиментационное изменение глинистых компонентов, в первую очередь монтмориллонита, который почти полностью замещен гидрослюдой и хлоритом.

Неравномерность постседиментационных преобразований пород атканской свиты, связанная с неоднородностью литолого-фациального состава отложений южной и северной частей площади, приводит к неравномерному разогреву в условиях катагенеза и появлению миграционных форм кремнезема, золота и других рудных элементов. Так как необратимый процесс уплотнения глинистых коллоидно-дисперсных систем сопровождается увеличением их температуры, в толще атканской свиты, обладающей литолого-фациальной неоднородно-

стью, возникает латеральный термический градиент и в связи с этим — латеральная миграция нагретых элизионных вод. При этом в качестве генератора золотоносных кремнекислых растворов выступает литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона, а местом разгрузки данных растворов является литолого-фациальный комплекс отложений подводно-аллювиальных протоков авандельты, в породах которого формируются послонные и секущие кварцевые жилы, прожилки и жильно-прожилковые зоны. Степень золотоносности их определяется концентрацией этого элемента в эксфильтрационных растворах. Значительное количество золота поступило в толщу осадка в процессе вулканической деятельности параллельно (одновременно) с вулканогенным материалом, накопившимся за сравнительно короткое время формирования атканской свиты. Если золото в растворах отсутствовало, то формировались безрудные кварцевые жилы и прожилки.

Совокупность изложенных данных указывает на латерально-секреционный механизм формирования некоторых золотоносных кварцевых жил и прожилковых зон Яно-Колымской области, реализующийся уже в условиях катагенеза. Последующие процессы магматизма в соответствии с данными С.Г.Парады [6] могли приводить к перераспределению и переотложению элизионно-катагенетических концентраций золота в иных геолого-структурных обстановках, определяемых магматическими и структурно-тектоническими факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бяков А.С.* О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Мат-лы Всерос. совещ., посвященного 90-летию академика Н.А.Шило. Магадан, 2003. Т. 1. С. 131–134.
2. *Верхнепермские* ледово-морские отложения Северо-Востока СССР / Ю.А.Михайлов и др. // ДАН СССР. Сер. Геол. 1970. Т. 190. № 5. С. 1184–1187.
3. *Ганелин В.Г.* Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л., 1984. С. 111–142. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 286).
4. *Калугин Х.И.* Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. Вып. 13. С. 35–48.
5. *Оценка* влияния литологических и структурных факторов на распределение золота в рудах Наталкинско-го золоторудного месторождения / В.Д.Ворожбенко, С.А.Григоров, П.И.Кушнарев и др. // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 49–56.

6. *Парада С.Г.* О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
7. *Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции / Б.К.Михайлов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов и др.* // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4–17.
8. *Умитбаев Р.Б.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Сер. Палеонт. и биостратигр. Л., 1963. Вып. 2. С. 5–15.
9. *Умитбаев Р.Б., Вельдяков Ф.Ф.* Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. С. 79–98.
10. *Хардинов А.Э., Холодная И.А.* Литолого-фациальные условия первичной концентрации золота в верхнепермских отложениях Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Мат-лы Международного горно-геологического форума «Золото северного обрамления Пацифики» (Магадан, 10–14 сентября 2008 г.). Магадан, 2008. С. 175–177.
11. *Чумаков Н.М.* Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 130–150.
12. *Эпштейн О.Г.* Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 112–127.
13. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. – М.: ГЕОС, 1999.

УДК 553.31:551.72

© Л.Д.Оникиенко, 2009

ДЖЕСПИЛИТЫ И БОГАТЫЕ СИНГЕНЕТИЧНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ДОКЕМБРИЯ (САКСАГАНСКИЙ ТИП)

Л.Д.Оникиенко (МГГРУ)

Обосновано сингенетичное образование богатых железных руд (саксаганский тип) с вмещающими железисто-кремнистыми породами докембрия — джеспилитами. Вмещающие породы и богатые руды отнесены к эндогенно-экзогенным газогидротермально-осадочным образованиям.

Джеспилиты. Железисто-кремнистые породы докембрия в геологической литературе обычно именуется общим термином «железистые кварциты». Обусловлено это древним возрастом пород и участием в их образовании дислокационного, контактового и в разной степени проявленного регионального метаморфизма. В специальной литературе, посвященной вопросам геологии, минералогии и условиям образования железисто-кремнистых пород, можно встретить большое количество терминов, характеризующих те или иные их разновидности. Л.Н.Формозова приводит обширный список наименований — железистые кварциты, железистые роговики, железистые яшмы, джеспилиты, такониты, железистые песчаники, гематитовые яшмы, магнетитовые кварциты, слоистая железистая формация и др. [11], отмечая, что соотношения этих терминов совершенно не ясны. Вместе с тем,

описывая метаморфизованные железистые кремнистые породы киватинского типа (Вермилльон, США; Мичипикотен, Канада), она использовала термин «железистые силициты», что подчеркивает присутствие в составе таких пород мелко- и микроразмерного кремнезема [11].

Многолетние детальные минералого-петрографические исследования, проведенные с использованием большого фактического материала, позволили автору разработать номенклатуру железисто-кремнистых пород докембрия [6]. Выделены два резко отличающихся типа минеральных образований: слабо метаморфизованные породы — железистые силициты и интенсивно метаморфизованные — железистые кварциты (таблица). Железистые силициты, в свою очередь, подразделены на минерально-петрографические разновидности — джеспилиты и такониты, отличающиеся друг от

Минеральные типы железисто-кремнистых пород докембрия и их номенклатура

Железисто-кремнистые породы (вулканогенно-гидротермально-осадочные)		
<i>Регионально метаморфизованные</i>		
Слабо метаморфизованные (фашия зеленых сланцев)		Интенсивно метаморфизованные (амфиболитовая, гранулитовая фашии)
Железистые силициты		Железистые кварциты
Гематит-кремнистые, не содержащие силикаты и карбонаты	Гематит- и магнетит-кремнистые, содержащие сингенетичные силикаты и карбонаты	Магнетитовые кварциты, гранат-, амфибол-, пироксенсодержащие
Джеспилиты (полосчатые яшмы) Итабириты	Такониты (железистые роговики)	
<i>Измененные в условиях дислокационного метаморфизма</i>		
Брекчированные, катаклазированные, смятые в складки, будинированные железистые силициты		Железистые кварциты с линзовидно-, штриховидно-, прерывисто-полосчатыми текстурами. Магнетитовые бластомилониты, гранулиты
<i>Измененные в условиях щелочного метасоматоза</i>		
Эгиринизированные, рибекитизированные, карбонатизированные, альбитизированные железисто-кремнистые породы		

друга отсутствием или присутствием в их составе сингенетичных силикатов или карбонатов. Породы, близкие по составу к джеспилитам, обладающие более крупнокристаллическим строением, носят название «итабириты». Термин «железистый роговик», принятый геологами Украины для обозначения широкополосчатых силикатсодержащих железисто-кремнистых пород, неудачен. Он возник в связи с неверным переводом П.П.Пятницким (1960) термина «chert», означающего мелкозернистый кремнезем или, согласно Л.Н.Формозовой, вулканогенный кремнезем или силицит [11]. Породы, в различной степени измененные в условиях регионального метаморфизма, могут активно преобразовываться при дислокационном метаморфизме и щелочном метасоматозе (см. таблицу).

Соотношения различных минеральных разновидностей железистых силицитов — таконитов и джеспилитов — в пределах отдельных рудных районов подчиняются обычно общей закономерности. Такониты тяготеют к нижним горизонтам железисто-кремнистых толщ, джеспилиты — к верхним, завершающим определенный цикл осадочного рудообразования. Так, в статье Р.В.Бейли и Х.Л.Джеймса «Докембрийские железорудные формации США» в книге «Докембрийские железорудные формации мира» (1975) при описании геологического строения района Маркетт (район оз. Верхнее) приводится следующая характеристика железисто-кремнистой формации: «Нижняя ее часть, переслаивающаяся у основания с подстилающими сланцами Сиамо, представлена тонким чередованием кремнистого материала и сидерита.

Средняя часть состоит из чередующихся тонких слоев, в которых магнетит, силикаты железа (миннесотаит и стильномелан) или кремнистый материал являются главными компонентами. Самая верхняя часть представлена знаменитыми джеспилитами окисной фашии железорудной формации, сложенной тонкослоистым красноцветным кремнистым материалом и гематитом».

Джеспилиты, таким образом, являются разновидностью железистых силицитов, резко отличающейся от других подобных образований. Для них характерны красноватая окраска кремнистых слоев, простой биминеральный гематит-кварцевый состав, тонкослоистые часто плейчатые текстуры. В джеспилитах присутствует магнетит, но кристаллы его почти нацело мартитизированы. Распознается его присутствие по характерным изометричным ограничениям бывших кристаллов и наличию тончайших реликтов магнетита в массе мартита. Структура джеспилитов мелко- и микрозернистая. Главный рудный минерал — гематит — представлен тремя разновидностями: железной слюдой, дисперсными тончайшими включениями в кварце и мартитом.

Значительные по мощности горизонты джеспилитов известны на многих железорудных месторождениях мира — Курской магнитной аномалии (Россия), Кривого Рога (Украина), оз. Верхнее (США), Сингхбум (Индия), Хамерсли (Австралия), Минас-Жераис (Бразилия). В последней породе, близкие по составу к джеспилитам, получили название «итабириты».

Содержание железа в джеспилитах достигает 41%, однако в условиях мокрой магнитной сепара-

ции, применяемой при обогащении железисто-кремнистых руд, получение рудного концентрата из джеспилитов практически невозможно, так как эта гематит-кварцевая разновидность пород промышленностью не осваивается.

Исследование минерального состава, строения и физических свойств яшмовидных железисто-кремнистых пород из различных месторождений мира показало, что эти породы обладают практически идентичным составом, строением и близкими физическими свойствами. Им свойственны высокие плотность и прочность, очень высокая теплопроводность, достигающая 20 Вт·м/К, и большая скорость распространения продольных ультразвуковых волн (>6000 м/с) (Л.Д.Оникиенко, В.М.Малых, Ибрагим Салем, 1988; Л.Д.Оникиенко, Альфа Банчура, 1990; А.Б.Федорова, О.А.Голованчикова, Р.А.Ромушкович, Л.Д.Оникиенко и др., 1988; Л.Д.Оникиенко, Р.А.Ромушкович, Ю.А.Попов и др., 1986; Л.Д.Оникиенко, В.Д.Блоха, 2008).

Богатые железные руды. Не являясь объектом промышленной добычи, джеспилиты вместе с тем контролируют размещение в пределах рудных полей и месторождений залежей наиболее ценных руд, называемых богатыми. Содержание железа в таких рудах колеблется в пределах 60–65%, иногда достигая 68–70%. Главный промышленный минерал богатых руд — гематит. Как и в джеспилитах, он представлен тремя разновидностями: железной слюдкой, дисперсной разновидностью гематита и мартитом. Железная слюдка (пластинчатая разновидность гематита) слагает от 50 до 80% объема богатых руд. Дисперсный гематит приурочен к межзерновым промежуткам железной слюдки. Количество мартита колеблется от 20 до 50% объема руды. Для богатых руд характерно слоистое строение залежей, чередование слоев железной слюдки и слоев, в которых преобладает мартит. Руды такого типа в геологической литературе получили название «железнослюdkово-мартитовые или мартит-железнослюdkовые», иногда их называют также «синие руды», или в просторечии «синьки». Цвет их, действительно, иссиня-черный в отличие от цвета руд, содержащих гидроксиды железа и называемых «красными», или «красками».

В различных рудных районах мира в продуктивных на железо толщах пород присутствуют богатые руды и иного типа — карбонат-магнетитовые (ингулецкий тип, Кривбасс), гематит-магнетитовые (глубокие горизонты КМА), богатые руды, несущие наложенную минерализацию — эгирин, рибекит, альбит (первомайский тип, Кривбасс). Однако главную промышленную ценность составляют мартитовые руды. Запасы их в различных рудных райо-

нах мира исчисляются миллиардами тонн. Например, запасы Кривбасса оцениваются в 1,5 млрд. т, КМА — 6 млрд. т, бассейна Хамерсли — 32 млрд. т, бассейна Минас-Жераис — 30 млрд. т.

Богатые руды белгородского и саксаганского типов. Вопросы генезиса железисто-кремнистых пород и заключенных в них богатых руд обычно рассматриваются в геологической литературе раздельно. Господствует мнение об эпигенетическом по отношению к вмещающим породам образовании руд мартитового типа. Для месторождений крупных железорудных бассейнов, как КМА и Кривбасс, выделены богатые руды саксаганского (преобладает в Кривбассе — 90% всех богатых руд района) и белгородского (промышленно ценный тип руд на месторождениях КМА) типов.

Руды белгородского типа однозначно оцениваются геологами КМА как продукты площадных и линейных кор выветривания железисто-кремнистых пород. Залежи таких руд приурочены к головам крутопадающих, смятых в складки, дислоцированных железисто-кремнистых образований. Здесь, кроме мартитовых, присутствуют бурые гидроксидные руды, в породах осадочного чехла располагаются залежи переотложненно-осадочного типа. Кварц, входящий в состав джеспилитов, превращен в мучнистый кремнезем — маршаллит. Положение руд контролируется вмещающими окисленными железистыми кварцитами.

В отличие от руд белгородского типа залежи богатых руд саксаганского типа в Кривбассе фиксируются в самой толще вмещающих пород на многокилометровой глубине. Отрабатываются такие руды шахтным способом. Глубина отдельных шахт достигает 1,5 км.

Геологами Украины в настоящее время признается выдвинутая Я.Н.Белевцевым [1] гипотеза образования богатых руд саксаганского типа в результате метаморфического изменения вмещающих пород. Предполагается вынос кремнезема метаморфическими растворами из джеспилитов и концентрация железистых минералов в виде остаточных залежей богатых руд. Образование мартита в рудах объясняется существованием «глубинных зон окисления», достигающих 3000 м от земной поверхности.

Многолетнее изучение условий залегания богатых руд на месторождениях КМА и Кривого Рога, исследование минерального состава, текстурно-структурных особенностей и физических свойств не только богатых руд, но и вмещающих пород [5] позволили автору усомниться в правильности метаморфической гипотезы образования богатых руд и тем более в существовании «глубинных зон окисления».

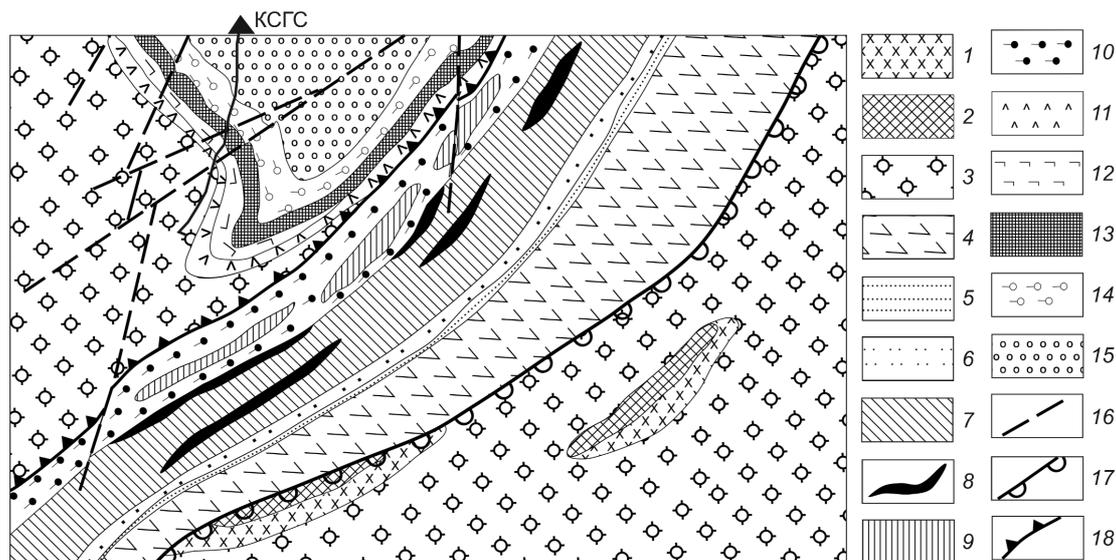


Рис. 1. Геологический разрез по Криворожской сверхглубокой скважине, по Л.С.Галецкому и др.:

архей: 1 — метабазиты, 2 — железистые кварциты, 3 — плагиигранитоиды, плагииомигматиты; нижний протерозой, криворожская серия: 4 — новокриворожская свита (амфиболиты), 5 — аркозы, филлиты, 6 — хлорит-тальковые и карбонат-тальковые сланцы (скелеватская свита), 7 — железистые кварциты, силикатные сланцы и 8 — железные руды (саксаганская свита), 9 — железистые кварциты, магнетитовые руды и 10 — мраморы, сланцы кварц-биотитовые, углисто-биотитовые, метаалевролиты (гданцевская свита); ингуло-ингулецкая серия (архей): 11 — кварциты, кварцито-песчаники с андалузитом, ставролитом и 12 — высокоглиноземистые двуслюдяные с гранатом сланцы, тальк-амфиболовые породы (эпидот-амфиболитовая фация, зеленореченская свита); 13 — железистые кварциты, силикатные сланцы (артемовская свита); 14 — мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые, графит-биотитовые сланцы с прослоями железистых кварцитов (родионовская свита); 15 — средний протерозой (?), галеевская свита — метакогломераты, метапесчаники, метапелиты; 16 — разрывные нарушения; 17 — границы стратиграфического несогласия; 18 — региональная шарьяжная зона

Строение рудовмещающей толщи Криворожского железорудного бассейна можно проиллюстрировать на геологическом разрезе по Криворожской сверхглубокой скважине (рис. 1). Породы криворожской серии нижнего протерозоя включают (снизу вверх) амфиболиты, аркозы, серицит-хлоритовые сланцы и залежи богатых железных руд. Со стратиграфическим несогласием на них залегают отложения гданцевской свиты, несущие магнетитовые руды (ингулецкий тип), железистые кварциты, мраморы, метаалевролиты и сланцы. На породы протерозойского возраста надвинуты образования архея (см. рис. 1). Шарьяжная зона имеет региональный характер, в литературе она названа Криворожско-Кременчугским региональным разломом.

Мартитовые руды, приуроченные к отложениям криворожской серии, относятся к саксаганскому типу. Залежи таких руд тяготеют в основном к верхам криворожской железорудной серии.

Мартитизация. Интересным и важным для понимания генезиса мартитовых руд является вопрос об условиях и времени образования мартита, присутствующего как во вмещающих джеспилитах, так и в богатых железных рудах.

Магнетит и гематит, являясь индикаторами восстановительно-окислительных условий среды минералообразования, своим присутствием в рудах свидетельствуют о резкой смене условий рудогенеза в период формирования оруденения.

П.М.Горяиновым [3] отмечена интересная особенность железистых кварцитов Кольского полуострова. Им установлено, что две морфологические разновидности гематита в интенсивно метаморфизованных неветрелых железисто-кремнистых породах — тонкозернистый гематит и мартит — тесно связаны и одна без другой в железистых кварцитах не встречаются. Отмечено также, что явление мартитизации пространственно ограничивается пределами одного пласта гематит-магнетитовых кварцитов, вне которого мартитизация не наблюдается.

Описывая гипергенные изменения пород и руд в пределах саксаганской полосы Криворожского железорудного бассейна, геологи обратили внимание на ряд особенностей распространения вторичных минералов [10]. Выделены площади развития площадной коры выветривания и «зоны глубинного окисления». Кора выветривания имеет повсеместное развитие на территории всего железорудного

бассейна, ее мощность колеблется в пределах десятков – сотен метров.

«Глубинные зоны окисления», по мнению Я.Н.Белевцева [1], уходят на значительную глубину, при этом нередко отмечаются прямолинейные, четкие границы «окисленных» и «неокисленных» пород, проходящие по контакту свит. Так, для зоны «глубинного окисления», охватывающей центральную и восточную части саксаганской полосы, характерны неровные границы на севере и юге, но четкие на востоке и западе, т.е. на границе с подстилающими и перекрывающими горизонтами [10].

На юге одна из зон «глубинного развития гипергенных процессов», выражающаяся в мартитизации магнетита, вытянута согласно с простираем пород района на 3,5 км в виде полосы шириной 250–400 м, восточная и западная границы зон прямолинейны и совпадают с западным контактом шестого железистого горизонта и восточным — пятого.

Из многих геологических описаний месторождений докембрийского возраста следует, что самые устойчивые породы при выветривании — железистые кварциты. В рельефе они часто образуют гряды, возвышающиеся над выровненными эрозией долинами. В Мавритании в пустыне Сахара над песчаным «морем» возвышаются хребты железистых кварцитов, на границе Либерии и Гвинеи в Африке существуют настоящие горы, сложенные железистыми кварцитами, — хребты Нимба и Симанду. Хорошо выражены в рельефе подобные горы в Восточной пустыне Египта — месторождения Умм-Хамис и Умм-Нар. Богатые руды в таких породах образуют узкие пласты, прерывистые зоны, гнезда.

М.С.Точилин (1969), анализируя характер распределения гематита в железистых кварцитах, писал: «Что же касается явлений мартитизации, то этот процесс во многом пока загадочен. Ясно только одно, что мартит скорее должен образовываться в условиях повышенных температур, чем в коре выветривания». П.Рамдор (1962) считал, что мартитизация — термальный процесс, который развивается в окислительных условиях на фоне снижения температур.

На Михайловском железорудном месторождении КМА нами прослежен контакт джеспилитов с субвулканическими телами кварцевых порфиров, имеющих такой же возраст, что и вмещающие породы, — раннепротерозойский. Метаморфические преобразования вулканогенных и вмещающих железисто-кремнистых пород одинаковы и соответствуют зеленосланцевой фации. В зоне контакта в кварцевых порфирах установлено присутствие большого количества обломков джеспилитов. Природа обломков тектоническая и эксплозивная

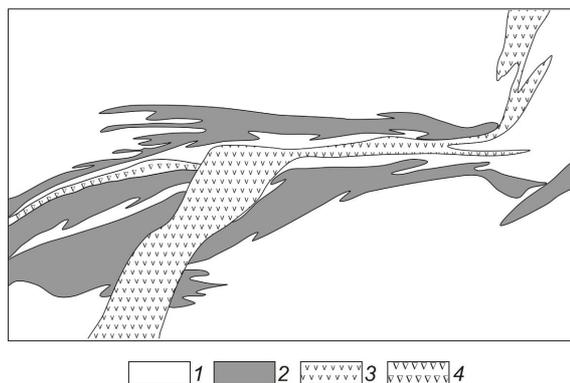


Рис. 2. Дайки основного состава, секущие залежи богатых железных руд Кривбасса, рудник им. К.Либкнехта, по Н.П.Семенову и др.:

1 — джеспилиты; 2 — богатые железные руды; 3 — дайки основного состава; 4 — хлорит-серицитовые сланцы

(С.К.Оникиенко, Л.Д.Оникиенко, И.М.Милеева, 1972; Л.Д.Оникиенко, С.К.Оникиенко, 1972). Кварцевые порфиры в изученных нами разрезах не обнаруживают никаких признаков выветривания. Минералого-петрографическое изучение обломков, заключенных в рассланцованных кварцевых порфирах, показало, что кристаллы магнетита в джеспилитах интенсивно мартитизированы. Степень замещения магнетита гематитом одинакова как в обломках, заключенных в вулканитах, так и в джеспилитах, формирующих пластообразные залежи Михайловского месторождения.

В хлорит-серицитовых сланцах Кривбасса, не несущих следов выветривания, заключены кристаллы мартита, образующие редкую, а вблизи залежей богатых руд и густую рудную вкрапленность [2].

В свете вышеизложенного закономерно возникает вопрос о времени мартитизации магнетита, входящего в состав богатых железных руд саксаганского типа. Будучи локализованными в джеспилитах, они отличаются от вмещающих пород только малым содержанием кремнезема. В остальном эти образования сходны. В богатых рудах, также как в джеспилитах, присутствуют мартит, железная слюдка, дисперсный гематит. Руды имеют слоистую текстуру и в них, как и в джеспилитах, чередуются слойки, по-разному обогащенные железной слюдкой и мартитом.

В пластовых телах богатых руд саксаганского типа хорошо прослеживаются единичные мало-мощные прослои джеспилитов. В отдельных зонах наблюдаются постепенные переходы от богатых железных руд к джеспилитам. Хорошо видны тектонические деформации как в джеспилитах, так и в заключенных в них богатых рудах — смещение

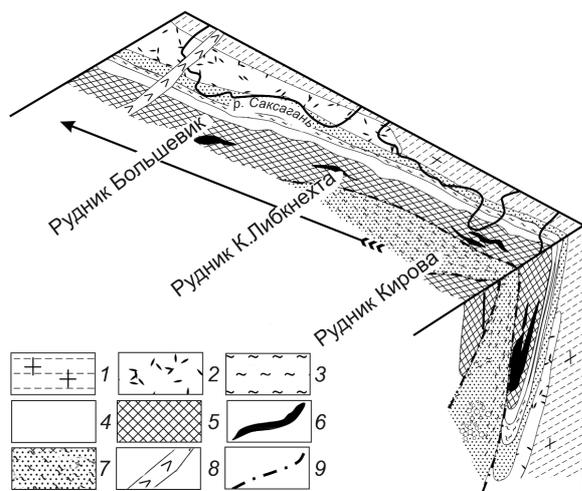


Рис. 3. Схема строения центральной части Саксаганского района Кривбасса, по Н.П.Семенову и др.:

1 — архейские саксаганские плагиоклазовые граниты; протерозой, криворожская серия; 2 — амфиболиты, 3 — конгломераты, аркозовые филлиты нижней свиты, 4 — тальковый горизонт средней свиты, 5 — железистые роговики и сланцы средней свиты, 6 — богатые железные руды, 7 — филлитовидные сланцы верхней свиты, 8 — диабазовые дайки; 9 — тектонические нарушения

слойков, смятие, дробление. И в джеспилитах, и в богатых рудах магнетит интенсивно мартитизирован. Документация горных выработок на месторождения Кривбасса, проведенная коллективом геологов под научным руководством Н.П.Семенова [10], показала, что залежи мартитовых руд вместе с вмещающими джеспилитами пересекаются дайками и маломощными телами диабазов, имеющими раннепротерозойский возраст и не несущими признаков выветривания (рис. 2).

На основании вышеприведенных данных можно усомниться в правоте геологов, объясняющих мартитизацию магнетита богатых руд условиями гипергенеза. Можно утверждать, что мартит, составляющий 50% минерального состава руд саксаганского типа, присутствовал в них до начала метаморфических преобразований пород и руд.

«Глубинные зоны окисления». Современное глубокое залегание богатых руд, по мнению автора, обусловлено активной тектонической перестройкой всей толщи железисто-кремнистых пород Кривбасса (рис. 3). Геологические границы ныне крутопадающих пластов джеспилитов и чередующихся с ними сланцев имели в период накопления рудоносной тощи субгоризонтальное положение. Залежи богатых руд, приуроченные к отдельным пластам вмещающих пород, располагались в них в виде субогласных рудных тел — пластов, линз, от-

дельных гнезд. В «рудные столбы» они превращались в результате складчатых деформаций рудовмещающей толщи (см. рис. 3).

Пластообразные залежи богатых руд Кривбасса прослеживаются по простиранию на несколько километров при мощности в метры и десятки метров. Известно, что главная масса богатых руд Кривбасса локализована в джеспилитах пятого и шестого горизонтов, менее — в маломощном седьмом горизонте, сформированном на завершающей стадии процесса «саксаганского» рудогенеза. Известно, однако, что богатые руды присутствуют в породах и первого, и второго железистых горизонтов. Можно предположить, что богатые руды формировались в обстановке постепенного обмеления бассейна седиментации, при меняющихся условиях среды минералообразования от восстановительных глубоководных до окислительных близповерхностных и поверхностных.

В различных рудных районах мира отчетливо фиксируется согласное, субгоризонтальное положение залежей мартитовых руд во вмещающих джеспилитах. Так, в рудах месторождения Маунт-Уейлбек железорудной провинции Хамерсли региона Пилбара (Австралия) присутствуют голубовато-синий массивный гематит, мартит, а также вторичный гётит. Запасы руд составляют примерно 1 млрд т, содержание Fe 54–64% (рис. 4). Геологи Австралии считают, что гематитовые руды имеют гипогенное происхождение [9].

В тектонически преобразованных породах месторождения Нимба (Гвинейская Республика) богатые пластообразные мартитовые руды располагаются как в не измененных плотных итабиритах, так и в выветрелых породах этого типа (рис. 5).

К красноцветным железисто-кремнистым породам приурочены богатые мартитовые руды Восточной пустыни Египта.

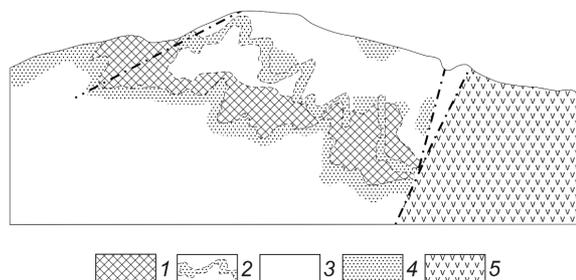


Рис. 4. Выход на поверхность богатой железной руды (голубовато-серый массивный гематит в джеспилитах), месторождение Маунт-Уейлбек, по [10]:

1 — высокосортная гематитовая руда ($Fe_{общ} > 64\%$); 2 — низко- и среднесортная руда ($Fe_{общ} 54-62\%$); 3 — джеспилиты; 4 — сланцы; 5 — амфиболиты

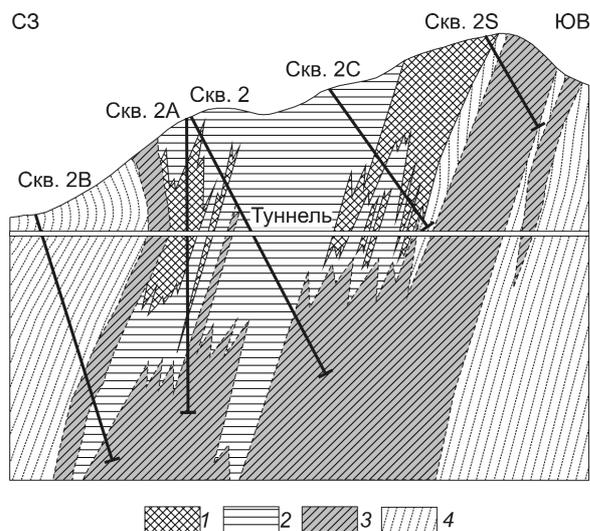


Рис. 5. Геологический разрез через Главное рудное тело Нимбы, по Г.Грусс, 1972:

1 — твердая руда; 2 — мягкая руда; 3 — итабириты; 4 — сланцы

Джеспилиты и сингенетичные богатые руды докембрия. Наблюдаются два типа контактов богатых руд с вмещающими джеспилитами: согласные с постепенным исчезновением кремнистых слоев по простиранию пласта (рис. 6, а) и «секущие» с резким исчезновением кремнистого вещества, «задирием» слоев кварца в зоне развития бога-

того оруденения (см. рис. 6, б). Во втором случае вблизи залежей богатых руд содержание железа в джеспилитах повышается.

Одна из особенностей богатых руд саксаганского типа заключается в этажном расположении залежей в разновозрастных пластах джеспилитов (рис. 7). В сланцах, чередующихся с джеспилитами, в этих местах наблюдается густая вкрапленность рудных минералов.

Важно отметить, что интенсивность оруденения шестого горизонта повышается в тех же участках, что и для пятого железистого горизонта. Скопления рудных залежей постоянно чередуются с безрудными или слабооруденелыми участками. Такая закономерность хорошо прослеживается для всего Саксаганского района. В южной его части благодаря интенсивному рудогенезу залежи богатых руд присутствуют и в сланцевых горизонтах [10].

Эндогенно-экзогенные богатые железные руды саксаганского типа. Приведенные данные позволяют утверждать, что руды саксаганского типа формировались синхронно с вмещающими джеспилитами. В ранее опубликованной работе [8] автором обосновано вулканогенно-гидротермально-осадочное образование железо-кремнистых пород докембрия, в том числе и одной из их разновидностей — джеспилитов. Заключенные в них богатые гематитовые руды, по мнению автора, имеют эндогенно-экзогенную природу. Образование богатых и бедных руд — синхронный процесс, связанный с фумарольной деятельностью в субмаринной и отчасти

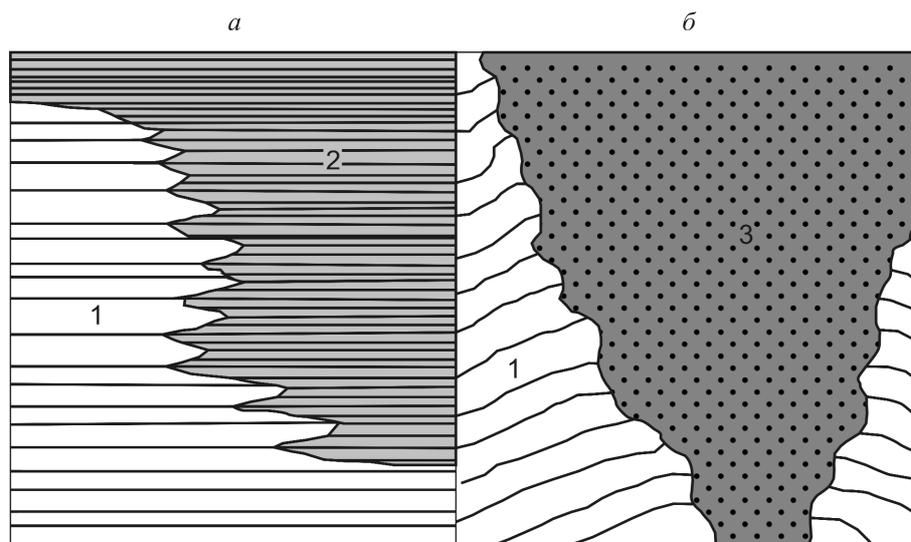


Рис. 6. Характер контактов джеспилитов (1) с богатыми слоистыми железными рудами (2) и богатыми железными рудами с массивной текстурой (3):

а — постепенный фациальный переход по простиранию пласта; б — субперпендикулярное положение залежей по отношению к пластам джеспилитов

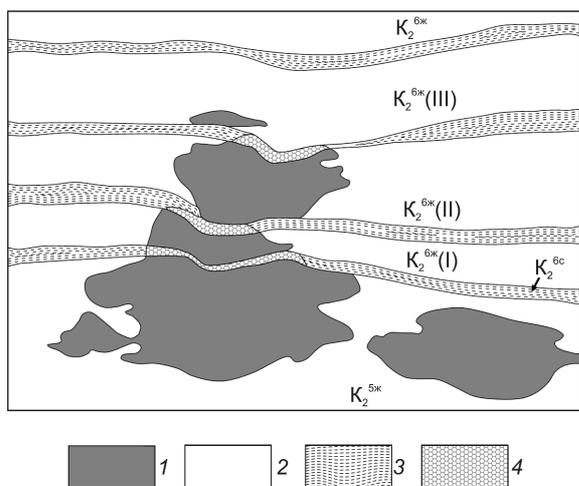


Рис. 7. Этажное расположение залежей богатых руд в разновозрастных пластах джеспилитов пятого и шестого железистых горизонтов Кривбасса, по Н.П.Семенову и др.:

1 — залежи руд; 2 — пласты джеспилитов; 3 — хлорит-серичитовые сланцы; 4 — сланцы с вкрапленностью рудных минералов

в субаэральной обстановке [7]. Формирование залежей богатых руд связано, как полагает автор, с резким изменением условий рудообразующей среды в момент лавинообразного поступления флюидов из глубоких зон в приповерхностные области рудоотложения.

Обстановки рудоотложения месторождений железисто-кремнистого типа можно сравнить с обстановками образования детально изученных в настоящее время типичных вулканогенно-гидротермально-осадочных месторождений колчеданного семейства [4].

Рудные залежи месторождений колчеданного типа, локализованные в вулканогенных толщах, а также в толщах вулканогенно-осадочных и осадочных пород, часто размещаются на разных литолого-стратиграфических уровнях, обладают вертикальной и латеральной зональностью. Для них характерно этажное размещение залежей, обусловленное прерывистым субмаринным рудонакоплением над выводными каналами поствулканогенных газогидротермальных систем. Узловое расположение залежей в пределах рудных полей и месторождений соотносится с контролем их вулканоструктурами [4]. Преобразования рудных тел колчеданных месторождений с участием дислокационного метаморфизма приводят к изменению первичного субгоризонтального и пологого залегания рудных тел на крутое, иногда вертикальное.

Меняются морфология рудных тел и текстурные особенности.

Докембрийские месторождения железных руд также могут быть преобразованы в условиях дислокационного метаморфизма. Сформированные в докембрии в приповерхностных условиях земной коры рудные тела оказываются на значительном удалении от нее в современных условиях. Подобная картина наблюдается в настоящее время в Кривбассе.

Итак, богатое гематитовое оруденение саксаганского типа формировалось синхронно с вмещающими породами — джеспилитами. Мартитизация магнетита происходила в условиях эндогенно-экзогенного рудообразования в меняющихся термодинамических условиях вулканогенно-гидротермально-осадочного рудообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Генезис железных руд. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР* / Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко, Д.А.Кулик и др. — Киев: Наук. думка, 1991.
2. *Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна* / Под ред. Я.Н.Белевцева. — М.: Госгеотехиздат, 1957.
3. *Горяинов П.М.* Генетические соотношения пород железисто-кремнистой формации Кольского полуострова // Проблемы образования железных руд докембрия. Киев, 1969.
4. *Месторождения колчеданного семейства. Модели месторождений благородных и цветных металлов* / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г.Волчков и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.
5. *Оникиенко Л.Д.* Богатые железные руды саксаганского типа в железистых кварцитах Кривого Рога и КМА // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 4.
6. *Оникиенко Л.Д.* О номенклатуре железисто-кремнистых метаморфизованных пород докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 4.
7. *Оникиенко Л.Д.* О газотермальном генезисе месторождений богатых железных руд в докембрии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 5.
8. *Оникиенко Л.Д.* Вулканогенно-гидротермально-осадочные метаморфизованные железисто-кремнистые руды докембрия // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 41–48.
9. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 1* / Под ред. К.Найта. — М.: Мир, 1980.
10. *Семенов Н.П.* Железисто-кремнистые формации Украинского щита // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972.
11. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — М.: Наука, 1973.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411:551.311.231 (083.133)

© В.Б.Голенев, 2009

СИАЛИТНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ОБЪЕКТ ДЛЯ ИННОВАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДОБЫЧИ ЗОЛОТА В ЕСТЕСТВЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ

В.Б.Голенев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

В качестве первоочередных объектов для добычи золота в естественном залегании руд методом скважинного подземного выщелачивания следует рассматривать золотоносные участки зоны дезинтеграции и нижних горизонтов зоны гидратации и начального гидролиза площадных остаточных сиалитных кор выветривания, залегающие в пределах водоносного горизонта на алюмосиликатных скальных водоупорных породах. Из всех известных золотоносных образований данные геологические тела обладают наиболее благоприятным сочетанием природных факторов, необходимых для использования метода скважинного подземного выщелачивания разработки месторождений.

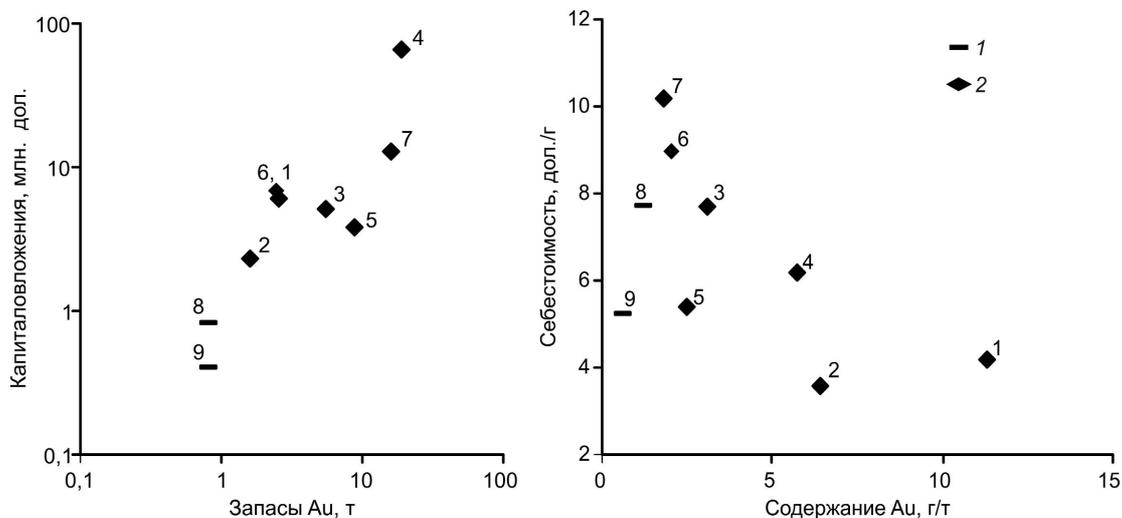
Растворение золота (Н.В.Петровская, 1973; Н.А.Росляков, 1981 и др.), наличие рыхлых, хорошо проницаемых горизонтов в золотоносных сиалитных корях выветривания благоприятны для применения геотехнологических способов добычи в естественном залегании руд. На месторождениях урана гидрогенного типа, залегающих в сходных условиях, эти способы отличаются высокой эффективностью и позволяют вовлекать в освоение объекты со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями, а также с бедными и убогими рудами [5]. В то же время, совокупность указанных особенностей нередко исключает возможность освоения золотоносных кор выветривания традиционным горным открытым способом.

Применение скважинного подземного выщелачивания [3] создает условия для практически полного использования недр за счет вовлечения бедных, забалансовых для традиционного способа добычи, руд. При этом исключаются трудоемкие и дорогостоящие горные работы, не требуются транспортировка и переработка гигантских объемов горной массы, рудоподготовка (измельчение руд). Данный способ характеризуется большей степенью завершенности технологического процесса, значительным снижением материало- и энергоемкости производства, повышением производительности и улучшением санитарно-гигиенических условий

труда, меньшим влиянием на окружающую среду и т.д. Благодаря этому подземное выщелачивание отличается низкими капитальными вложениями (в сравнении с заводским переделом могут составить 15–20%, т.е. уменьшаются в 5–6 раз [2]) и эксплуатационными затратами, что позволяет осваивать при благоприятных геотехнологических условиях месторождения, не рентабельные для горных технологий добычи.

В середине 90-х годов XX в. на территории Свердловской области АОЗТ «Уральская горнорудная компания» успешно реализованы благоприятные условия золотоносных сиалитных кор выветривания для разработки скважинным подземным выщелачиванием на Гагарском месторождении. За десять лет опытного производства добыто 555 кг золота при сквозном извлечении 69,5% и незавершенности процесса. С 2002 г. ведется добыча на Маминском месторождении (до 24 кг Au в год). Готовятся к освоению в этом же субъекте федерации еще ряд площадей с золотоносными сиалитными корами выветривания.

По данным предприятий [3], занимающихся подземным выщелачиванием при разработке золотоносных кор выветривания, суть способа заключается в избирательном переводе золота на месте залегания руд в подаваемые в недра растворы. Для эксплуатации применяются скважинные системы. Раствор ре-



Капитальные вложения и себестоимость получения золота для различных способов разработки золотоносных кор выветривания, по данным ТЭО кондиций:

1 — разработка скважинным подземным выщелачиванием; 2 — разработка открытым способом; месторождения: 1 — Березняковское, 2 — Кировское, 3 — Каменское, 4 — Воронцовское, 5 — Самолазовское, 6 — Погромное, 7 — Таборное, 8 — Гагарское, 9 — Маминское

агента подается в недра через систему закачных скважин (при неглубоком залегании руд от поверхности могут использоваться траншеи), фильтруется по корам выветривания и подается на поверхность через откачные скважины. В результате опытных испытаний в сиалитных корах выветривания установлена эффективность фильтрационной и комбинированной постоянного действия схем разработки, при которых растворы циркулируют в рудах по открытым порам в пределах водоносного горизонта за счет градиента напора между откачными и закачными скважинами. На поверхности золото из продуктивных растворов сорбируется на активированный уголь или смолы, которые затем сжигаются, а зола плавится с получением золото-серебряного сплава Доре, отправляемого далее на аффинажный завод. После технологического передела растворы доукрепляются реагентом и снова направляются в недра.

Активным растворителем золота является хлор. Выщелачивающие растворы представлены насыщенной газообразным хлором водой или кислотой (соляной, серной) с хлоридом натрия и окислителем (гипохлорит калия или натрия, перманганат калия, диоксид марганца). В перспективе выщелачивающими агентами могут быть менее токсичные йод- и бромсодержащие реагенты. Растворитель, применяемый для подземного выщелачивания, должен обеспечивать максимально возможную избирательность по отношению к золоту и инертность к вмещающим породам.

Благодаря низким капитальным затратам и себестоимости добычи (рисунок) подземное выщелачивание позволяет вовлекать в разработку руды с содержанием Au 0,2 г/т (среднее на известных месторождениях 0,27–1,2 г/т). Открытая добыча эффективна для руд с содержаниями Au 0,6–1,0 г/т (при среднем 1,5–3,0 г/т). Средняя концентрация золота в продуктивных растворах (за период опытной разработки составила 0,43–0,88 г/т) зависит от многих показателей: качества руд, мощности безрудных пород, участвующих в выщелачивании, состава рабочих растворов, формы нахождения золота в рудах, расстояния между технологическими скважинами и др.

Факторы, влияющие на возможность и эффективность добычи различных полезных ископаемых подземным выщелачиванием, изучались многими исследователями (В.Ж.Аренс, 1975; В.Г.Бахуров, И.К.Руднева, 1972; Н.Н.Веригин и др., 1972; В.П.Новик-Качан и др., 1970; Р.П.Рафальский, 1975; К.Г.Бровин и др., 1997). Опираясь на их результаты, можно оценить значимость этих факторов применительно к разработке подземным выщелачиванием хлоридными растворами золотоносных сиалитных кор выветривания (таблица).

В.Ж.Аренс и А.М.Гайдин (1978) по степени влияния на процесс подземного выщелачивания выделяют решающие, главные и второстепенные факторы. Решающие факторы определяют принципиальную возможность применения данного мето-

Систематика природных особенностей 30-годоносных кор выветривания для оценки возможности их разработки скважинным подземным выщелачиванием в естественном залегании руд

Классификационные признаки	Степень значимости признака	Градации признаков по отношению к применению подземного выщелачивания		
		Весьма благоприятные	Благоприятные	Неблагоприятные
1	2	3	4	5
Экономическое развитие района	Главный — второстепенный	Не осваиваемая территория в районе с развитой инфраструктурой	Относительно свободная от хозяйственной деятельности территория со слабо развитой инфраструктурой	Занятая хозяйственной деятельностью территория в районе без инфраструктуры
Физико-географические условия района	Решающий — главный	Равнинный рельеф с редкой орографической сетью	Равнинный рельеф вне речных долин	Горный рельеф, приуроченность к речным долинам
Экологические условия района	Решающий	Полное отсутствие водозаборов народнохозяйственного значения	Отсутствие крупных водозаборов народнохозяйственного значения	Наличие крупных водозаборов народнохозяйственного значения
Изученность месторождения	Главный	Разведанное месторождение (запасы В, С ₁ , С ₂)	Оцененное месторождение (запасы С ₂ , прогнозные ресурсы Р ₁)	Отоискованная площадь (прогнозные ресурсы Р ₁ , Р ₂)
Морфология, условия формирования и профиль кор выветривания	Решающий	Зоны дезинтеграции и гидратации и начального гидролиза (нижняя часть) остаточных площадных кор	Зоны гидратации и начального гидролиза остаточных площадных кор выветривания	Остаточные линейные, зона гидролиза и конечного выщелачивания, переотложенные коры выветривания
Глубина залегания подошвы руд (водоносного горизонта), м	Главный	<100	100–300	>300
Физическое состояние руд и вмещающих пород	Решающий	Рыхлые, сильно дезинтегрированные с низкими прочностными свойствами	Плотные, слабо дезинтегрированные, низкие прочностные свойства	Наличие пылунов или многолетнемерзлых пород
Литологический и гранулярный состав руд, %	Решающий — главный	Однородный, глинистость <20	Однородный, глинистость 20–40	Сложный и неравномерный состав, глинистость >40
Коэффициент фильтрации, м/сут.	Решающий	Хорошо проницаемые (2,0–10,0)	Умеренно проницаемые (0,5–2,0)	Слабопроницаемые и водоупорные (<0,5)
Наличие водоупоров	Главный	Верхний и нижний водоупоры	Наличие хотя бы нижнего водоупора	Отсутствие водоупоров
Характеристика водоупоров	Главный	Региональный, мощность >100 м	Местный, мощность 10–50 м	Линзующийся, мощность до 10 м
Относительная проницаемость	Решающий	Большая проницаемость руд, чем вмещающих пород	Равная проницаемость руд и вмещающих пород	Меньшая проницаемость руд, чем вмещающих пород
Обводненность	Решающий — главный	Руды приурочены к напорному водоносному горизонту	Руды в ненапорном горизонте, обводнена только нижняя часть залежи	Руды не обводнены, залегают выше уровня грунтовых вод
Уровень грунтовых вод	Главный	На глубине до 50 м	На глубине 50–100 м	На глубине >100 м
Мощность водоносного горизонта, м	Главный	До 20	20–50	>50
Соотношение мощностей руды и водоносного горизонта	Решающий	>0,2	0,1–0,2	<0,1
Характеристика водоносности надрудной толщи	Решающий — главный	Отсутствие водоносных горизонтов	Маломощные, не напорные горизонты, не связанные с рудным водоносным горизонтом	Наличие гидравлических «окон» и связи между рудными и нерудными водоносными горизонтами

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
Запасы Au, т	Решающий	>3,0	0,1–3,0	<0,1
Морфология рудных тел	Второстепенный	Субгоризонтальные пластобразные залежи мощностью >10 м	Пологозалегающие и крутопадающие залежи мощностью >10 м	Пологозалегающие и крутопадающие залежи мощностью <10 м
Строение рудных залежей в разрезе	Главный	Одноярусное	Одноярусное	Многоярусное
Состав рудовмещающей толщи по отношению к воздействию растворителей	Решающий	Инертный	Относительно инертный	Подвержен воздействию
Среднее содержание Au, г/т	Главный	>1,0	0,25–1,0	<0,25
Преобладающая форма нахождения Au	Решающий — главный	Свободное	Свободное, в сростках с другими минералами	В сульфидах и других минералах
Проба Au	Главный	>900	900–750	<750
Крупность Au, мм	Второстепенный	<0,01	0,01–0,1	>0,1
Характер рудной минерализации	Решающий	Все золото в трещинах и открытых порых	Золото преимущественно в трещинах и открытых порых	Золото в кристаллических решетках, закрытых порых, покрытое пленками оксидов и гидроксидов
Минеральный и химический составы руд и вмещающих пород	Решающий — главный	Без карбонатов, восстановителей (S _{сульф.} , C _{орг.} , оксиды и гидроксиды Fe, Co, Mn), Hg, Sb, As, минералов с высокой сорбционной способностью	Низкие содержания карбонатов, восстановителей (S _{сульф.} , C _{орг.} , оксиды и гидроксиды Fe, Co, Mn), Hg, Sb, As и сорбционная способность	Высокие содержания карбонатов, восстановителей (S _{сульф.} , C _{орг.} , оксиды и гидроксиды Fe, Co, Mn), Hg, Sb, As и сорбционная способность
Наличие попутных и вредных компонентов	Главный — второстепенный	Отсутствие вредных и наличие попутных компонентов, повышающих рентабельность добычи	Вредные компоненты не мешают принципиально технологии добычи и существенно не снижают рентабельность процесса	Вредные и сопутствующие компоненты существенно осложняют технологию добычи и снижают рентабельность процесса

да для разработки месторождения, главные — обуславливают экономику процесса разработки, второстепенные — учитываются при проектировании и эксплуатации для обеспечения максимального эффекта освоения. Полнота и детальность изучения этих факторов обеспечивают возможность оценки подготовленности месторождения для разработки подземным выщелачиванием и проектирования соответствующего предприятия [1].

Особенности сочетания факторов, влияющих на процесс подземного выщелачивания, зависят от типа рудовмещающих сиалитных кор выветривания по условиям формирования и морфологии, их минералого-геохимической зональности.

Из множества классификаций кор выветривания (И.Д.Седлецкий, 1941; И.И.Гинзбург, 1946, 1947; К.В.Лукашев, 1958, 1972; Б.П.Кротов, 1959; Б.Б.Полынов, 1934, 1959; В.П.Петров, 1967; А.П.Никитина и др., 1971; А.И.Перельман, 1972; Б.М.Михайлов, 1986; Н.М.Риндзюнская и др., 1995; С.С.Сердюк, 1998 и др.) наиболее применима к поставленным задачам подземного выщелачивания классификация В.И.Смирнова (1976) с делением сиалитных кор по условиям формирования на остаточные (у В.И.Смирнова — неизменные) и переотложенные, что отражает результаты изменений первичных руд (минерализованных пород) в зоне гипергенеза.

Остаточные коры выветривания формируются по алюмосиликатным породам без или с примесью карбонатов при почти полном отсутствии каких-либо механических перемещений. Золотоносные остаточные коры выветривания тесно связаны с первичными рудами (минерализованными породами), располагаясь на их продолжении и непосредственно соприкасаясь с ними в плане и разрезе. Рудные тела, переходя в сиалитные коры выветривания, наследуют положение в геологической структуре месторождения. Высвобождение золота, остаточное накопление, хомогенное перераспределение и обогащение реликтового металла, с изменением в отдельных случаях среднего содержания золота (но не более чем в два раза на примере известных месторождений), существенно не отражается на морфологии, условиях залегания, строении и характере распределения золотоносности рудных тел.

Руды в остаточных корах выветривания представлены дезинтегрированным щебнисто-песчано-глинистым материалом, несущим золотую минерализацию. Степень дезинтеграции, минеральный и гранулометрический состав руд, технологические характеристики золота, гидрогеологические и инженерно-геологические условия, наряду с другими факторами, определяются минералого-геохимической зональностью кор выветривания. Согласно об-

щепринятым представлениям, для золотоносных сиалитных остаточных кор выветривания снизу вверх выделяется до трех зон: дезинтеграции, гидратации и начального гидролиза, гидролиза и конечного выщелачивания. Границы между зонами постепенные, условные, неоднозначные.

Зрелые горизонты сиалитных кор выветривания характеризуются более тонким гранулометрическим составом. Количество глинистого материала в зоне дезинтеграции <10%. В зоне гидратации и начального гидролиза оно возрастает до 30%, а гидролиза и конечного выщелачивания — до 40–60% и более. Глинистый материал представлен смесью гидрослюд, монтмориллонита и каолинита. На нижних горизонтах сиалитных кор преобладают гидрослюды, на верхних — каолинит.

Щебнистые, песчаные зерна на верхних горизонтах представлены устойчивыми в зоне гипергенеза жильным и породным кварцем, новообразованными оксидами и гидроксидами железа. На средних горизонтах появляются полевые шпаты, слюды (мусковит, биотит, хлорит), на нижних — включения слабо выветрелых или неизменных пород и руд.

В профиле остаточных кор выветривания снизу вверх отмечается нарастание интенсивности гипергенных изменений золота [4]: увеличиваются проба, крупность, доля свободного и связанного с оксидами и гидроксидами, глинистыми минералами золота; уменьшается доля металла, связанного с сульфидами. В зоне дезинтеграции характеристики золота мало отличаются от первичных руд. Для этой зоны характерно мозаичное распределение по латерали и вертикали окисленных, полуокисленных и даже сульфидных разновидностей руд. Выше степень окисления руд заметно увеличивается.

По морфологии остаточные коры выветривания делятся (В.П.Петров, 1967) на площадные и линейные. Первые характеризуются значительной площадью распространения при относительно небольшой мощности (первые десятки метров) и сравнительно ровной нижней границе.

Линейные коры выветривания отличаются значительным вертикальным размахом (100–400 м), возникают по проницаемым зонам трещиноватости, смятия, гидротермальной проработки, вдоль ослабленных контактов пород и, как правило, вытянуты в плане, не имея регионального распространения. Для них отмечается неровная нижняя граница.

Довольно часто площадные, региональные, коры выветривания комбинируются с линейными, развивающимися вдоль ослабленных зон. Такие зоны широко распространены в пределах рудных полей и месторождений. В этом случае образуется ли-

нейно-площадной тип кор выветривания, которым и представлены известные месторождения золота.

К щебнисто-песчано-глинистым отложениям зоны дезинтеграции, гидратации и начального гидролиза на участках развития площадных кор выветривания приурочен водоносный горизонт пластового типа, а линейных — пластово-трещинного, трещинного типов. В редких случаях водоносный горизонт отсутствует. На участках развития площадных кор выветривания его мощность не превышает первые десятки метров при относительно спокойном, выдержанном залегании и глубине подошвы не более 50 м, что весьма благоприятно для процесса подземного выщелачивания. По линейным корам выветривания мощность и глубина залегания подошвы водоносного горизонта могут достигать нескольких сотен метров при значительных вариациях. Это отрицательно влияет на локализацию, растекание, разубоживание, сохранность, а также управляемость потоками продуктивных растворов, затрудняет или совсем исключает возможность скважинного подземного выщелачивания.

Проницаемость остаточных кор выветривания в разрезе увеличивается сверху вниз. В зоне дезинтеграции коэффициент фильтрации составляет 1–9 м/сут. В нижней части зоны гидратации и начального гидролиза он снижается до 0,1–1,0, в верхней — до 0,05 м/сут. Эффективная пористость в разрезе возрастает снизу вверх, составляя соответственно 10–20, 20–30 и 30–40% в тех же зонах.

Площадные коры выветривания, как правило, залегают на водоупорных скальных алюмосиликатных породах. В этом случае наибольшей относительной проницаемостью обладает зона дезинтеграции. На участках развития линейных кор выветривания подземные воды циркулируют не только по выветрелым породам, но и по ослабленным зонам, проникающим в первичные породы на глубину до нескольких сотен метров. Нижний водоупорный горизонт в линейных корях выветривания — прерывистый, линзующийся, с невыдержанным залеганием и существенным перепадом глубин.

Зона гидролиза и конечного выщелачивания из-за высокого содержания глинистой фракции и слабой проницаемости, как правило, менее благоприятна для подземного выщелачивания (относительно зоны дезинтеграции).

Присутствие зоны дезинтеграции в разрезе площадных остаточных кор выветривания, ее мощность, обводненность и рудоносность, минеральный и химический состав — важнейшие факторы при оценке возможности применения скважинного подземного выщелачивания. Эта зона отличается от верхних горизонтов более высокой проницаемо-

стью и положением на водоупоре. Поэтому ее можно рассматривать в качестве своеобразного коллектора, куда собираются продуктивные растворы из вышележащих слоев.

Переотложенные сиалитные коры выветривания возникают на любых склонах преимущественно в карбонатных породах или на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород (соответственно карстовый и контактово-карстовый морфологические типы [4]) в результате некоторого смещения выветрелого материала под влиянием силы тяжести или энергии воды. Подразумевается как валовое механическое перемещение разложенного материала без его существенной сортировки, перемыва и переотложения с растворением (пластические просадочные и разрывные обвальные процессы), так и перемещение в результате водной сепарации при делювиальных процессах. Выветрелый материал перемещается с различными скоростями, оставаясь практически без движения на возвышениях подстилающих пород. По склонам пласты растягиваются и сползают. Накопление происходит в карстовых полостях за счет привнесенных тонких глинистых частиц верхних, наиболее зрелых, горизонтов кор выветривания или за счет сползания крупных блоков пород с сохранением текстурно-структурных признаков. Границы переотложенных кор выветривания с подстилающими породами четкие, но крайне неровные, причудливой формы.

В переотложенных сиалитных корях выветривания распределение пород и руд, их технологические, физико-механические, фильтрационные свойства подчиняются другим закономерностям, чем в остаточных. Из-за неравномерных провальных просадок материал, в различной степени измененный, закономерно перемешивается. Встречаются блоки слабо измененных первичных пород и руд; участки полного профиля сиалитной коры выветривания, «захороненные» в карстовых воронках; обратная зональность, когда выветрелый материал снесен в глубокие депрессии и перекрыт менее измененным. Горизонты с признаками слоистости могут возникать в результате водной сепарации. В общем случае нижние горизонты сложены крошкой и глыбами карбонатных пород с гидрослюдами и гидрохлоритом. Выше залегают охристо-глинистая зона с прослоями оксидов и гидроксидов железа, как правило, с повышенным содержанием золота. Она перекрыта каолинит-гидрослюдистыми глинами с щебнисто-дресвяно-песчаными включениями кварца.

За редким исключением, текстурно-структурные особенности первичных пород не сохраняются. Текстуры псевдослоистые, кавернозные, губчатые, порошоквидные.

По сравнению с остаточными корами выветривания в переотложенных увеличиваются глубина гипергенных преобразований, доля новообразованных и свободных разностей, крупность и проба золота. Это обусловлено большими масштабами инфильтрационных процессов в агрессивной карбонатной среде и гравитационного обогащения по отношению к золоту. Улучшаются технологические свойства руд. Однако растёт количество золота, связанного с гидроксидами и оксидами, глинистыми минералами. Процессы укрупнения золота протекают более интенсивно. Однако за счёт новообразованного золота доля тонкодисперсных разностей может оставаться на уровне, как в первичных рудах.

Характерны окисленные руды, но могут присутствовать и смешанные с мозаичным распределением по латерали и вертикали окисленных, полуокисленных и даже сульфидных разновидностей руд.

В большей степени проявлены неблагоприятные для подземного выщелачивания явления — оползни, карст, просадки.

Гидрогеологические условия в переотложенных корях выветривания принципиально отличаются от остаточных. Водоносный горизонт трещинно-карстового типа приурочен к карбонатным породам с очень высокими проводимостью (до 450 м²/сут.) и проницаемостью (>100 м/сут.) по сравнению с перекрывающими их корами, которые часто служат водоупорами из-за высокой глинистости. Из-за меньшей проницаемости для продуктивных растворов, по сравнению с подстилающими карбонатными породами, переотложенные коры выветривания менее благоприятны для подземного выщелачивания, чем площадные остаточные.

Очередность вовлечения участков с различными геолого-генетическими типами сиалитных кор выветривания в промышленное освоение зависит от их типа по условиям формирования и морфологии, минералого-геохимической зональности. Наиболее благоприятным для подземного выщелачивания комплексом природных факторов обладают обводненные участки зоны дезинтеграции и нижних

горизонтов зоны гидратации и начального гидролиза площадных остаточных кор выветривания, залегающие на алюмосиликатных скальных водоупорных породах. Вышележащие более зрелые горизонты профиля кор выветривания из-за более высокой глинистости и меньшей относительной проницаемости менее благоприятны.

Линейные коры выветривания связаны с проницаемыми зонами, прослеживающимися на значительную глубину в первичные породы. Водоупор на участках развития таких кор выветривания прерывистый, невыдержанный. Мощность водоносного горизонта и глубина залегания его подошвы составляют первые сотни метров. Эти условия менее благоприятны для подземного выщелачивания, чем имеющиеся на участках развития площадных кор выветривания, где глубина залегания подошвы водоносного горизонта редко превышает 50 м, а его мощность составляет первые десятки метров.

Неблагоприятны для подземного выщелачивания контактово-карстовые и карстовые переотложенные коры выветривания из-за меньшей проницаемости для продуктивных растворов по сравнению с подстилающими карбонатными породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бровин К.Г., Грабовников В.А., Шумилин М.В., Язиков В.Г. Прогноз, поиски, разведка и промышленная оценка месторождений урана для отработки подземным выщелачиванием. – Алматы: Гылым, 1997.
2. Калабин А.И. Добыча полезных ископаемых подземным выщелачиванием и другими геотехнологическими методами. – М.: Атомиздат, 1981.
3. Подземное и кучное выщелачивание урана, золота и других металлов. В 2-х томах / Под ред. М.И. Фазлулина. – М.: Изд. дом «Руда и металлы», 2005.
4. Риндзюнская Н.М., Берзон Р.О., Полякова Т.П., Матвеева Е.В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. – М.: ЦНИГРИ, 1995.
5. Шумилин М.В., Викентьев А.В. Подсчет запасов урановых месторождений. – М.: Недра, 1982.

УДК 553.441 (574)

© М.С.Рафаилович, 2009

КРУПНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ ШТОКВЕРКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГРАНИТНЫМИ ПЛУТОНАМИ

М.С.Рафаилович (Институт природных ресурсов ЮГГЕО, Республика Казахстан)

Проведен сравнительный анализ крупных золоторудных месторождений штокверкового типа Центральной Азии (Васильковское, Джеруй, Джилао, Зармитан), локализованных в дифференцированных интрузивных массивах. Охарактеризованы общие черты их формирования, внутреннего строения и вещественного состава. Повышение промышленной ценности таких месторождений — важная тенденция современной конъюнктуры золота.

Главная тенденция конъюнктуры золота последнего времени — усиление промышленной значимости и переход к активной разработке крупнотоннажных месторождений с низкими (первые граммы на 1 т) и предельно низкими (0,1 г/т) содержаниями металла [4]. Важное промышленное значение приобрели золоторудные штокверки, связанные с интрузивными плутонами [1, 4, 8, 9, 11–13]. В целях определения наиболее представительных характеристик условий их формирования, общих черт строения и вещественного состава рассмотрены типовые месторождения Центральной Азии — Васильковское и Когадыр в Казахстане, Джеруй в Кыргызстане, Джилао в Таджикистане, Зармитан в Узбекистане. Для сравнительного анализа привлечено широко обсуждаемое в отечественной и зарубежной литературе месторождение Форт Нокс на Аляске (рис. 1) [1, 4, 8, 13].

Геодинамическая и структурная позиция месторождений, глубина и возраст формирования. Золоторудные штокверки формировались в обстановке мезотермальных глубин в периоды высокой тектонической активности земной коры (коллизонная и постколлизонная стадии). Временной диапазон образования месторождений по геологическим, радиологическим и изотопно-геохимическим данным от раннего палеозоя до позднего мезозоя. Возраст формирования месторождения Джеруй — ранне-среднеордовикский (по некоторым данным, позднепалеозойский), Васильковского и Когадыр — позднеордовикский (возможно, моложе), Джилао и Зармитан — среднекаменноугольный, Форт Нокс — позднемеловой [2, 4, 10, 11, 13]. Мезотермальные плутоны обнажаются в геологических структурах со средним и глубоким уровнем эрозии, нередко в породах докембрия (Форт Нокс, Васильковское, Когадыр, Джеруй). Разрыв между

возрастом рудно-магматической системы и возрастом вмещающего субстрата достигает сотен миллионов лет.

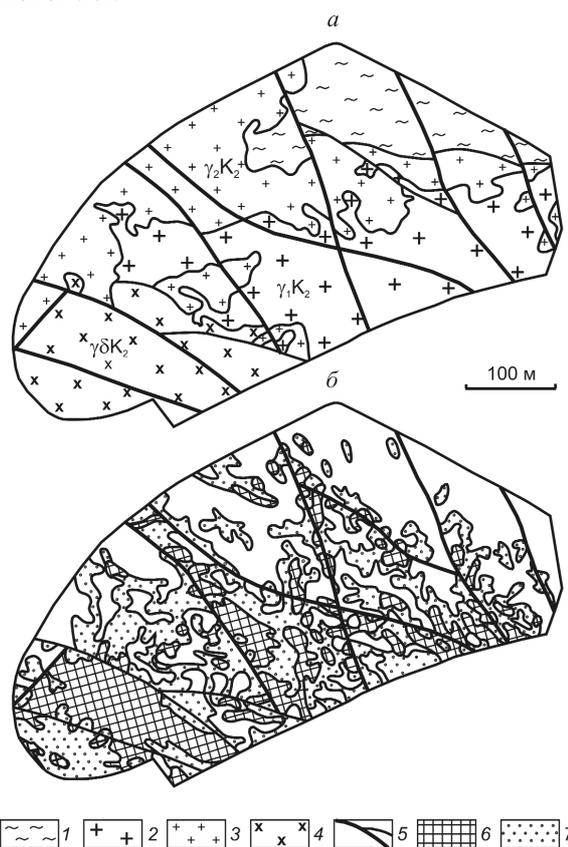


Рис. 1. Золоторудный штокверк Форт Нокс на Аляске:

а — геологический план карьера (уступ 1540); *б* — распределение золота, по А.Бакке, Б.Мореллу и др.; 1 — ороговикованные сланцы докембрия; 2 — крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты; 3 — среднезернистые биотитовые граниты; 4 — мелкозернистые гранодиориты; 5 — разломы; содержания Au, г/т: 6 — >1,0, 7 — 0,45–1,0

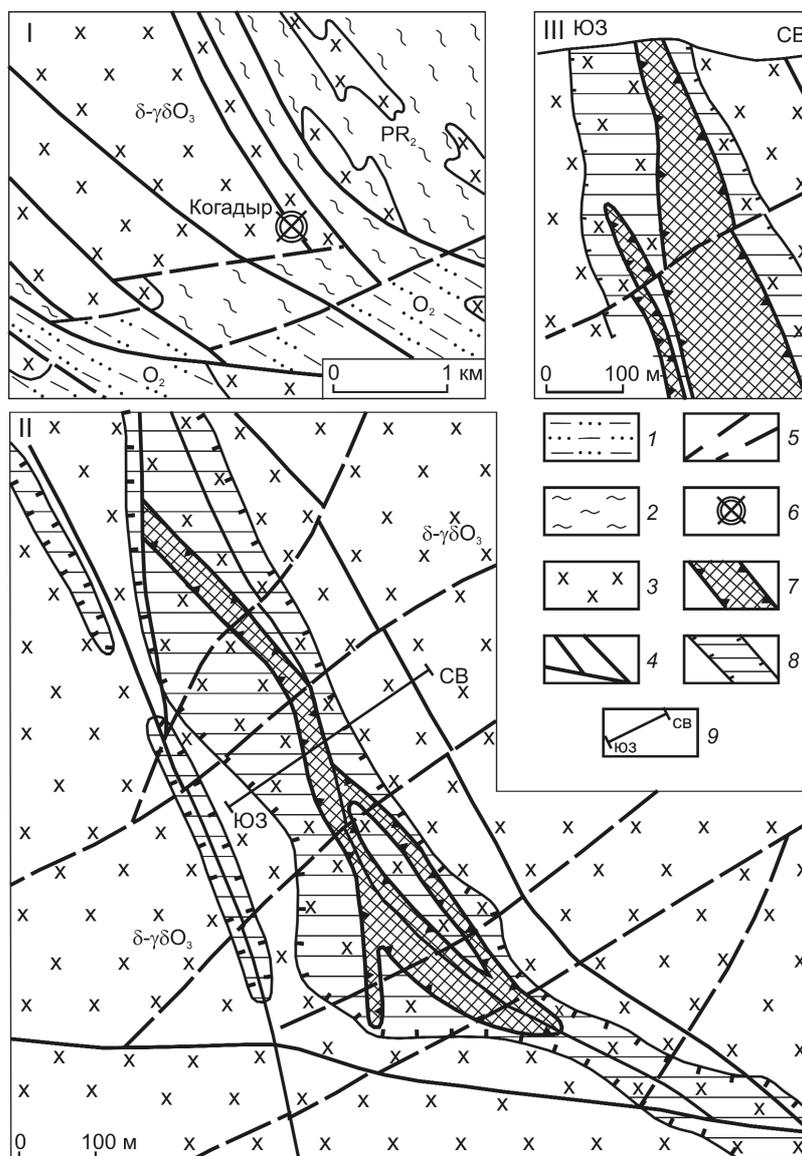


Рис. 2. Золоторудное месторождение Когадыр в Южном Казахстане:

I — обзорная геологическая схема, II — геологическая карта центральной части месторождения, III — геологический разрез, по материалам АО «Волковгеология»; 1 — среднеордовикские алевролиты, песчаники, туфопесчаники (щербактинская свита); 2 — верхнепротерозойские сланцы, порфириды, яшмокварциты; 3 — верхнеордовикские сиенодиориты, диориты, гранодиориты (курдайский комплекс); 4 — разломы северо-западного направления; 5 — разломы северо-восточного направления; 6 — месторождение Когадыр; 7 — золоторудный штокверк; 8 — калиевая аномалия по изолинии 4,0% (по данным площадной спектрометрии); 9 — линия геологического разреза

Золоторудные штокверки тяготеют к региональным шовным зонам, разделяющим крупные литосферные блоки земной коры. Так, Васильковское месторождение приурочено к северному окончанию Кокшетау-Улытау-Каратау-Срединно-Тяньшаньской зоны, Когадыр — к Кордай-Моинкумской, Джеруй — к Ишим-Нарынской, Джилао и Зармитан — к Южно-Тяньшаньской зонам.

Локальные магмо- и рудолокализирующие признаки — морфоструктурные узлы широкого диапазона: купола, кольцевые деформации, надвиги, зоны смятия второго и третьего порядков, каркасы разломов, перегибы и замыкания складок и т.д.

Основные структурные элементы Васильковского рудного района (Северный Казахстан) — северо-восточная периферия Кокшетауского террей-

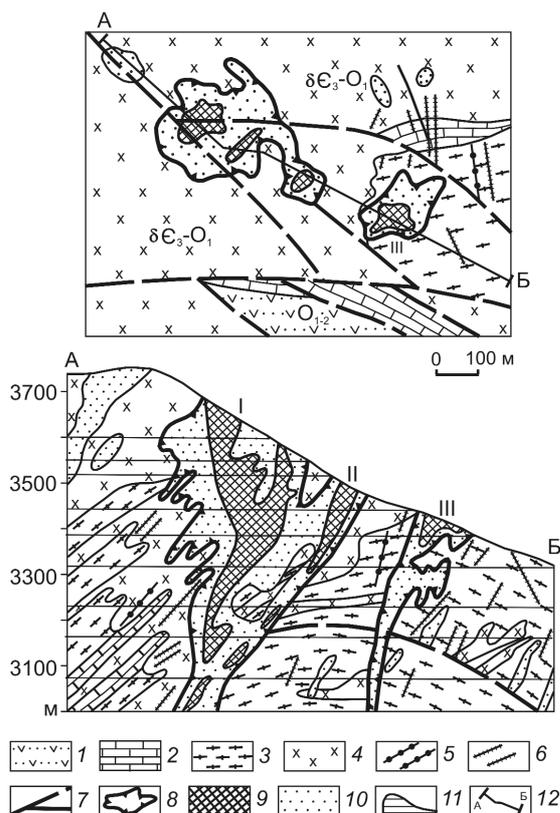


Рис. 3. Геологическая схема (вверху) и геологический разрез (внизу) золоторудного месторождения Джеруй в Кыргызской Республике, по В.В.Никонорову и др.:

I — туфы андезитовых порфиритов, O_{1-2} ; породы среднего рифея: 2 — доломиты, 3 — кварцевые песчаники, кварцево-сланцевые сланцы; 4 — кварцевые диориты и диориты Чичкано-Колбинского интрузива, C_2-O_{1-2} ; дайки и жиллообразные тела: 5 — диабазовых порфиритов и спессартитов, 6 — кварцевых порфиров, аплитов; 7 — разломы; 8 — участки штокверкового оруденения (I — Северо-Западный, II — Центральный, III — Юго-Восточный); содержания Au, г/т: 9 — >2, 10 — 1–2; 11 — штольневые горизонты; 12 — линия геологического разреза

на, Северо-Кокшетауская эллипсовидная купольно-кольцевая структура размером 55×30 км, осложненная куполами второго порядка, узел пересечения региональных разломов северо-западного (Донгульгагашский, Алексеевский), северо-восточного (Васильковско-Березовский) и широтного (Широтный) направлений [5, 9].

Месторождение Кодадыр (Южный Казахстан) находится в зоне эндоконтакта интрузива сиенодиоритов, диоритов и гранодиоритов, на пересечении разломов северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений (рис. 2).

Месторождение Джеруй выполняет купольную структуру в узле пересечения субширотной

Ичкелетау-Сусамырской зоны смятия с радиальными и дуговыми разломами и роями даек кислого состава (рис. 3).

Месторождение Джилао располагается на восточном периклинальном замыкании Чинорсайской брахиантиклинали, ядро которой сложено одноименным массивом среднекаменноугольных гранитоидов, а крылья — ниже- и среднепалеозойскими терригенно-карбонатными осадками. Рудный штокверк контролируется зонами дробления и системами разрывов субширотного и северо-восточного азимута, коленообразным перегибом дайки диоритовых порфиритов (рис. 4).

Важнейшими структурами *Зармитанского поля* являются рудоконтролирующая Караулхана-Зармитанская зона смятия субширотного простирания, осложняющая южный контакт Кошрабадского интрузива, и оперяющие ее рудовмещающие сколовые разрывы запад-северо-западного (месторождение Зармитан) и северо-восточного (месторождение Гужумсай) направлений [2].

Выражение в геофизических полях и глубинных тектонических структурах. Васильковское месторождение и его аналоги находятся в зоне северо-западного Донгульгагашского разлома в гибри-

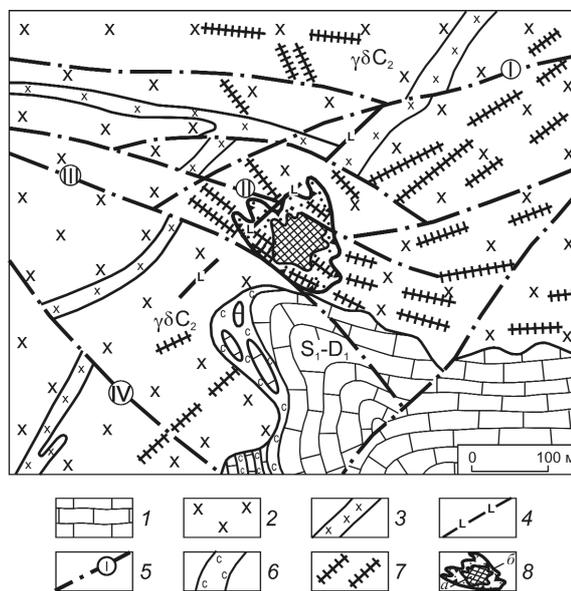


Рис. 4. Геологическая схема золоторудного месторождения Джилао в Таджикистане, по А.Б.Зайнукову и др.:

I — карбонатная пачка, S-D₁; 2 — каменноугольные габбро-диориты, гранодиориты Чинорсайского массива; дайки порфиритов: 3 — диоритовых, 4 — диабазовых; 5 — разломы (I — Дайковский, II — Андезакский, III — Джилаоский, IV — Безьямный); 6 — шеелитонесные скарны; 7 — кварцевые жилы; 8 — золоторудный штокверк (a — внутренняя обогащенная зона, б — внешняя зона пониженной золотонности)

дизированных интрузивных породах повышенной намагниченности. Золоторудные объекты размещаются на переходе от положительных гравитационных аномалий к отрицательным. Первые фиксируют слабо гранитизированные породы фундамента, вторые — интенсивно гранитизированный субстрат. Васильковский район тяготеет к мобильной тектонической зоне на контакте гранитогнейсового купола и фемического (зеленокаменного) блока пород фундамента. Эта зона, располагающаяся над областью локального подъема поверхности Конрада и локального прогиба поверхности Мохо, глубинными корнями связана с линзой гранулит-базальтового слоя повышенной мощности (24–26 км). По В.Н.Любецкому, линза имеет магматическое и метасоматическое происхождение, формировалась при активном участии восстановленных флюидов, базальтовых и андезитовых расплавов.

Месторождение Когадыр приурочено к полосе знакопеременных аномалий магнитного поля северо-западного простирания. Линейный золотоносный штокверк обрамляется калиевой аномалией 3,5–4% и более (площадная гамма-спектрометрия) (см. рис. 2).

Месторождение Джилао выражено в геофизических полях: аномальном магнитном, пониженных электросопротивлений, повышенной поляризуемости, гамма-спектрометрии. Рудоносный пояс даек северо-восточного направления подчеркивается конфигурацией изолиний магнитного поля [6].

Для *месторождения Зармитан* характерна связь с зоной разуплотнения пород фундамента, вытянутой вдоль хребта Северный Нуратау с юго-востока на северо-запад [2, 10].

Рудное поле Форт Нокс фиксируется отрицательной гравиметрической (гранитоидный шток), положительной магнитной (ореол пирротинизации), калиевой (дорудная калишпатизация) аномалиями.

Магматизм, дайковые образования. Интрузивы повышенной щелочности (от габброидов до монцонитов и сиенитов), дифференцированные дайковые комплексы с телами аплитов и пегматитов — отличительная черта геологического строения штокверковых месторождений [2, 6, 9, 10, 13].

Большая часть *Васильковского района* сложена вытянутым в северо-западном направлении Северо-Кокшетауским куполовидным позднеордовикским интрузивом зерендинского комплекса (габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, монцониты). Характерны сложные фазово-фациальные переходы и частая перемежаемость пород, полосчатость, шлировые обособления, наличие мигматитов, ветвящиеся апофизы.

Ранние образования габброидного ряда (габбро, габбро-диориты, диориты) характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием, поздние разности кислого состава — пониженными значениями CaO, MgO, ΣFe и Al_2O_3 при повышенной кремнекислотности, высоком содержании суммы щелочей (10–12%), преобладании калия над натрием (до 4:1). В гранодиоритах развита площадная калишпатизация с порфиробластами красного, розовато-серого и серого микроклина, составляющими от 5–10 до 60–70% от объема породы. Среди дайковых образований преобладают мелкозернистые граниты, аплитовидные граниты, пегматиты. Пегматиты слагают пологопадающие маломощные тела и шлировые выделения.

В Чичкано-Колбинском плутоне раннепалеозойского (?) возраста (*месторождение Джеруй*) преобладают субщелочные диориты и кварцевые диориты с повышенным количеством слабоупорядоченного микроклина. Сумма щелочей до 7,5%, SiO_2 57–62%, $K_2O/Na_2O=1,4-1,7$. В пределах плутона отмечаются дайки спессартитов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиритов и аплитов.

Чинорсайский интрузив среднекаменноугольного возраста (*месторождение Джилао*) сложен биотит-амфиболовыми гранодиоритами и монцонитами с подчиненным развитием кварцевых габбро-диоритов, диоритов, граносиенитов и биотитовых гранитов. Дайковая серия — диабазовые и диоритовые порфириты, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты.

Кошрабадский среднекаменноугольный интрузив (*месторождение Зармитан*) представлен тремя фазами: габбросиенит-сиенитовой, граносиенитовой и гранитовой. Большую часть площади слагают породы второй фазы. Породы первой фазы отмечаются в центральной и юго-восточной частях интрузива. Граниты образуют отдельные небольшие штоки. Дайковые породы подразделяются на три группы: монцонит-порфиритов, меланократовых сиенит-порфиритов и сиенито-диорит-порфиритов северо-западного и субмеридионального простирания; сиенито-диоритов, кварцевых сиенитов и сиенит-порфиритов субмеридионального и субширотного направлений; лейкократовых гранитов, аплитов и субщелочных гранитов субширотного простирания. Они локализованы в трещинах, контролирующих размещение золоторудных жил и штокверков.

Многофазный слабоэродированный шток позднемеловых субщелочных гранитоидов *месторождения Форт Нокс* (диориты, монцониты, гранодиориты, граниты) с дайками аплитов и пегматитов — эталон рудоносных интрузивов с наложенной золотой минерализацией штокверкового типа.

Возраст гранитоидов и месторождения сопоставим (90–92 млн. лет). Изотопный состав углерода, кислорода и водорода свидетельствует о магматическом происхождении рудоносных флюидов. Изотопные соотношения свинца и серы золотоносных флюидов близки к таковым калишпата из материнского интрузива [4].

Геологические формации, обрамляющие рудоносные плутоны. Северо-Кокшетауский интрузивный массив, вмещающий гигантский штокверк *Васильковского месторождения*, залегает в метаморфитах ниже-среднепротерозойской зерендинской серии и верхнерифей-вендских углеродисто-терригенно-карбонатных отложениях шарыкской свиты. Породы зерендинской серии представлены эклогитами, гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми, кварц-слюдистыми гнейсами, кристаллическими сланцами, кордиерит-шпинель-кварцевыми гранулитами, характеризующимися повышенными содержаниями редких металлов (W, Bi, Mo, Sn). Фация метаморфизма — высокотемпературная гранулит-амфиболитовая. К низам разреза зерендинской серии приурочено гигантское месторождение технических алмазов Кумдыколь, к верхней части — крупное вольфрамовое месторождение Баян. Шарыкская свита сложена углеродисто-филлитовидными сланцами, доломитами, мраморизованными известняками, телами сидеритов. Для пород средне-низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма характерен повышенный фон Au (по В.В.Уварову, до 15–25 мг/т), As, U, Fe, Pb, Zn, Cu. С отложениями шарыкской свиты в Кокшетауском регионе сопряжены крупные объекты уран-эиситовой формации Косачинное и Грачевское, крупное месторождение олова Сырымбет, мелкие месторождения золото-серебро-барит-полиметаллической формации (Березовское).

Значительную часть *Джеруйского рудного поля* (до 25%) занимают ксенолиты и провесы кровли интрузивного массива, сложенные породами среднего рифея (ортотауская свита) — кварц-слюдисто-амфибол-полевошпатовыми сланцами и кварц-карбонат-микроклин-пироксеновыми породами, образовавшимися в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Чинорсайский золотоносный среднекаменноугольный интрузив (*месторождение Джиллао*) подстилается силур-нижнедевонскими ороговикованными, трещиноватыми, скарнированными породами терригенно-карбонатной формации. В них залегают промышленные рудные залежи скарново-шеелитового типа (см. рис. 4).

Кошрабадский интрузив (*месторождение Зармитан*) вмещают силурийские отложения аспид-

ной формации, содержащие тонкообломочные фации, — филлиты, углеродистые сланцы, прослой пелитоморфных карбонатных пород. Отложения ороговикованы, метамофизованы до серицит-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации, дислоцированы с образованием изоклинальных складок, будинажа и кливажа. В зонах динамометамофизма и межслоевых полостях отмечаются переотложенное углеродистое вещество, метаморфогенный кварц, пирит, сфалерит, галенит.

Гидротермальные изменения пород. Ведущие типы гидротермальных изменений на штокверковых месторождениях — калишпатизация, березитизация и пропилизация. На ряде объектов проявились аргиллизация, альбитизация, хлоритизация и др. [2, 6, 9, 11, 13].

В *Васильковском районе* отмечаются региональные и локальные гидротермалиты. Региональные изменения фиксируются в объеме Васильковского рудного поля, где, по данным АО «Степгеология», картируется зона региональных фельдшпатовитов субширотного простирания размером не менее 15×(6–8) км. Дорудный калишпат представлен метакристаллами микроклина в интрузивных породах и полевошпатовыми линзами в прототектонических трещинах. Региональные березиты (кварц, серицит, хлорит, карбонат) образуют приразломные линейные тела до (15–20)×2,5 км, частично перекрывающие калишпатизированные породы. По обрамлению калишпатитов и березитов располагаются пропилиты и пропилизированные породы с кварцем, карбонатом, альбитом, хлоритом, эпидотом, пренитом.

Локальные метасоматиты (калишпатиты, березиты, альбит-хлоритовые породы) занимают закономерное положение относительно рудного штокверка Васильковского месторождения. Калишпатиты интенсивно проявлены на средних и глубоких горизонтах. Дорудная калишпатизация представлена сериями субпараллельных жил и прожилков кварц-микроклинового состава, максимально развитых в осевой части штокверка. Порода в таких зонах приобретает пегматоидный облик. Синрудный микроклин развит по обрамлению золотоносных кварц-арсенопиритовых и арсенопиритовых жилков в виде каемок и полос мощностью до 1–5 см. Самый поздний, переотложенный, калишпат образует маломощные (0,1–0,5 см) извилистые, нитевидные образования, секущие кварц-арсенопиритовые жилы, линзы и гнезда. С калишпатитами ассоциирует вкрапленная золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация.

Березиты (кварц, серицит, мусковит, карбонат, хлорит, пирит, арсенопирит) размещаются на сред-

них и верхних горизонтах гипсометрически выше калишпатитов. Стрoение березитовых тел (зоны от периферии к центру): хлорит-карбонат-серицитовая – кварц-хлорит-серицитовая – кварц-серицит-мусковитовая – осевая монокварцевая с серицитом и сульфидами железа и мышьяка. Березитовый ореол превышает размеры рудного штокверка. В березитах совмещены две минеральные ассоциации: ранняя вкрапленная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и поздняя жильно-прожилковая золото-кварц-полиметаллическая (самородное золото, кварц, блеклая руда, галенит, тетрадимит). Максимально продуктивное оруденение локализовано в участках совмещения березитов и калишпатитов. Хлорит-альбитовые метасоматиты развиваются на самых верхних горизонтах, прослеживаются по восстановлению рудоносной структуры на сотни метров [12].

На *месторождении Джеруй* присутствуют кварц-калишпатитовые и каолинит-серицит-карбонатные метасоматиты. Первые развиты в зальбандах прожилков золотоносного кварца в виде каемок мощностью до 1 см, состоящих из тонкозернистого кварца с зернами адуляроподобного полевого шпата. В участках со штокверковым окварцеванием объем ранних метасоматитов возрастает, выполняя пространство между золотоносными жилками. Каолинит-серицит-карбонатные изменения сопровождаются слабозолотоносной серебро-полиметаллической минерализацией, а также пострудные кварц-карбонатные жилы и прожилки северо-западного направления.

Гранитоиды *месторождения Джилао* калишпатизированы, серицитизированы, окварцованы, альбитизированы, аргиллизированы, эпидотизированы. Интенсивно выражено жильно-прожилковое окварцевание. На верхних горизонтах отмечается грейзенизация. Прожилиты (хлорит, альбит, эпидот) выходят за пределы штокверка. Поздние аргиллизация и цеолитизация развиты незначительно на верхних горизонтах. Рудоносная зона (штокверк) характеризуется привносом SiO_2 , K_2O , CO_2 , S, As и выносом Na_2O и Al_2O_3 .

На *месторождении Зармитан*, по Э.Б.Бертману, В.А.Хорвату, присутствуют альбит-хлоритовые метасоматиты, калишпатиты, березиты и аргиллизиты. Альбитизированные и хлоритизированные породы фиксируются в зальбандах убогосульфидных и бессульфидных золото-шеелит-кварцевых жил в виде полос густо-зеленого цвета мощностью до 1–2,5 м. Калишпатиты мощностью до 1–2 м проявлены вдоль золотоносных кварцевых жил, обогащенных сульфидами. Они имеют светло-желтую, розовато-желтую и розовую окраску, содержат значительное количество золота, W, Bi, As, Ag и Pb.

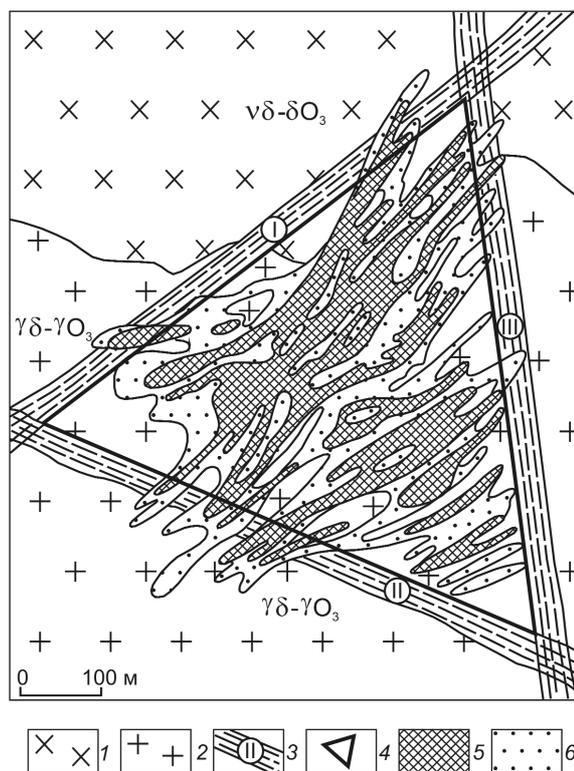


Рис. 5. Золоторудный штокверк Васильковского месторождения (план), по материалам ТУ «Севказнедра»:

1 — габбро-диориты и диориты; 2 — гранодиориты и плагиограниты; 3 — рудоконтролирующие системы разрывов (I — Березовско-Васильковская, II — Донгуль-агашская, III — Субмеридиональная); 4 — равносторонний треугольник, образованный рудоконтролирующими разрывами (вмещает основной объем штокверка); концентрации Au, г/т: 5 — >1,5, 6 — 0,8–1,5

Березиты (серицит, кварц, карбонаты, глинистые минералы, пирит) приурочены к кварцевым жилам с золото-сульфидно-полиметаллической минерализацией. Березитизация наиболее полно выражена на участках, где стержневые кварцевые жилы меняют мощность и простирание, разветвляются на системы мелких прожилков, переходят из одних пород в другие. Аргиллизиты фрагментарно встречаются среди березитов, образуя гнезда и прожилки мощностью 0,3–0,5 см. На месторождении с запада на восток, в соответствии со структурной и минералого-геохимической зональностью, ранние альбит-хлоритовые и калишпатсодержащие метасоматиты сменяются поздними березитами и аргиллизитами.

Золотоносные штокверки (форма, параметры, рудоносность). Рудный штокверк Васильковского месторождения приурочен к контакту габбро-диоритов и диоритов с роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами. В

плане он «вписывается» в равносторонний треугольник с длиной стороны 670 м, образованный тремя системами рудоконтролирующих разрывов и трещинных зон: северо-западной Донгульгагашской 320°, северо-восточной Березовско-Васильковской 40–45° и Субмеридиональной 340–350° (рис. 5). В разрезе штокверк имеет форму виноградной кисти. Его вертикальный размах до 1–1,5 км, средние содержания Au 3–5 г/т. Штокверк Васильковского месторождения и аналогичные ему рудные залежи (Форт Нокс, Джеруй и др.) — яркий пример «феномена минимизации рудоносного пространства» — природного процесса, при котором крупные запасы полезного ископаемого локализуются в чрезвычайно малых геологических объемах [4].

Золотоносный штокверк *месторождения Джеруй* (участки Северо-Западный и Центральный) имеет форму опрокинутого конуса с сечением основания 250–300 м, высотой не менее 750 м. Среднее содержание Au 4,71 г/т. Наиболее высокие концентрации золота связаны со стволовым кварцевым телом. На верхних горизонтах рудовмещающими являются кварцевые диориты и диориты. На глубоких горизонтах оруденение распространяется на древние сланцы, песчаники и доломиты (см. рис. 3).

Кварцевый штокверк *Джиласоского месторождения* эллипсоидной формы, вытянутый по азимуту 320°, целиком размещается в гранитоидах Чинорсайского массива (см. рис. 4). Он погружается на юго-восток под углами 40–60°. Вертикальный размах не менее 700–800 м. В верхней части штокверка преобладает кварцево-жильная минерализация, в нижней — прожилково-вкрапленная. Среднее содержание Au 1,7 г/т. В контурах промышленных руд учтены запасы триоксида вольфрама и серебра [6].

Рудные тела *месторождения Зармитан* подразделяются на жильные (преобладают), линейные штокверки и плитообразные минерализованные залежи [2, 10]. Жилы и жильные зоны в щелочных интрузивных породах отличаются выдержанностью параметров (средняя длина 1,2 км, мощность до 1–3 м, содержание Au около 10 г/т), повышенной концентрацией шеелита и пониженной — сульфидных минералов. По падению кварцевые жилы переходят в многоярусные линейные штокверки (мощности десятки метров, содержания Au первые грамм на 1 т). Такие штокверки характерны и для дислоцированных терригенных пород восточного экзоконтакта Кошрабадского интрузива, где они образуют ансамбли крутопадающих линзовидных кварцевых жил с изменчивыми по форме кварц-сульфидными прожилками и зонами минерализации. Здесь увеличиваются параметры орудене-

ния и содержания сульфидов при снижении концентраций вольфрама.

Промышленный изометричный штокверк *месторождения Форт Нокс* диаметром 500 м представлен сетью тонких взаимопересекающихся (длины миллиметра) золотоносных кварцевых прожилков в гидротермально измененных гранитоидах мелового возраста. Внутри штокверка развиты маломощные (0,1–0,2 м) кварцевые жилы со средним содержанием Au 15 г/т, которые известны более 70 лет. Запасы золота в этих жилах составляли первые тонны, поэтому Форт Нокс многие годы не привлекал к себе должного внимания. В конце 80-х годов на объекте была проведена литохимическая съемка, выявившая комплексную аномалию Au, Bi, W, As, Mo, Te и Sb, и пробурены сотни скважин. Форт Нокс был переведен в разряд крупных штокверковых месторождений с запасами Au более 250 т (см. рис. 1). Среднее содержание Au в штокверке 0,9 г/т, борт 0,5 г/т. Ежегодно из руд Форт Нокса добывается около 10 т золота [1, 4].

Минеральные ассоциации, самородное золото, минералого-геохимическая зональность. Для *Васильковского месторождения* характерны минеральные ассоциации: дорудная пирит-пирротин-марказит-кварцевая; рудные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая (с пирротинном, леллингитом, халькопиритом), золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая (с молибденитом, шеелитом, кубанитом, самородным висмутом, висмутином, тетрадимитом, смешанной блеклой рудой), золото-полиметаллическая (с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом); пострудная кварц-карбонат-антимонитовая. Пирит и арсенопирит (95–98%) развиты во всех ассоциациях, но в основном концентрируются в кварцевых жилах и прожилках. Пирит образует просечки, агрегативные скопления, кубические и кубооктаэдрические кристаллы, содержащие тонкие зерна самородного золота и висмутитина. Арсенопирит слагает жилки, розетки, гребенчатые образования, линзо- и гнездообразные скопления, вкрапленность в кварце и гидротермально измененных породах. Формы арсенопирита — порфири-бластовые и гипидиоморфнозернистые выделения, игольчатые, короткопризматические и бипирамидальные кристаллы размером от 0,00*n* до 2–4 мм. Минерал содержит Au (до сотен грамм на 1 т), Ag (5–50 г/т), Bi (до 100–300 г/т), Pt (0,3–0,5 г/т), Cu, Pb, Zn, Co (до 0,01–0,1%), Mo (до 20–50 г/т). Арсенопирит верхних горизонтов обогащен Sb, Ag, Cu, средних и глубоких горизонтов — Zn, Mo, Bi, Co, Ni. Высокие концентрации золота и сопутствующих элементов характерны для мелкозернистых разновидностей арсенопирита [9].

Основная масса самородного золота связана с пирит-арсенопирит-кварцевой и висмутин-пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциациями. Преобладают две генерации золота: заключенная в арсенопирите и свободная в кварце. Золото мелкое (десятые доли микрометра—0,12 мм), образует округлые, каплевидные, амебообразные, комковидные и неправильные выделения, ромбододекаэдрические кристаллы и их сростки.

Зональность парагенетических ассоциаций: пирит-пирротин-марказит-кварцевая развита преимущественно на средних и глубоких горизонтах; золото-пирит-арсенопирит-кварцевая и золото-висмутин-пирит-арсенопирит-кварцевая выполняют стволую зону; золото-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонитовая тяготеют к верхним горизонтам.

Вертикальная упорядоченность минералов-индикаторов (снизу вверх): пирротин, марказит, шеелит, молибденит – висмутин – арсенопирит – полиметаллические сульфиды – антимонит. Зональность блеклых руд: смешанная блеклая руда – теннантит – тетраэдрит. С глубиной возрастают пробность самородного золота (от 840 до 900–950%) и размер его выделений (до 0,1–0,12 мм).

Осевое положение в геохимической модели Васильковского месторождения занимает рудоносное Au-As-Bi ядро, которое на средних и нижних горизонтах облекается Mo-W зоной, на средних и верхних — Au-As-Ag (с Cu, Pb, Zn, Sb, Hg). Обобщенный ряд геохимической зональности: W – Co – Mo – Pb – Au, Bi – Sb – As, Ag – Cu – Hg. Основу этого ряда образуют четыре геохимические ассоциации: нижнерудная Co-Mo-W, главная продуктивная Au-Bi-As-Ag, верхнерудная полиметаллическая Cu-Pb-Zn-Bi и надрудно-верхнерудная As-Ag-Sb-Hg. Контрастные показатели вертикальной зональности, по А.А.Шиганову, М.С.Рафаиловичу, — отношения $(Hg \cdot Cu \cdot Ag) / (Mo \cdot W \cdot Co)$, $(Hg \cdot As) / (Mo \cdot W)$, $(Hg \cdot As) / (W \cdot Co)$.

На *месторождении Джеруй*, по Г.В.Ломачиной, В.Н.Сорокину, развиты следующие минеральные комплексы: ранний золото-редкометалльный (шеелит-молибденитовая и золото-тетрадимит-висмутин-кварцевая ассоциации), поздний золото-серебро-полиметаллический (кварц-арсенопирит-пиритовая, кварц-карбонат-халькопиритовая, кварц-карбонат-галениитовая, кварц-буланжеритовая ассоциации) и пострудный кварц-карбонатный с каолинитом, халцедоном, цеолитом, пиритом и марказитом. Промышленную золотоносность определяет ранний комплекс, поздний имеет подчиненное значение.

Ранний минеральный комплекс слагает стволую кварцевое тело штокверка и сопровождающие

его многочисленные жилы и прожилки. Индикаторы комплекса: шеелит с выделениями размером до 1,5–2 мм, молибденит (пластинки размером десятки микрометров), висмутовые соединения (тетрадимит, висмутин, самородный Bi, теллуровисмутин). Золото присутствует в самородном виде, реже в форме теллуридов. Более 75% золотины имеют размер 5–12 мкм, 3% составляют выделения 0,1–0,5 мм. Золото комковидной, пластинчатой, каплевидной, монокристалльной форм. Высокопробное золото (900–995%) заключено в кварце. Золото, ассоциирующее с висмутовыми минералами, имеют пробу 800–987‰.

Распределение золота в позднерудном серебро-полиметаллическом комплексе неоднородное. Кварц-арсенопирит-пиритовая ассоциация содержит тонкодисперсное золото в сульфидах. В составе кварц-карбонат-халькопиритовой ассоциации, наложенной на раннюю золоторудную, отмечаются ксеноморфные, интерстициальные выделения золота до 30 мкм при разбросе пробности от 722 до 920‰ (среднее 820–840‰). Кварц-буланжеритовая ассоциация содержит золотины размером 20–30 мкм, пробностью 500–650‰ [11].

Структурная зональность выражается в смене с глубиной системы кварцевых жил и прожилков мощным стволым кварцевым телом. На нижних уровнях развиты шеелит-молибденитовая, кварц-арсенопирит-пиритовая и кварц-карбонат-халькопиритовая ассоциации, на среднем и верхнем — кварц-буланжеритовая, на верхнем уровне и флангах — кварц-карбонат-галениитовая и кварц-карбонатная. С глубиной снижается количество теллуридов и увеличивается пробность самородного золота.

Руды *месторождения Джилао* вольфрамсодержащие золото-кварцевые убого-, реже малосульфидные. Минеральные ассоциации: ранние кварц-шеелитовая и пирротин-халькопиритовая, средняя золото-пирит-арсенопиритовая, поздняя золото-полисульфидная и заключительная кварц-карбонат-антимонитовая. Раннее золото I находится в пирите и арсенопирите, позднее золото II ассоциирует с минералами полисульфидной ассоциации: кварцем, тетрадимитом, сульфосолями висмута, халькопиритом. Золотины ксеноморфные, пленочные, пластинчатые, комковые, проволочковидные. Золото в кварце ромбододекаэдрическое, друзовидное. Проба раннего Au до 900‰, позднего до 520–550‰. С глубиной на месторождении уменьшаются число золотоносных жил и их мощность, концентрации Ag, Pb и Cu, размерность выделений самородного золота (>0,25 мм на верхних горизонтах, до 0,02 мм на глубоких), увеличиваются количество сульфидов (от 0,5 до 3–4%), значение пирит-

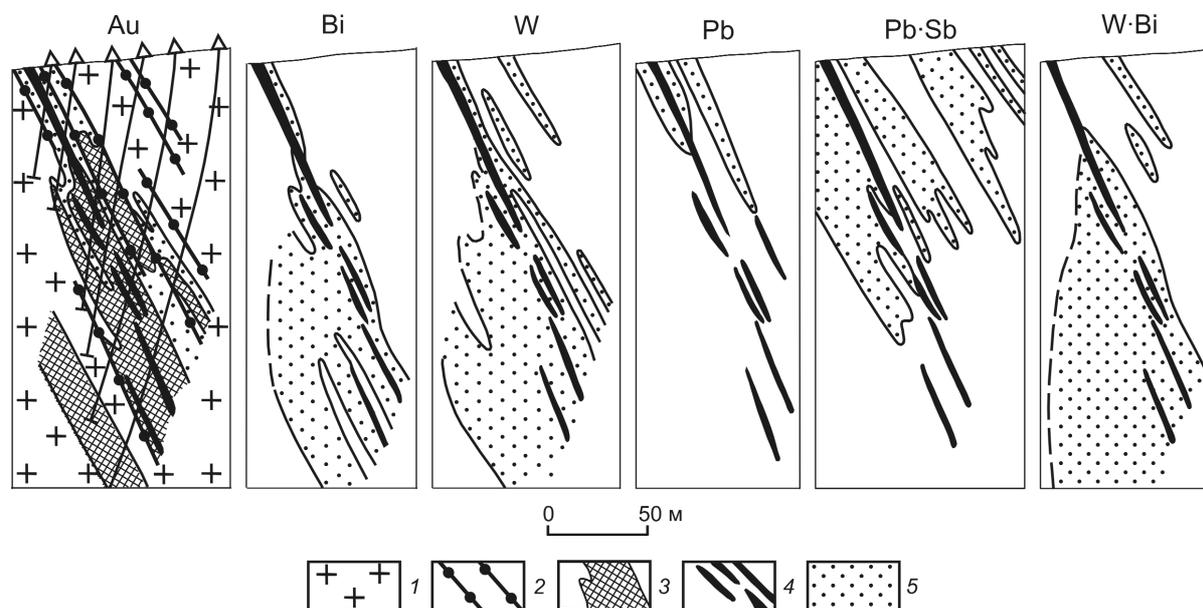


Рис. 6. Эндегенные геохимические ореолы и мультипликативные геохимические показатели в разрезе через месторождения Зармитан в Узбекистане, по Э.Б.Бертману:

1 — граносиениты; 2 — дайки гранодиорит-порфиров; 3 — штокверки; 4 — золоторудные кварцевые жилы; 5 — геохимические ореолы

арсенопиритовой ассоциации, содержания шеелита, молибденита, висмутовых минералов [6].

Золотоносные штокверки месторождения Зармитан содержат минеральные ассоциации: дорудную кварц-альбит-хлоритовую, первую продуктивную золото-редкометалльную (самородное золото I комковидной, кристаллической и изометричной форм, кварц, калишпат, шеелит, мальдонит, хедлейит), вторую продуктивную золото-пирит-арсенопиритовую (золото II тонкодисперсное и видимое самородное в связи с сульфидами), полисульфидную (кварц, самородное золото III, галенит, блеклая руда, буланжерит, джемсонит, теллуриды), пострудные кварц-кальцит-антимонитовую и кварц-кальцит-хлоритовую [2, 10].

Самородное золото I имеет размер выделений $0,0n-0,1$ мм, пробу 800–920‰ (среднее 850‰). Золото II с величиной зерен $0,00n-0,1$ мм характеризуются пробой 660–880‰ (среднее 700‰). Золото III, ассоциирующее с галенитом и сфалеритом, отличается пробой 500–675‰. Золото, отложившееся совместно с сульфосолями и теллуридами, имеет пробу соответственно 310–580 и 850–950‰. Формы золота III — комковая, дендритовидная, пластинчатая, размер от первых микрометров до 3,0 мм. Вертикальную минералого-геохимическую зональность месторождения, по Э.Б.Бертману, можно выразить следующим образом (снизу вверх): золото-редкоме-

талльная ассоциация (Mo, W, Bi, Au I, Ag I) — золотопирит-арсенопиритовая (Co, As, Ag II, Au II) — полисульфидная (Zn, Pb, Sb I, Te, Au III) — кварц-кальцит-антимонитовая (Sb II, Ag III, Hg). Индикаторы верхних горизонтов — Pb и Sb, средних и глубоких — W и Bi (рис. 6).

На месторождении Форт Нокс, как и на других золотоносных штокверках, отмечаются несколько стадий минерализации. Основные рудные минералы — самородное золото, шеелит, висмутин, молибденит, арсенопирит, теллуриды [4, 13].

Геохимическая и металлогеническая специализация оруденения. Золоторудные штокверки обладают сходством в составе и последовательности образования минеральных и геохимических ассоциаций, в наборе элементов-спутников. «Сквозные» индикаторы штокверков — золото (самородное, соединения с Te, Bi), висмут (висмутин, самородный висмут, тетрадимит, теллуоровисмутин, мальдонит и др.), вольфрам (шеелит), молибден (молибденит), мышьяк (арсенопирит, теннантит), теллур (хедлейит, тетрадимит, верлит и др.), медь (халькопирит). На верхних горизонтах и флангах умеренно- и слабоэродированных месторождений (Джеруй, Васильковское, Джилао, Зармитан) развита Pb-Zn-Ag-Sb-Hg ассоциация (галенит, сфалерит, буланжерит, джемсонит, антимонит, тетраэдрит и др.). Золото образует наиболее тесные связи с As, Bi и Te (место-

рождения Васильковское, Джеруй, Джилао, Зармитан, Форт Нокс), реже с Sb, Pb, Zn (Джеруй, Зармитан и др.). На Зармитане раннее самородное золото ассоциирует с W (шеелитом). На других месторождениях шеелитсодержащие стадии слабозолотоносны или незолотоносны, однако они представляют интерес как обязательный элемент минералообразующего цикла, предваряющий формирование промышленных концентраций золота. Для Васильковского района характерно параллельное отложение самородного золота и урана [5].

Важной геохимической и металлогенической закономерностью крупных регионов и структурно-формационных зон с золотоносными штокверками является их комплексная специализация. Наряду с золоторудными объектами, в них встречаются месторождения редких металлов, Cu, U, Sb, Hg и других элементов. Кокшетауский регион в Северном Казахстане специализирован не только на Au (месторождение Васильковское), но и на U (Косачинское, Грачевское, Чаглинка), Sn (Сырымбет, Донецкое, Ускен), W (Баян). Металлогенический облик Кендыктасского террейна в Южном Казахстане определяют месторождения Au (Когадыр), Cu и Mo (Шатырколь, Зайсан), U (Курдайское). В Джилаоском районе (Таджикистан) крупный золоторудный штокверк зоны эндоконтакта интрузива генетически и пространственно сопряжен со скарново-шеелитовым оруденением, находящимся в экзоконтактовой зоне. Южно-Тяньшаньская (Туркестанская) шовная зона в Узбекистане, Таджикистане и Кыргызстане включает позднепалеозойские месторождения Au (Зармитан, Джилао), W (Ингичке), Ta-Nb (Тутек, Дельбек), Sb и Hg (Джигикрут, Хайдаркан). Рудный район Фербенкс на Аляске с эталонным месторождением Форт Нокс имеет Au-W-Sn профиль [13]. В перечисленных случаях наблюдается разномасштабное геохимическое подобие (скейлинг) — повторение элементной специализации на уровне металлогенических зон и в объеме конкретных штокверков золота.

Проведенное обобщение позволяет выделить устойчиво повторяющиеся геологические и минералого-геохимические признаки, объединяющие рассмотренные золоторудные штокверки в самостоятельный коммерчески привлекательный геолого-промышленный тип.

К таким признакам относятся:

образование месторождений в обстановке больших глубин в периоды высокой тектонической активности земной коры (коллизонная, постколлизонная стадии);

морфоструктурные узлы длительного развития (купола, кольцевые структуры, шовные зоны,

складчато-надвиговые деформации, каркасы разломов различного порядка, замыкания складок);

яркое выражение в геофизических полях (магнитном, силы тяжести, гаммоспектрометрии);

многофазные интрузивы гранитоидов повышенной щелочности (от габброидов до монцитонитов, сиенитов), имеющие мантийно-коровое происхождение (I-S тип);

дифференцированные дайковые комплексы, включающие тела аплитов и пегматитов;

повышенная и высокая степень метаморфизма вмещающих толщ (кварц-серицитовые и углеродистые сланцы, амфиболиты, гнейсы, скарноиды, роговики);

единый спектр гидротермальных изменений (калишпатизация, березитизация, пропицитизация, на некоторых объектах аргиллизация, альбитизация, хлоритизация);

значительный вертикальный размах — до 0,8–1,5 км;

зональное строение штокверков: вверху жильные и жильно-прожилковые руды, на средних и нижних горизонтах — прожилковые и вкрапленные;

ведущая Au-As-Bi-Te-W-Mo-Cu-U специализация;

подчиненная роль серебро-сурьмяно-ртутно-полиметаллической ассоциации (развита на верхних горизонтах и флангах);

несколько генераций самородного золота;

специфические минералы-индикаторы (висмутин, тетрадимит, шеелит, арсенопирит, молибденит и др.).

Перечисленные признаки могут составить базу прогнозно-поискового комплекса золоторудных штокверков, уточнить направления геологоразведочных работ [2, 5, 7, 8, 11].

В Северном Казахстане наибольший интерес представляет слабоэродированный штокверк Туран, находящийся в 25 км к северо-западу от Васильковского месторождения. Новые штокверки прогнозируются на юго-западном фланге Васильковского района, в Донгульгагашской зоне разломов (полоса проявлений Ельгай-1, Ельгай-2, Чаглинка и др.).

В Кендыктасском регионе (Южный Казахстан) заслуживают внимания Кордай-Шатыркольская и Щербактинская площади, перспективные на выявление рудных объектов — аналогов месторождения Когадыр.

В Северном Тянь-Шане поиски золоторудных штокверков следует сконцентрировать в субширотной полосе каледонских гранитоидов. В Южном Тянь-Шане рекомендуется ревизия дифференцированных интрузивов позднепалеозойского возраста с использованием вышеперечисленных критериев.

Значительное увеличение ресурса Зармитанского рудного поля ожидается за счет оценки его центральной части, флангов и глубоких горизонтов (месторождения Промежуточное, Гужумсай), а также в результате открытия новых объектов в Караулана-Зармитанской зоне смятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В., Горячев Н.А., Егоров В.Н. Золоторудные месторождения, связанные с гранитоидными интрузивами Северо-Востока России // Современные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан. Ташкент, 2007. С. 48–50.
2. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии / Отв. ред. В.А.Нарсеев. – М.: ЦНИГРИ, 1986.
3. Золото Кыргызстана. Т. 2. Описание месторождений / В.В.Никонов, Ю.В.Караев, Ф.Н.Борисов и др. – Бишкек, 2004.
4. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006.
5. Крупномасштабное прогнозирование золотых и золотосодержащих месторождений в активизированных докембрийских блоках и срединных массивах Казахстана / М.С.Рафаилович, В.М.Абишев, Г.М.Козловский и др. – Алма-Ата: Казахский НИИ минерального сырья, 1985.
6. Месторождение Джилао / А.Б.Дзайнуков, А.А.Николов, Б.Я.Вихтер и др. // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М., 1986. С. 217–222.
7. Пирназаров М.М. Состояние, размещение и предпосылки развития минерально-сырьевой базы Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 5. С. 81–89.
8. Рафаилович М.С. Металлогения золота Казахстана // Главный геолог (Мат-лы научной конференции, посвященной 80-летию Ш.Есенова). Алматы, 2007. С. 69–76.
9. Рафаилович М.С., Лось В.Л. Васильковское штокверковое месторождение золота: геологическая и структурная позиции, прогнозно-поисковая модель // Руды и металлы. 2007. № 4. С. 26–36.
10. Рудные месторождения Узбекистана. – Ташкент, 2001.
11. Сорокин В.Н., Ломакина Г.В. Месторождение Джеруй // Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М., 1986. С. 260–270.
12. Чекваидзе В.Б., Берзон Р.О. Полиметалльно-золоторудная формация. Околорудные метасоматиты // Золоторудные месторождения СССР. М., 1990. Т. 5. С. 28–32.
13. Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An Exploration Model for Intrusion-Related Gold Systems // SEG Newsletter. 2000. № 40. P. 5–15.

УДК 553.411 (571.5/6)

© Б.Н.Имамендинов, 2009

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ДОРА-ПИЛЬСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ, ВОСТОЧНОЕ ВЕРХОЯНИЕ

Б.Н.Имамендинов (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Определено положение Дора-Пильского золоторудного поля в региональных структурах, приведены данные о его геологическом строении, морфологии рудных зон, минеральном составе руд, строении и составе самородного золота. Выполнен сравнительный анализ с рудными зонами Наталкинского рудного поля — эталонного объекта-аналога.

Дора-Пильское рудное поле локализовано в восточной части Тарынского рудно-россыпного узла, расположенного в междуречье Большого и Малого Тарына (Оймяконский район, Республики Саха (Якутия)).

В последние годы (2001–2007) силами специалистов Усть-Нерского филиала ГУГПП «Якутскгеология» выполнены поисковые работы с целью вы-

явления золоторудных месторождений на основе переоценки ранее известных проявлений и новых для этого региона руд жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов. Автор в составе группы ЦНИГРИ принимал участие в исследованиях по договорной теме «Факторы локализации золото-кварцевых месторождений Тарынского рудно-россыпного узла» в 2004–2007 гг. В пределах

Дора-Пильского рудного поля проведена переоценка золотоносности серии минерализованных зон дробления и окварцевания [13]. В результате работ обозначены реальные перспективы выявления нового крупного месторождения, основные рудные тела которого представлены минерализованными зонами дробления и окварцевания, включающими ранее известные мелкие месторождения и рудопроявления.

Позиция Дора-Пильского рудного поля в региональных структурах. Согласно современным представлениям [11], Тарынский рудно-россыпной узел расположен в пределах структур зоны сочленения Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины (рис. 1, 2). Границей между этими тектоническими структурами служит Адыча-Тарынский разлом, который прослеживается в северо-западном направлении на протяжении ~1000 км (юго-восточное продолжение структуры — Тенькинский разлом — на территории Магаданской области прослежен более чем на 300 км). Разлом состоит из нескольких ветвей, между которыми заключены отдельные тектонические блоки, выделяемые в качестве самостоятельных геологических структур — Тарынский синклиниорий (Тарынская мегасинклиналь, Тарынская синклинальная зона), Эльгинский брахиантиклинорий (Эльгинский район пологих дислокаций), Нельканский брахиантиклинорий (Сарычевский планорий [3], Нельканский район пологих структур [12]) и др. Ранее проведенные исследования выявили сложное складчато-надвиговое или взбросо-сдвиговое строение этих зон [5].

Осадочные породы, развитые в районе исследований, относятся к образованиям Верхоянского комплекса. Литологический состав пород представлен мелководными песчанисто-алевролитовыми

отложениями позднего триаса и ранней юры (рис. 3; см. рис. 1).

Породы Верхоянского комплекса согласно региональной стратиграфической шкале делятся на лоны, соответствующие по объему ярусам международной стратиграфической шкалы (см. рис. 3). Разделение на толщи проводилось по литологическим признакам при однотипном комплексе фаунистических остатков. Вещественный состав отложений довольно однообразен. Это преимущественно песчаники и алевролиты (включая все переходные различия между ними), небольшое количество внутриформационных конгломератов, аргиллитов (часто называемых глинистыми сланцами). Характерно наличие маломощных линз, прерывистых слоев известковистых песчаников и алевролитов. Породы зачастую содержат растительный детрит, в той или иной мере углефицированный или замещенный кремнеземом, рассеянную («плавающую») гальку кварца, кремней, яшм, кварцитов, кислых изверженных пород.

В отложениях наблюдаются вертикальная и латеральная фациальная изменчивость, изменение мощностей разновозрастных отложений (см. рис. 3). Основные отличия в составе и мощности в разных зонах проявлены в нижне- и верхнекарнийском подъярусах. В Эльгинском и Нельканском брахиантиклинориях нижнекарнийские отложения существенно глинистые с небольшими прослоями песчаников, в Тарынском синклиниории — существенно песчаные с редкими прослоями алевролитов. Соотношения глинистых и песчаных пород в верхнекарнийских отложениях иные: для Эльгинского брахиантиклинория характерно существенно песчаное строение, вплоть до появления линз и прослоев конгломератов, в Тарынском синклиниории незначительно преобладают алевро-

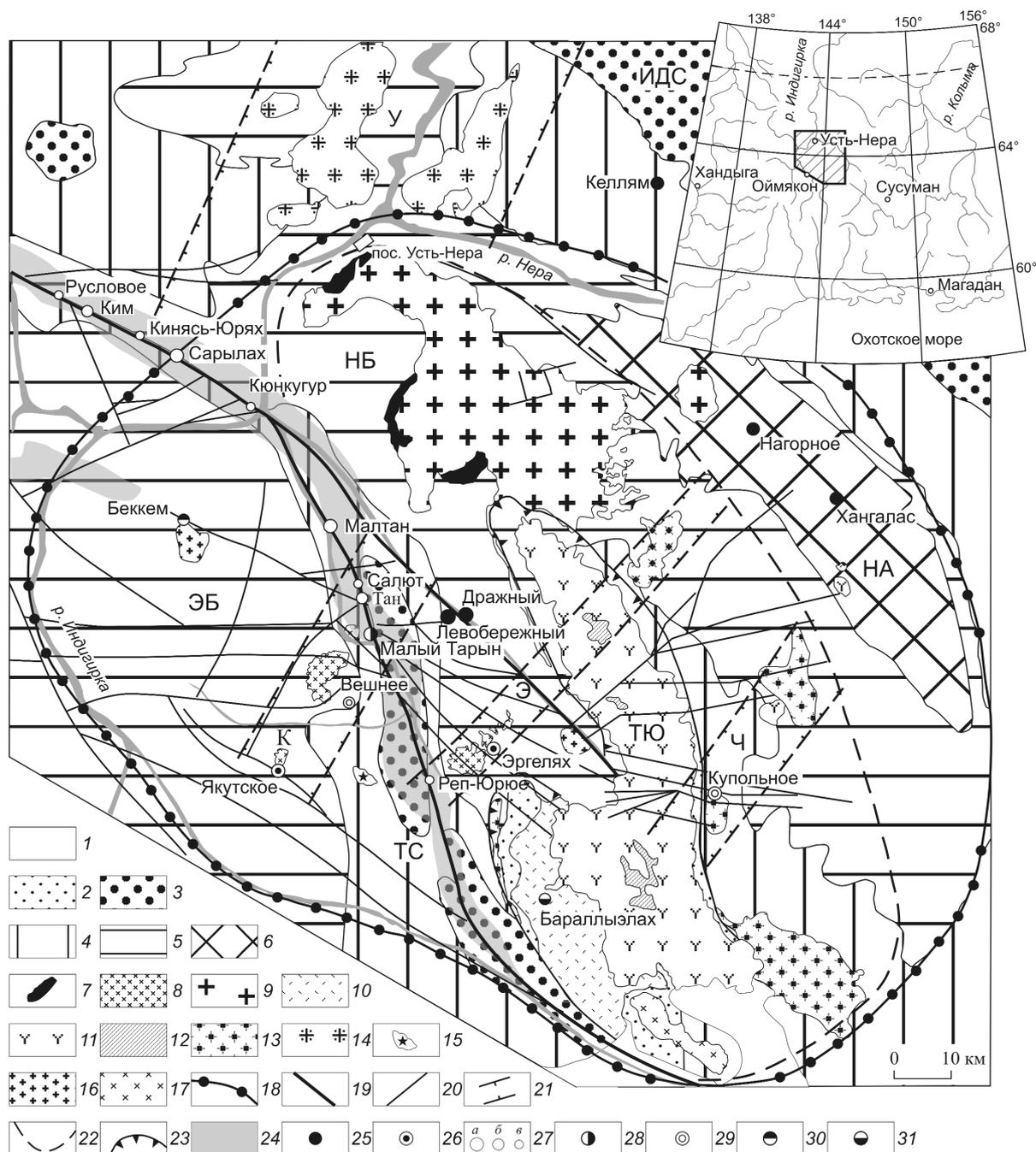
Рис. 1. Положение рудных месторождений на схеме геологического строения Верхне-Индигорской кольцевой структуры, геологическая основа по [10] с дополнениями по [1] и автора:

1 — четвертичные образования; 2 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; терригенные отложения; 3 — ранне- и среднеюрские нерасчлененные, 4 — норийского, 5 — карнийского ярусов верхнего триаса, 6 — среднего и нижнего триаса; магматические комплексы: 7 — позднеюрский диоритовый, 8–10 — раннеэокомовые гранодиорит-гранитный (8), адамеллит-гранитный (9), риолитовый (10), 11–13 — позднеэокомовые дацитовый (11), то же, с микропегматитовыми гранодиорит-порфирами (12), гранодиоритовый (13), 14 — апт-альбский гранит-лейкогранитный, 15 — альбский гранодиоритовый, 16 — сеноманский адамеллитовый, 17 — турон-раннесенонский гранодиорит-порфиоровый; 18 — кольцевой космолинеамент; 19 — Адыча-Тарынская зона разломов; 20 — разрывные нарушения; 21 — поперечные зоны палеораздвигов в основании мезозойд, в том числе скрытых (У — Усть-Нерская, К — Курдатская, Э — Эргеляхская, Ч — Чинкаганская); 22 — Сарычевское кольцо, по [7]; 23 — зоны дуговых разрывов; 24 — положительные линейные гравитационные аномалии, по [9], фиксирующие зоны палеораздвигов в основании мезозойд; рудные месторождения: 25 — промышленно значимые золото-кварцевые, 26 — золото-редкометалльные (Au-Te-Bi), 27 — золото-сурьмяные (а — крупные, б — средние и мелкие, в — рудопроявления), 28 — Тарынское полигенное, 29 — олово-серебро-полиметаллические, 30 — молибден-вольфрамовые, 31 — касситерит-сульфидные; складчатые структуры: НА — Нерский антиклинорий, ИДС — Иньяли-Дебинский синклиниорий, ЭБ — Эльгинский брахиантиклинорий, ТС — Тарынский синклиниорий, НБ — Нельканский брахиантиклинорий, ТЮ — Тарын-Юрхская грабенсинклиналь

литы, в Нельканском брахиантиклинории развиты преимущественно алевролиты с редкими прослоями песчаников.

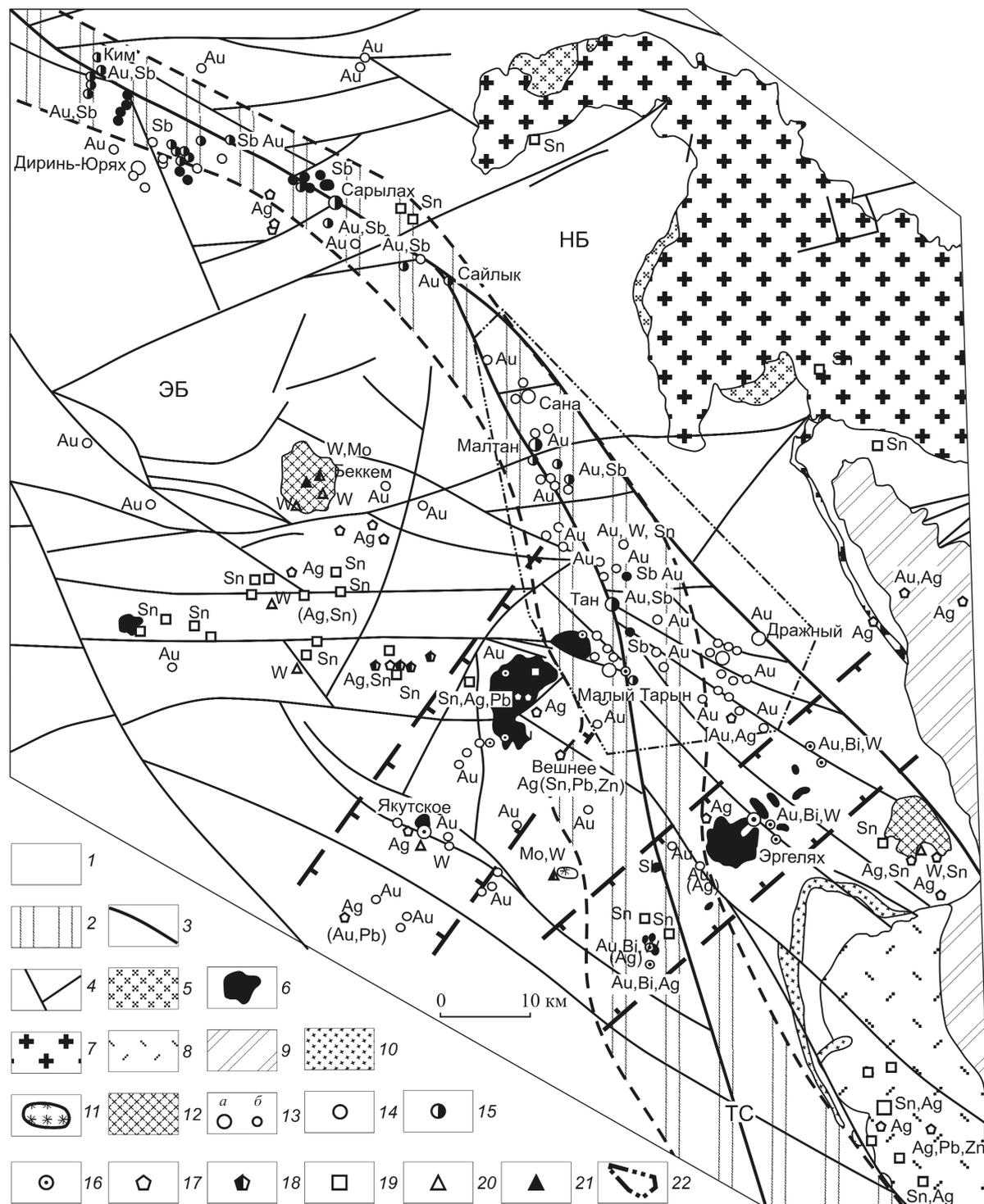
Литологический состав норийских отложений в целом выдержан по всей территории. Отложения разделены на три толщи. Нижне- и средненорийские толщи выделены по комплексам руководящей фауны, представлены переслаиванием песчаников и алевролитов. Нижненорийские отложения выдержаны по фациальному составу. Толща пере-

слайвания средненорийского возраста в Эльгинском брахиантиклинории сложена более тонкозернистыми отложениями по сравнению с однозростной толщей, наблюдаемой в Тарынском синклинии и Нельканском брахиантиклинории. Верхненорийские отложения слабо охарактеризованы фаунистически, представлены монотонной толщей аргиллит-алевролитового состава. Контакты выделенных верхнетриасовых отложений согласные.



Нижнеюрские (J_1h-s) отложения распространены в виде узкой полосы северо-западного направления в осевой части Тарынского синклинория. Представлены алевролитоглинистой толщей с редкими маломощными прослоями песчаников и мало отличаются от подстилающих верхненюрских от-

ложений. Их выделение основано на находках ископаемой фауны геттанг-синемюрского возраста. Мощность их составляет 800–900 м. Нижнеюрская толща завершает разрез мезозойских отложений в районе. Контакты ее с верхнетриасовыми отложениями по данным ГСР-50 последних лет повсе-



стно тектонические. На государственной геологической карте м-ба 1:200 000 Е.П.Данилогорского показано стратиграфическое несогласие, подтверждаемое, по данным автора карты, следами размыва в нижней части нижнеюрской толщи.

В разрезе терригенных отложений района по фациальным признакам можно выделить две формации: флишоидную, охватывающую отложения карнийского яруса, нижнюю и среднюю толщи норийского яруса ($T_3k-T_3n^2$), и верхнюю, включающую верхнюю толщу норийского яруса и нерасчлененные нижнеюрские отложения ($T_3n^3-J_1h-s$). Осадконакопление терригенной флишоидной толщи позднего триаса, по мнению И.М.Гусева (В.В.Аристов и др., 2008 г.), происходило в мелководных условиях краевых частей дельт в фатической зоне без сероводородного заражения осадков, о чем свидетельствуют многочисленные остатки ископаемой фауны и конкреции сингенетического сидерита, развитые обычно в подошвах пластов песчаника. Для верхненорийских и нижнеюрских пород специальные исследования по выявлению условий седиментации нами не проводились.

Породы мезозойского возраста повсеместно претерпели региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. На отдельных локальных участках проявлен контактовый метаморфизм (кордиеритовая и биотитовая фации), вдоль разрывных нарушений терригенные породы в разной степени динамометаморфизованы.

В пределах Эльгинского брахиантиклинория верхнетриасовые породы слагают коробчатые брахиантиклиналы, разделенные узкими щелевидными синклиналими. Для антиклинальных складок характерно соотношение длины и ширины $1/2-1/3$, при этом их осевые плоскости имеют северо-западное генеральное простирание. Антиклинальные складки Эльгинского брахиантиклинория характеризуются пологими крыльями ($5-15^\circ$) и обширными участками сводов, где породы залегают практически горизонтально. Синклиналильные складки, напротив, интенсивно дислоцированы, пережаты до

изоклинального состояния. Осевые плоскости синклиналильных складок часто опрокинуты на юго-запад. Угол падения пород на крыльях $50-70^\circ$. Смежные синклиналильные и антиклинальные складки в большинстве случаев сопряжены по системе субпараллельных сбросов [8].

В пределах Нельканского брахиантиклинория выделяются крупные хорошо картируемые складки. Дислоцированность пород здесь несколько выше, чем в Эльгинском брахиантиклинории. Отношение длин сторон складок составляет $2/3-1/3$, углы падения на крыльях возрастают до $30-40^\circ$. Северо-западное простирание осевых плоскостей складок выражено более четко. Пологие складки I и II порядков осложнены арочными складками шириной до 100 м. Шарниры складок II порядка, как правило, вертикальные, погружаются в направлении их простирания под углами $15-30^\circ$ [4]. Осевая часть брахиантиклинория прорвана Тарынским субвулканом, вытянутым в северо-северо-западном направлении почти на 100 км. Площадь выхода субвулкана составляет ~ 1500 км² [11]. Породы, слагающие субвулкан, представлены преимущественно дацитами, отмечаются бескорневые тела (до 100 м) микропегматитов. Тарынский субвулкан отделен от обрамляющей его области брахиформной складчатости кольцевыми дайками, залечивающими концентрические сбросы. Это позволяет выделить его в качестве самостоятельной структуры — Тарын-Юряхской грабен-синклинали [7]. Дайки сложены гранит-порфирами, диабазами, риолитами, диоритами и гранодиоритами [3, 11]. Верхнетриасовые отложения полого погружаются под субвулкан под углами $30-40^\circ$ [3].

Породы, слагающие Тарынский синклинорий, неоднократно деформированы и протягиваются на 100 км в виде узкой (10–30 км) Z-образно изогнутой в плане структуры (см. рис. 1). Интенсивность дислокаций максимальна в осевой части синклинория, которая образована мелкими дисгармоничными изоклинальными складками и разломами взбросо-надвигового типа. Z-образный изгиб структур сформировался в результате более поздних наложенных левосторонних сдвиговых перемещений по

Рис. 2. Тектоническая схема района междуречья Большого и Малого Тарына с размещением рудных объектов, составлена автором с использованием материалов ГУГГП РС (Я) «Якутскегеология»:

складчатость: 1 — брахиформная, 2 — напряженная линейная, 3 — разломы I порядка; 4 — прочие разрывные нарушения; магматические комплексы: 5 — позднеюрский диоритовый, 6–8 — раннеэокомовые гранодиорит-гранитный (6), адамеллит-гранитный (7), риолитовый (8), 9–10 — позднеэокомовые дацитовый (9), гранодиоритовый (10), 11 — альбский гранодиоритовый, 12 — сеноманский адамеллитовый; 13 — рудные объекты (а — месторождения, б — рудопроявления); 14 — золото-кварцевые месторождения и проявления; 15 — золото-сурьмяные месторождения и проявления; 16 — золото-редкометалльные месторождения и проявления; 17 — серебро-полиметаллические проявления; 18 — олово-серебряные проявления; 19 — касситерит-сульфидные месторождения и проявления; 20 — вольфрамовые и 21 — молибденовые грейзеновые проявления; 22 — граница Тарынского рудно-россыпного узла, по данным ГУГГП РС (Я) «Якутскегеология»; остальные усл. обозн. см. рис. 1

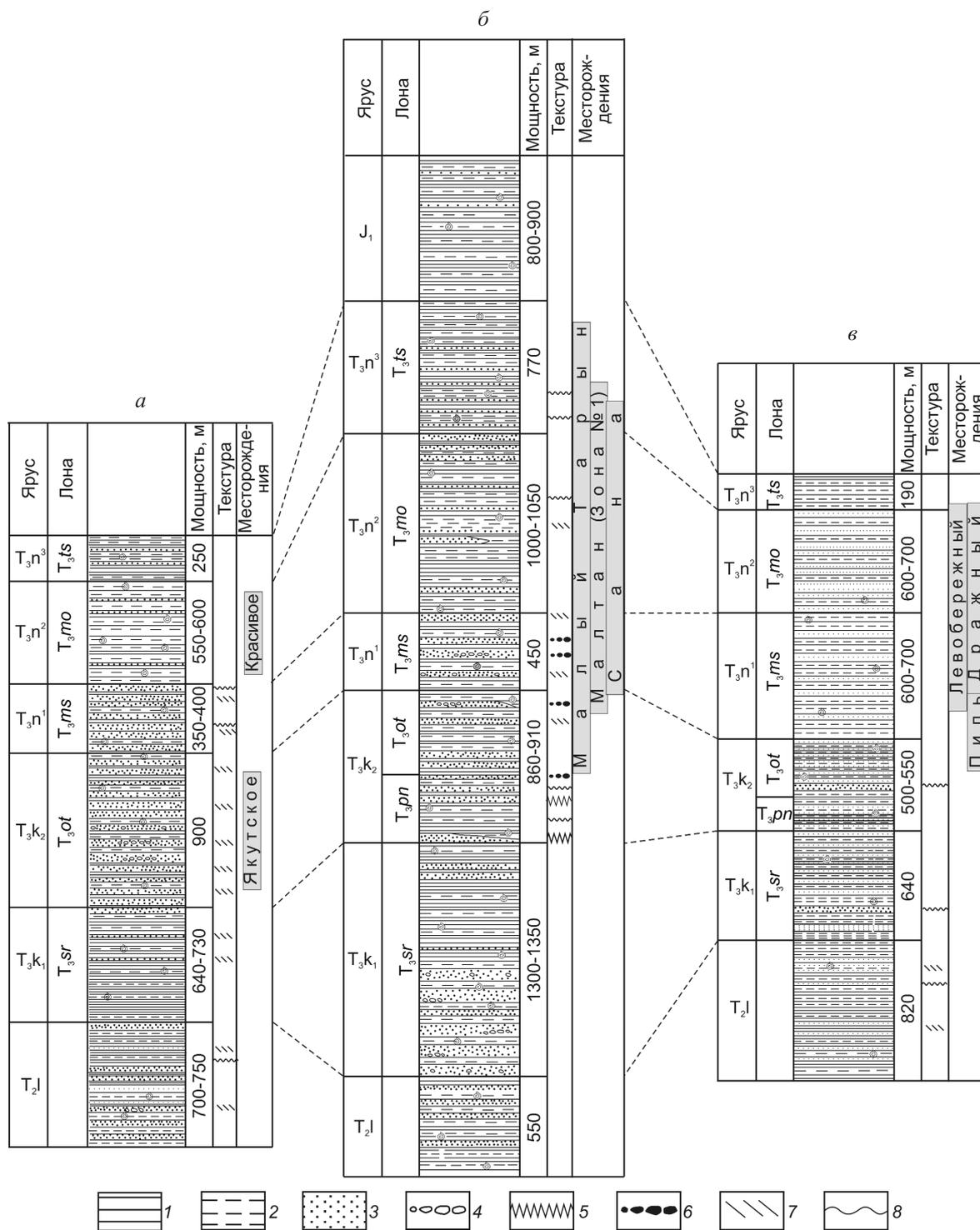


Рис. 3. Литологический состав терригенных образований междуречья Большого и Малого Тарына:

a — Курдатская брахиантиклиналь (Эльгинский район пологих дислокаций); *б* — Тарынская мегасинклиналь (Тарынский синклинорий); *в* — Пильская брахиантиклиналь (Нельканский район пологих дислокаций); 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — прослои и линзы конгломератов; 5 — текстура взламывания слоев; 6 — «плавающая» галька; 7 — косая слоистость; 8 — текстуры оползневые и взмучивания

разломам, трассируемым реками Большой Тарын и Брюнгандэ. Эти разломы ограничивают Тарынский синклиорий с северо-востока (Большетарынский) и юга (Брюнгандинский). С юго-запада от Эльгинской зоны пологих дислокаций он ограничен Мало-Тарыньским разломом. Сдвиговые деформации сопровождались формированием раздвиговых структур северо-восточного простирания, вдоль которых внедрялись раннеэокозовые интрузивы гранодиорит-гранитного комплекса: Самырский (142 млн. лет), Курдатский (142 млн. лет), Эргеляхский (140 млн. лет) и др. Раннеэокозовые интрузивы между речья Большого и Малого Тарына образуют два поперечных ряда — Курдатский и Эргеляхский (см. рис. 1; рис. 2).

В пределах описываемой территории распространены россыпные месторождения золота и касситерита, коренные золото-кварцевые, золото-сурьмяные, золото-редкометалльные, серебро-полиметаллические, олово-серебряные, оловянные, молибденовые, вольфрамовые месторождения и рудопроявления.

Размещение золоторудных объектов подчиняется рисунку глубинных разломов и имеет надвизивно-купольную позицию [9]. При этом Большетарыньская ветвь разломов контролирует локализацию исключительно золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений. Вдоль Мало-Тарыньской ветви разломов концентрируются как золото-кварцевые, так и золото-сурьмяные и собственно сурьмяные месторождения и рудопроявления. Золото-редкометалльные (золото-висмут-теллуровые) месторождения и рудопроявления приурочены к поперечным раннеэокозовым гранодиорит-гранитным интрузивам и локализируются в контакте апикальных выступов массивов или в перекрывающих ороговикованных породах.

Геологическое строение Дора-Пильского рудного поля. Рудное поле включает два участка — Держный в восточной части и Зона Левобережная в центральной (рис. 4, 5). В их пределах выявлены серии сближенных субпараллельных рудных зон северо-западного простирания. По периферии рудного поля известен ряд мелких месторождений и рудопроявлений, представленных межпластовыми жилами 0,3–1,4 м (Пиль, Клык, Возвратный, Стрела) и зоной внутрипластового сетчатого прожилкования (Дора).

Дора-Пильское рудное поле приурочено к северному замыканию Пильской антиклинали, входящей в состав Нельканского брахиантиклинория. Пильская антиклиналь вытянута в северо-северо-западном направлении на 25 км при ширине 12–17 км. Структура рудного поля образована пересечением систем северо-западных и северо-восточных текто-

нических швов. Разрывные нарушения северо-западного простирания являются рудовмещающими.

Рудное поле, по геофизическим данным (Г.И.Кузьмин и др., 1983 г.), расположено в краевой части гранитоидного плутона, залегающего на глубине 2–3 км под рудным полем. Центральная часть рудного поля фиксируется геохимическими аномалиями Au, As, Cu, периферические — аномалиями Pb, Zn, Sn, Sb.

Вмещающие породы представлены песчанистыми алевритами с редкими прослоями песчаников позднеэокозового возраста лоны *Monotis ochotica*. Содержание C_{org} во вмещающих породах варьирует от 0,42 до 1,11%. Породы интенсивно рассланцованы и смяты в мелкие складки двух генераций. Ранние изоклинали складки северо-северо-западной ориентировки, характеризуются пологим погружением шарниров (10–30°) в северо-западном и юго-восточном направлениях. На них наложены поздние присдвиговые аксоноклинали с шарнирами, круто (70–80°) погружающимися к северу (В.В.Аристов и др., 2006 г.). Образование этих складок связано с левосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разломов северо-западного простирания (300–320°), которые сопровождаются широкой полосой золото-кварцевой жильно-прожилковой минерализации. Общая протяженность зоны минерализованных разрывов составляет >5 км. На глубину оруденение изучено скважинами колонкового бурения до 150–200 м.

Морфология рудных тел. Рудные зоны состоят из нескольких субпараллельных, сливающихся и разветвляющихся нарушений, которые располагаются на расстоянии 50–200 м один от другого и ограничивают линзовидные (в плане) блоки пород, в разной степени насыщенные рудными телами различных морфологических типов (В.В.Аристов и др., 2006 г.):

короткие линзовидные жилы кварц-анкеритового состава с вкрапленностью пирита, галенита, сфалерита, тетраэдрита и халькопирита, приуроченные к пологим и горизонтальным трещинам отрыва в осевых частях изоклинали складок. Мощность жил до 0,3–0,5 м, поперечные размеры 1–3 м. Содержание Au в них достигает 103,2 г/т, в среднем 10–15 г/т. Жилы широко рассредоточены на площади и образуют эшелонированные по вертикали системы;

зоны прожилкования, приуроченные к осевым частям складок. Прожилки разностадийные — кварц-хлоритового и кварц-анкерит-серицитового составов выполняют субвертикальные трещины кливажа осевой плоскости. Мощность прожилков в среднем 1–3 см, зон прожилкования 5–10 м при средних содержаниях Au 3–5 г/т;

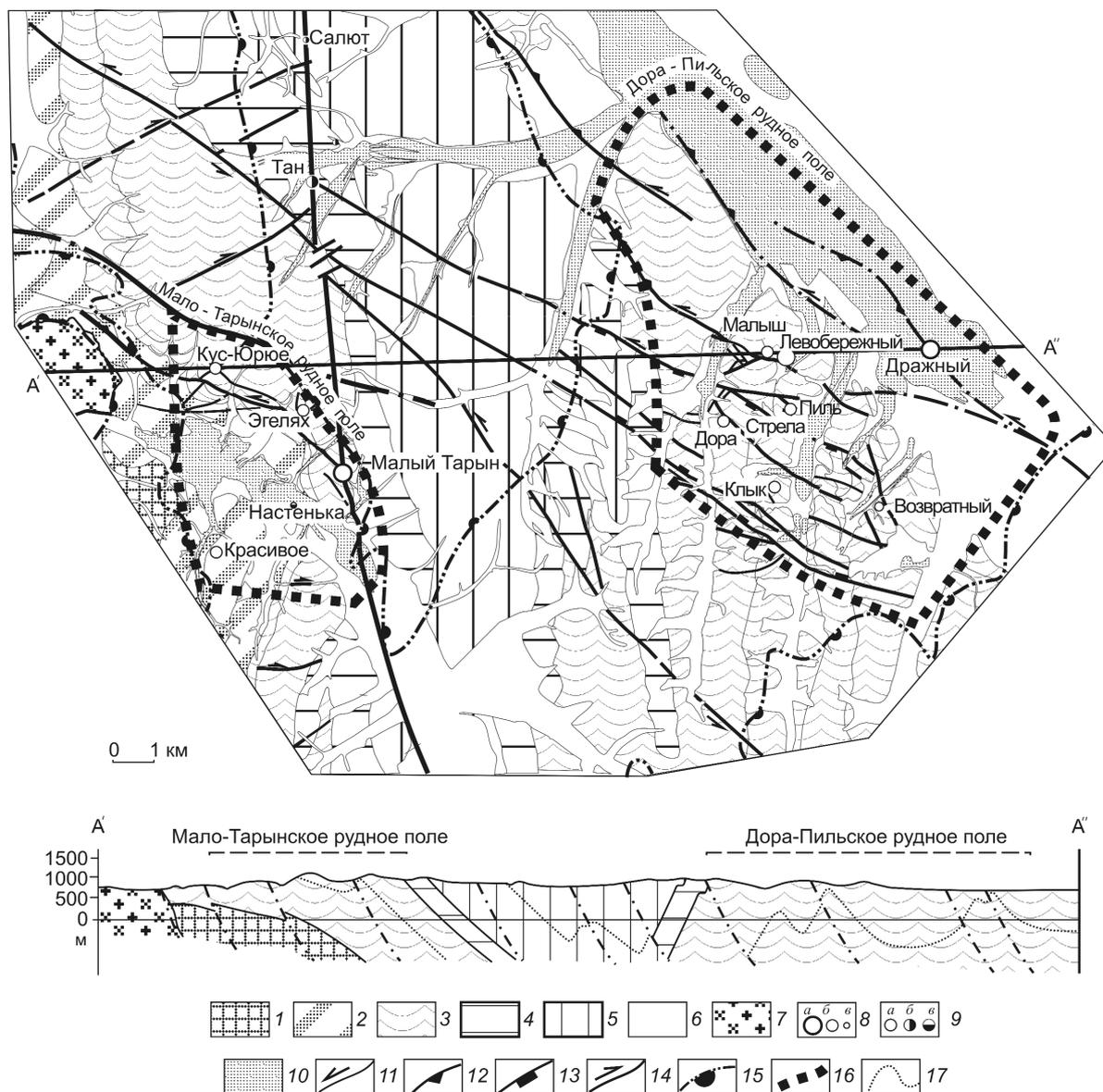


Рис. 4. Геолого-структурная схема и разрез центральной части Тарынского рудно-россыпного узла, составлена с использованием материалов ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», разрез построен автором:

1 — алевролиты с прослоями песчаников, T_3k ; 2 — толща переслаивания песчаников и алевролитов, T_3n^1 ; 3 — песчаники с прослоями алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов, T_3n^2 ; 4 — алевролиты с редкими прослоями песчаников, T_3n^3 ; 5 — алевролиты, J_1h-s ; 6 — четвертичные аллювиальные отложения; 7 — раннеэоконовый шток гранодиорит-гранитного состава; 8 — месторождения (а), рудопоявления (б), пункты минерализации (в); 9 — рудные объекты золото-кварцевой (а), золото-сурьмяной (б), серебро-полиметаллической (в) формаций; 10 — аллювиальные россыпи; рудоконтролирующие северо-северо-западные разломы: 11 — левые сдвиги, 12 — взбросо-сдвиги, 13 — сбросо-сдвиги; 14 — пострудные разломы восточно-северо-восточные правосдвиговой кинематики; 15 — положительные аномалии магнитного поля, интерпретируемые как пирротиновые надынtrizивные купола; 16 — границы рудных полей; 17 — структурные линии на разрезе

субвертикальные зоны смятия и дробления глинисто-щебнистого состава с обломками кварцевых жил и прожилков. Мощность этих крутопадающих зон 5–10 м и более. Их золотоносность определяется главным образом количеством обломков жильно-

го материала с минерализацией продуктивной стадии. По зонам смятия и дробления развиваются линейные коры выветривания глинистого и глинисто-охристого типов гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого с ярозитом составов.

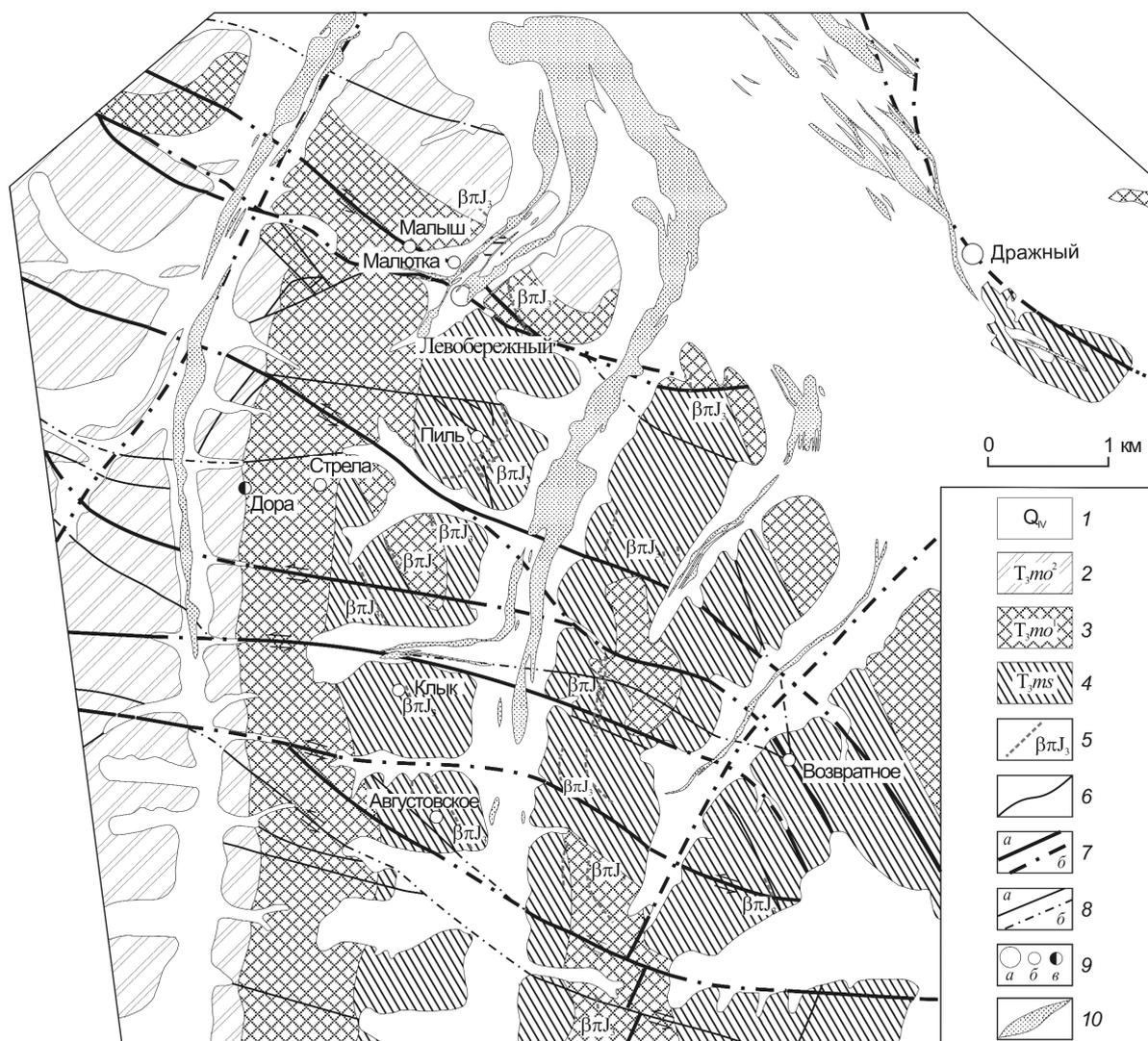


Рис. 5. Геологическая схема центральной части Дора-Пильского рудного поля, составлена с использованием материалов ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология»:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; верхнетриасовые отложения: 2 — верхняя толща лоны *Monotis ochotica* (алевролиты с прослоями песчаников), 3 — нижняя толща лоны *Monotis ochotica* (песчаники, алевритистые песчаники, алевролиты, редкие прослои гравелитов), 4 — лона *Monotis scutiformis* (переслаивание песчаников и алевролитов, редкие линзы конгломератов); 5 — позднеюрские дайки диоритовых, андезитовых и диабазовых порфиритов; 6 — геологические границы; разрывные нарушения: 7 — главные (а — достоверные, б — предполагаемые), 8 — второстепенные (а — достоверные, б — предполагаемые); 9 — золоторудные объекты (а — месторождения золото-кварцевой формации, б — то же, рудопроявления, в — рудопроявления золото-антимонитовой формации), 10 — контуры отработанных россыпей (для участка Дразный вынесены наиболее обогащенные струи)

Минеральный состав руд и последовательность рудоотложения. Минеральный состав рудных зон представлен преимущественно кварцем, слагающим 95–100% жильного выполнения, анкеритом, Mg-сидеритом, хлоритом, серицитом, пиритом, арсенопиритом. В качестве примесей (существенно <1%) присутствуют самородное золото галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, бурнонит и рутил. Среднее содержание сульфидов в руд-

дах 1–3%, редко до 5–7%, преобладают пирит и арсенопирит. Первичные ареолы рассеяния элементов-примесей в пределах рудных зон однотипны и характеризуется аномальными содержаниями Au, Ag, As, Pb.

При изучении гидротермально-метасоматических образований Дора-Пильского рудного поля выделен ряд последовательно сменяющих друг друга стадий минералообразования, включающих

Минералы	Стадии								
	пирит-кварцевая	анкерит-кварцевая	хлорит-кварцевая	серицит-анкерит-кварцевая	пирит-арсенопирит-кварцевая подстадия	золото-полисульфидная	золото-пириметаллическая подстадия	кальцит-кварцевая	каолинит-халцедоновидного кварца
Кварц	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Анкерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mg-сидерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Кальцит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Хлорит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Серицит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Альбит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Каолинит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Рутил	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Пирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Арсенопирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Золото	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Галенит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Халькопирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Сфалерит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Тетраэдрит	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Бурнонит	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Рис. 6. Схема последовательности минералообразования в рудных телах Дора-Пильского рудного поля

1. Химический состав рудного золота коренных рудопроявлений Дора-Пильского рудного поля

Номера образцов	Мас. %				Сумма	Проба	Участок
	Au	Ag	Cu	Hg			
Скв. 129 (3)	84,19	15,05	0,00	0,83	100,07	848	Дражный
Скв. 129 (3)	85,29	15,15	0,05	0,67	101,17	849	То же
Скв. 129 (1)	86,07	13,61	0,06	0,37	100,11	863	«
Скв. 129 (2)	87,48	13,48	0,03	0,28	101,27	867	«
Скв. 129 (2)	87,29	13,34	0,02	0,03	100,68	867	«
B552	97,14	2,98	0,20	0,00	100,14	970	«
B551	97,80	2,98	0,02	0,00	100,80	970	«
B547	98,67	2,46	0,03	0,00	101,16	976	«
Скв. 121 (3)	90,93	8,21	0,00	0,23	99,37	917	Левобережный
Скв. 121 (1)	91,10	7,79	0,00	0,00	98,89	921	То же
Скв. 121 (3)	91,71	7,54	0,10	0,00	99,35	924	«
Скв. 121 (1)	93,47	7,33	0,03	0,62	101,45	927	«
R70/7 (3)	95,51	5,72	0,02	0,00	101,25	943	«
R70/7 (3)	95,35	5,61	0,10	0,00	101,06	944	«
R70/6 (2)	96,84	4,74	0,00	0,31	101,89	953	«
R70/6 (3)	95,40	4,64	0,10	0,00	100,14	954	«
R70/6 (3)	96,23	4,55	0,07	0,36	101,21	955	«
R70/6 (2)	93,74	4,42	0,00	0,00	98,16	955	«
R70 (1)	96,13	4,52	0,11	0,00	100,76	955	«
R70/5 (3)	95,20	4,38	0,03	0,00	99,61	956	«
R70 (1)	97,41	4,42	0,13	0,46	102,42	957	«
R70/5 (3)	94,50	4,28	0,06	0,20	99,34	957	«
R70/5 (2)	95,45	4,18	0,00	0,49	100,12	958	«
K-2/1	93,32	3,89	0,01	0,03	97,25	960	«
Скв. 121 (2)	97,36	4,00	0,01	0,00	101,37	961	«
R70 (3)	95,31	3,85	0,00	0,00	99,16	961	«
R70 (2)	95,23	3,84	0,02	0,04	99,13	961	«
R70/5 (1)	94,89	3,80	0,00	0,58	99,17	961	«
Скв. 121 (2)	95,83	3,72	0,05	0,22	99,82	963	«
K-2/2	96,15	3,70	0,01	0,00	99,86	963	«
R70/7 (1)	96,54	3,70	0,16	0,42	100,82	963	«
R70/6 (1)	96,97	3,70	0,00	0,93	101,58	963	«
R70/6 (1)	96,79	3,68	0,08	0,25	100,79	963	«
2020/1	96,51	3,18	0,06	0,34	100,08	968	«
R70/1	97,72	2,94	0,11	0,00	100,77	971	«
2023/1	93,78	6,08	0,08	0,00	99,93	939	Пиль
R65 (1)	95,69	3,39	0,00	0,00	99,08	966	То же
R65 (1)	97,14	3,21	0,02	0,25	100,61	968	«
R65 (2)	96,07	2,46	0,11	0,20	98,83	975	«
Минимум	84,19	2,46	0,00	0,00		848	
Максимум	98,67	15,16	0,20	0,93		976	
Среднее	93,79	6,18	0,05	0,20		943	
Корреляция с Au		0,97	0,30	0,17			

Примечание. Определения выполнены в МГУ на микрорентгеноспектральном анализаторе «Самбах», аналитик И.А.Брызгалов.

2. Сравнительная характеристика объектов участков Дразный и Левобережный с месторождением-эталоном Наталкинское

Параметры	Участки Дразный и Левобережный	Месторождение Наталкинское, Магаданская область
Региональное положение	Пограничные структуры Верхоянской континентальной окраины: граница структур Тарынского синклинория и Нельканского брахиантиклинория вдоль Адыча-Тарынского (Тенькинского) разлома	Пограничные структуры Верхоянской континентальной окраины: граница структур Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория вдоль Адыча-Тарынского (Тенькинского) разлома
Вмещающие породы	Песчанистые алевролиты, алевролиты, песчаники	Песчанистые алевролиты, дайки и силлы лампрофиров
Рудоконтролирующие структуры	Рудные зоны развиты вдоль минерализованных кулис Большетарынской ветви Адыча-Тарынского разлома, на участке пересечения с коробчатой Пильской антиклиналью	Месторождение приурочено к кулисам крупного Омчакского разлома, к месту их пересечения с осью крупной Тенькинской антиклинали
Рудовмещающие структуры	Зоны смятия, дробления и рассланцевания вдоль взбросов и сдвигов северо-западного простирания	Зоны смятия, дробления, рассланцевания вдоль взбросов и сдвигов северо-северо-западного простирания
Морфология рудных тел	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации; жильно-прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации, жильно-прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления
Жильные минералы	Кварц, доломит-анкерит, слюды, хлорит, полевые шпаты, углистое вещество	Кварц, глинистые минералы и полевые шпаты, слюды, доломит-анкерит, углистое вещество
Главные рудные минералы	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит	Арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, халькопирит
Самородное золото	Свободное, проба от 848 до 976‰	Свободное, мелкое, два класса крупности (-0,16...-0,08 и -1...+0,25 мм), проба 725–775‰ (от 573 до 896‰), наиболее отчетливые пики по зонам 725–750, 675–700, 575–600, 800–825. Мелкодисперсное, связанное в арсенопирите (до 1150 г/т)
Сульфидность руд	1–5%	3,5–6,9%

одну или несколько парагенетических ассоциаций (рис. 6).

Рудное золото является одним из редких рудных минералов в гидротермально-метасоматических образованиях рудного поля. Видимое золото в жилах приурочено к участкам сгущения сульфидной минерализации. При этом золото пространственно сопряжено с ранними сульфидами (пирит, арсенопирит) как эффективными осадителями [2]. Парагенетически золото связано с поздними сульфидами и сульфоантимонитами.

Золото также развито в кварцевых жилах с плосчатой текстурой, где часто наблюдается непосредственно в гофрированных и пластинчатых углистых реликтах вмещающих пород и пустотках крупнозернистого или слабодрузовидного кварца.

Основные морфологические разновидности рудного золота, которые наблюдались нами в пределах Дора-Пильского рудного поля, представлены в основном неправильными формами, подразделяющимися на трещинный (60–65, до 85%), цементационный (20–25, до 60%) и интерстициальный

(10–15, до 50%) типы. На долю идиоморфного типа приходится в среднем 1–5%, однако для жильных субпластовых тел она увеличивается до 10–15%, а в отдельных пробах достигает 35%. Среди неправильных форм выделений золота наиболее распространены пластинчатая и комковидная. На их долю приходится около 80% от общего количества золотин неправильной формы, а в некоторых случаях до 100%. Среди идиоморфных выделений золота преобладают плохо ограниченные индивиды и их сростки (70–95% от общего количества идиоморфного золота в пробе), остальной объем приходится на долю кристаллов и их сростков. Дендритоиды золота в изученных пробах нами не наблюдались.

Крупность самородного золота варьирует в широких пределах от микронных выделений до 10–12 мм. Наиболее крупное золото характерно для жильных и линзовидных тел, в минерализованных зонах дробления и прожилковых зонах преимущественно развито золото размерностью 0,1–0,5 мм и мельче. По классификации Н.В.Петров-

ской [6], на долю мелкого (0,1–0,9 мм) золота приходится 50–90% от общего количества золотин, очень мелкого (0,05–0,1 мм) и пылевидного (0,01–0,05 мм) — от 10 до 40%, среднего (1–2 мм) и крупного (>2 мм) — от 5 до 30%.

Состав самородного золота достаточно устойчив. Основным примесным элементом является серебро, проба золота в целом варьирует в пределах 848–976‰ (табл. 1). Помимо серебра, также отмечаются в незначительных количествах (0,0n–0,1n %) Cu и Hg. Вниз по падению рудных тел проба золота уменьшается. Наиболее отчетливо это наблюдается на участке Дрожный. В прожилках с видимым золотом в плотике россыпи золото имеет пробу 970–975‰, а с глубиной (скв. 129, 77,6 м от ее устья) проба снижается до 848–867‰.

Проведенные структурные и минералогические исследования в пределах Дора-Пильского рудного поля позволяют определить главные формационные признаки (табл. 2) выявленных рудных зон и уверенно отнести их к золото-кварцевой рудной формации. Сходными особенностями геологического строения и составом продуктивных минеральных ассоциаций обладает месторождение Наталкинское, что позволяет рассматривать его в качестве месторождения-аналога.

Главная особенность руд наталкинского типа — сочетание линейных крупнообъемных залежей, которые состоят из каркаса обогащенных золотом жильно-прожилковых кварцево-рудных зон (богатые >10 г/т, средние 2–10 г/т) с неравномерным распределением золота, штокверка тонких кварцевых прожилков с рядовыми рудами (1–2 г/т) со сравнительно равномерным распределением золота и слабозолотоносного (0,8 г/т) межзонного пространства, вследствие чего рудные зоны месторождений этого типа не имеют четких геологических границ, а промышленные контуры устанавливаются главным образом по данным сплошного опробования.

Автор выражает глубокую признательность за разностороннюю помощь в подготовке статьи

и конструктивную критику научному руководителю доктору геол.-минер. наук, профессору М.М.Константинову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акимов Г.Ю.* Геология и генезис золото-кварцевого оруденения Верхне-Индигирского района на примере месторождений Нагорное и Тарынское: Автореф... дис. канд. геол.-минер. наук. — М., 2004.
2. *Гамянин Г.Н.* Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. — М.: Геос, 2001.
3. *Геология СССР.* Т. XXX. — М.: Недра, 1970.
4. *Гусев Г.С.* Структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. — М.: Наука, 1979.
5. *Оксман В.С., Суздальова Н.И., Краев А.А.* Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2005.
6. *Петровская Н.В.* Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
7. *Рудич Г.Н.* Магматизм хребта Сарычева. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
8. *Спрингис К.Я.* Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. — Рига: Изд-во АН Латвийской ССР, 1958.
9. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. — Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005.
10. *Строение и магматизм Верхнеиндигирской кольцевой структуры / А.Г.Бахарев, А.И.Зайцев, Н.И.Ненашев и др. // Отечественная геология.* 1997. № 9. С. 15–19.
11. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. *Тектоническое строение Якутской АССР / К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев и др. — М.: Наука, 1964.*
13. *Узюнкоян А.А., Денисов Г.В.* Перспективы развития золоторудной минерально-сырьевой базы Верхне-Индигирского золоторудного района // Колыма. 2003. № 4. С. 11–20.

ДИСКУССИИ

УДК 553.04:336

© Я.В.Алексеев, 2009

НЕКОТОРЫЕ ФИНАНСОВЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ (ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ)

Я.В.Алексеев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

В рамках VI Всероссийского съезда геологов была проведена научно-практическая конференция «Минерально-сырьевая база России — новый вектор экономического развития». В докладе В.Н.Бавлова и Б.К.Михайлова [1], сделанном на конференции, показано, что за 2004–2008 гг. разовые платежи за пользование недрами по твердым полезным ископаемым в сумме составили 139 млрд. руб. За этот же период из федерального бюджета на воспроизводство минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых израсходовано 23 млрд. руб. Соответственно, на один рубль федеральных затрат приходится более шести рублей поступлений.

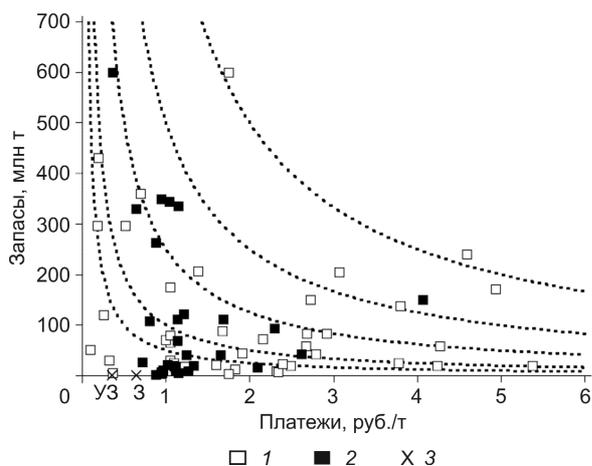
При детальном расчете следует учитывать, что фонд недропользования в Российской Федерации в начале своего функционирования был представлен объектами, обнаруженными в процессе работ Министерства геологии СССР, финансировавшихся из его средств. С вводом в действие системы лицензирования произошло его разделение на две части — распределенную, переданную недропользователям, и нераспределенную, составляющую

федеральный резерв. В настоящее время федеральный бюджет принимает на себя риски ранних стадий геологоразведочных работ (ГРП), в результате которых пополняется нераспределенный фонд. Ценность объектов, передаваемых в недропользование, фактически определяется через аукционные платежи. В то же время, затраты на их выявление в советский период в большинстве случаев установить трудно, тогда как современные и прогнозируемые объемы финансирования из федерального бюджета и внебюджетных источников известны из ряда публикаций. Соответственно, сопоставление затрат на выявление объектов фонда недропользования, в том числе приведенных на единицу массы ресурсов (запасов), с аналогичными величинами поступлений позволяет установить значения некоторых финансовых показателей.

Систематизированная информация по затратам на ГРП и разовым платежам за длительный период доступна прежде всего по месторождениям угля. В работе М.И.Логвинова с соавторами [5] обращается внимание на то, что за 2001–2008 гг. на выявление

1. Затраты на ГРП по углю и разовые платежи за переданные в недропользование объекты, по [3, 5, 6]

Годы	РФ		Кузбасс		Число участков
	Приведенные затраты, руб./т		Приведенные платежи, руб./т запасов		
	УЗ категории С ₂	3 категории А+В+С ₁ +С ₂	Среднее	Диапазон платежей	
2001	0,81	0,09	Нет данных	Нет данных	Нет данных
2002	0,16	0,13			
2003	0,20	0,16			
2004	0,20	0,62	2,58	0,1–20,09	47
2005	0,41	0,64			
2006	0,31	0,48	1,10	0,37–4,07	27
2007	0,87	0,95			
2008	3,12	14,22	Нет данных	Нет данных	Нет данных



Запасы угольных участков Кузбасса и приведенные платежи по ним (исключены четыре участка с диапазоном платежей 15,14–20,09 руб./т):

аукционы: 1 — 2004–2005 гг., 47 участков, 2 — 2006–2007 гг., 27 участков; 3 — затраты на ГРП в 2004–2007 гг. по РФ

прогнозных ресурсов (средства федерального бюджета и бюджетов субъектов федерации) затрачено 1,23 млрд. руб., на прирост запасов (средства внебюджетных источников — недропользователей) — >4,5 млрд. руб. Прогнозные ресурсы выявлены практически во всех федеральных округах (P_2 2,44 млрд. т, P_1 4,71 млрд. т). Приросты запасов категории $A+B+C_1+C_2$ (новые запасы) получены в четырех округах (Северо-Западный, Уральский, Сибирский, Дальневосточный) и составили 6,76 млрд. т.

Годовая динамика приведенных затрат на уголь проиллюстрирована в табл. 1. Поскольку прогнозные ресурсы категорий P_3 , P_2 , P_1 обладают различной достоверностью и не могут суммироваться, для их сопоставления с запасами (З) здесь и далее они пересчитаны в условные запасы (УЗ) категории C_2 по формуле $УЗ=0,125(P_3+2P_2+4P_1)$ [4]. Оба показателя характеризуются тенденцией к росту, причем по запасам она выражена более отчетливо. Наблюдаемые резкие скачки в динамике приведенных затрат в целом обусловлены снижением ежегодных

объемов выявляемых прогнозных ресурсов и приростов запасов угля при одновременном увеличении расходов из федерального бюджета и внебюджетных источников.

Среди основных угольных бассейнов РФ данные по показателям системы недропользования известны только по Кузбассу за 2004–2007 гг. [3, 6]. В обобщенном виде они включены в табл. 1, а частные значения отражены на рисунке. Приведенные затраты по России в этот период на прогнозные ресурсы составили 0,35 руб./т, запасы — 0,65 руб./т. Сопоставив эти затраты с аукционными платежами по Кузбассу (см. рисунок) можно сделать вывод о том, что приведенные показатели последних в целом многократно превышают значения «отраслевой себестоимости».

Кроме того, из рисунка ясно, что приведенные платежи по основной массе объектов были в пределах 3 руб./т, а по 13 из них превысили это значение. Так как указанные объекты представлены преимущественно углями марок ГЖО, ГЖ, Ж, из которых ГЖ и Ж относятся к особо ценным коксующимся, то можно говорить о влиянии фактора качества угля на формирование величины аукционного платежа.

Поступления за пользование недрами по Au, Cu, Ni за 2007–2008 гг. составили в сумме 21,3 млрд. руб. Их приведенные значения даны в табл. 2. Обращает на себя внимание рост величин по Au и Ni при сокращении числа участков. Из этого следует, что объекты, переданные в недропользование в 2008 г., обладали большей ценностью, чем в 2007 г.

По федеральным округам доля затрат из федерального бюджета на ГРП по твердым полезным ископаемым в 2004–2008 гг. составила, %: Сибирский — 36,3, Дальневосточный — 27,2, Уральский — 11,5, остальные — немного более 16. На работы в Мировом океане было направлено 8,8% бюджетных средств. Половина федеральных расходов приходится на благородные металлы и алмазы, четверть — на цветные, черные, редкие металлы [1].

В работе В.А.Алискерова с соавторами [2] приведены итоги анализа структуры общих затрат на ГРП по твердым полезным ископаемым, прогнозируемых на 2007–2020 гг., в сопоставлении с ожидаемыми

2. Приведенные разовые платежи

Полезные ископаемые	Условные запасы категории C_2				Запасы категории $A+B+C_1+C_2$			
	2007 г.		2008 г.		2007 г.		2008 г.	
	Число участков	Средние платежи	Число участков	Средние платежи	Число участков	Средние платежи	Число участков	Средние платежи
Au, руб./г	172	0,29	25	7,74	43	7,75	27	11,95
Cu, руб./г	6	911,7	2	442,2	7	633,5	6	705,6
Ni, руб./г	3	285,5	1	774,4	7	202,3	1	558,2

3. Прогноз приведенных затрат на ГРП в 2007–2020 гг. и фактические приведенные платежи, с использованием материалов В.А.Алискерова с соавторами [2]

Полезные ископаемые	Федеральный округ						Среднее по округам	Аукционные платежи	
	Дальневосточный	Сибирский	Уральский	Приволжский	Южный	Северо-Западный		2007 г.	2008 г.
Аu коренное, руб./г	<u>12,72</u> 10,53	<u>4,81</u> 15,56	<u>5,94</u> 11,09	<u>3,42</u> -	<u>22,53</u> 6,34	<u>2,97</u> 5,70	<u>8,73</u> 9,84	<u>0,29</u> 7,75	<u>7,74</u> 11,95
Аu россыпное, руб./г	<u>14,0</u> 13,48	<u>5,03</u> 22,29	<u>6,51</u> 7,68	<u>12,49</u> -	-	-	<u>9,51</u> 14,48		
Сu, руб./т	<u>132,05</u> 126,09	<u>186,67</u> 62,82	<u>1186,01</u> 250,78	<u>1745,83</u> 2589,97	<u>153,28</u> -	-	<u>680,77</u> 757,42	<u>911,7</u> 633,5	<u>442,2</u> 705,8
Ni, руб./т	<u>1644,53</u> 1883,53	<u>3797,18</u> 1795,38	<u>2044,73</u> 725,55	-	-	<u>-</u> 1862,92	<u>2495,48</u> 1566,85	<u>285,5</u> 202,3	<u>774,4</u> 558,2
Уголь, руб./т	<u>2,42</u> 4,08	<u>0,20</u> 0,33	-	-	<u>2,26</u> 0,19	<u>0,18</u> 0,45	<u>1,27</u> 1,26	<u>3,39</u> 1,37	<u>7,76</u> 18,95
Fe руды, руб./т	<u>-</u> 0,83	<u>2,77</u> 1,24	<u>2,04</u> 1,41	<u>18,65</u> -	-	<u>-</u> 0,91	<u>7,82</u> 1,10	Нет данных	Нет данных

Примечание. В числителе — прогнозные ресурсы (в условных запасах), в знаменателе — запасы; прочерк — отсутствие ГРП.

ми результатами (выявление прогнозных ресурсов и прирост запасов). Ожидаемые затраты на единицу прогнозных ресурсов и прирост запасов ряда полезных ископаемых по шести федеральным округам за прогнозируемый период даны в табл. 3. Наиболее высокие приведенные затраты по выявлению прогнозных ресурсов коренного золота отмечены в Южном федеральном округе (22,53 руб./г при среднем значении 8,73 руб./г), по приросту запасов — в Сибирском федеральном округе (15,56 руб./г при среднем значении 9,84 руб./г). В Южном федеральном округе удельные затраты по приросту запасов также оказываются ниже ожидаемых на прогнозных ресурсах. Это связано с тем, что основные расходы на ГРП приходятся на федеральный бюджет. Наличие «аномальных» отклонений для меди, никеля, железных руд в Сибирском и Уральском федеральных округах обусловлено лучшей эффективностью расходования средств из внебюджетных источников, размер которых многократно превышает федеральные затраты. В результате ожидаемые объемы прироста запасов больше величин прогнозных ресурсов.

Для необходимых сопоставлений в табл. 3 дополнительно включены рассмотренные ранее данные по аукционам за 2007–2008 гг. Из них следует, что только по углю прогнозируемые приведенные затраты в целом меньше фактических платежей (в том же выражении). По никелю наблюдается обратное явление. Для золота и меди характерны оба случая.

Таким образом, предлагаемый подход, основанный на сопоставлении затрат на выявление объек-

тов фонда недропользования, приведенных на единицу массы ресурсов (запасов), с аналогичными величинами поступлений от разовых платежей, может быть использован при оценке эффективности расходования средств федерального бюджета и для определения лимитов бюджетного финансирования геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бавлов В.Н., Михайлов Б.К. Основные результаты изучения и направления дальнейшего развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых России // Руды и металлы. 2009. № 1. С. 6–9.
2. Геолого-экономическое районирование и прогноз развития минерально-сырьевого комплекса в Российской Федерации до 2020 г. / В.А.Алискеров, С.А.Данильянц, В.Л.Заверткин и др. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2008.
3. Кечкин Л.П., Рогова Т.Б., Шаклеин С.В. Кузнецкий угольный бассейн: опыт проведения аукционов и конкурсов на право пользования недрами // Минеральные ресурсы России. 2006. № 2. С. 74–80.
4. Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации / Под ред. А.И.Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2006.
5. Состояние, перспективы воспроизводства и использования угольной сырьевой базы России / М.И.Логвинов, О.Е.Файдов, Г.И.Старокожева и др. // Разведка и охрана недр. 2008. № 9. С. 103–108.
6. Шаклеин С.В., Рогова Т.Б. Кузнецкий угольный бассейн: итоги лицензирования пользования недрами за 2006–2007 гг. // Минеральные ресурсы России. 2008. № 5. С. 45–49.



О ПРИМЕНЕНИИ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОГО МЕТОДА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ*

И.А.Бергман (ВИМС Роснедра Минприроды России)

Отсутствие древних изотопных эталонов, а также изотопных признаков в древних геологических объектах, необходимых и достаточных для создания таких эталонов, — главная причина, блокирующая применение изотопно-кислородного и других изотопных методов к железисто-кремнистым формациям раннего докембрия при реконструкции природы и физико-химических условий их образования.

Статья В.И.Белых и др. [1], посвященная выяснению природы и физико-химических условий образования железисто-кремнистых пород и руд КМА методами изотопной геохимии, продолжает серию публикаций одного из авторов статьи (И.П.Луговой) по реконструкции железисто-кремнистых формаций Украинского щита и Воронежского кристаллического массива изотопными методами. Она возвращает нас к изотопным работам второй половины прошлого века, когда методами изотопной геохимии удалось решить ряд важных проблем современной геологии, и на «волне» этих успехов геохимии приступили к изучению методами этой науки осадочных толщ раннего докембрия.

Реконструируя осадочный ранний докембрий, исследователи упорно не хотели и не хотят замечать (в целях упрощения исследований), что отдаленное прошлое — совершенно другая эпоха как с точки зрения геологического времени (4 → 1,85 млрд. лет), так и специфики распространенности в эту эпоху формаций, что процессами метаморфизма, деструктивной тектоники и др. осадочные объекты превращены в различные по состоянию и геологической позиции реликты и что реконструкция осадочного докембрия должна вестись на во многом других принципах и методах.

Выполненная на этих принципах автором статьи реконструкция железисто-кремнистых формаций позднего архея и раннего протерозоя показала, что железистые кварциты — продукт метаморфизма хемогенных сидерито-силицитовых осадков, формировавшихся за счет сноса вещества с континентов в условиях углекислотной восстановительной атмосферы, что свободный кислород в атмосфере появился не ранее 1,85 млрд. лет, возможно, позднее 0,7 млрд. лет, если окажется, что железистые кварциты формации Рапитан (Канада) также — продукт метаморфизма хемогенных сидерито-силицитовых осадков. Эти и другие материалы противоречат представлениям об образовании древнейших железисто-кремнистых формаций, химизме древней атмосферы и т.д., основанным на изотопных исследованиях, в том числе изотопно-серных, -углеродных, -кислородных. На примере рассматриваемой статьи попробуем разобраться в причинах сложившихся противоречий.

По содержанию работа В.И.Белых и др. — комбинация ранее опубликованных И.Н.Щеголевым и др. [11] данных по изотопии серы, углерода и кислорода железисто-кремнистых формаций Курской серии (КМА) и собственных данных по изотопии кислорода тех же формаций (и богатых гиперген-

* По поводу статьи В.И.Белых, Е.И.Дунай, И.П.Луговой «Физико-химические условия формирования железисто-кремнистых пород и богатых железных руд КМА по изотопным данным» // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 165–179.

ных руд). Основные положения упомянутых работ следующие.

Железисто-кремнистые формации Курской серии принадлежат к четырем генетически самостоятельным и разновозрастным типам [11].

Источником вещества железисто-кремнистых формаций Обоянской и Михайловской серий (поздний архей) служили продукты вулканической деятельности [1, 11].

Наличие сульфидов в осадочных толщах Курской серии (ранний протерозой), обогащенных легким изотопом серы, свидетельствует о развитии в водоемах процессов биогенной сульфат-редукции [11].

Формирование осадков Курской серии происходило в условиях восстановительной углекислотной атмосферы, но окислительной гидросферы [11].

Легкий изотопный состав свободного углерода железистых кварцитов и вмещающих сланцев ($\delta^{34}\text{S}$ $-23,9 \div -40,1\%$) указывает на его первоначальную биогенную природу [11].

В железисто-кремнистых породах (КМА. — И.Б.) выделяются два генетических типа магнетита по значениям $\delta^{18}\text{O}$: первично-осадочный метаморфизованный ($+2 \div +6\%$) и метаморфический ($+8 \div +11\%$) [1].

Диапазон температур регионального метаморфизма по изотопно-кварцевому геотермометру $350\text{--}620^\circ\text{C}$. Наиболее высокую степень метаморфизма испытали железистые породы Михайловской серии, наиболее низкую — Оскольской [1].

С этими выводами трудно согласиться по многим причинам. Главная из них — недооценка в исследованиях историзма геологической науки или, в более общем виде, законов логики познания. Речь, прежде всего, идет о противоправном использовании в реконструкциях геологического прошлого суррогатных и (или) современных эталонов. Если перед геологами ставить задачу воссоздания докембрия таким, каким он был в действительности, то решить ее можно только путем создания требуемых древних эталонов. В частности, автором статьи предложена эталонная модель древнего железисто-кремнистого рудогенеза, однако в литературе она до сих пор не получила какой-либо оценки [3, 4]. Поскольку эта модель зиждется на строгом соблюдении законов логики познания, в последующем обсуждении будем опираться на эти законы и на геологическую сущность модели.

В разделе «Обоянская серия» [1, с. 167] сообщается, что «Установить генезис железистых пород (этой серии. — И.Б.) только по кислородно-изото-

пным данным не представляется возможным, так как диапазоны $\delta^{18}\text{O}_{\text{мг}}$ (магнетита. — И.Б.) изверженных и метаморфических первично-осадочных пород перекрываются... Более информативен изотопный состав серы пиритов, которые ассоциируют с магнетитом в железистых породах Курско-Бесединского участка. Значение $\delta^{34}\text{S}$ от $+0,2$ до $+1,7\%$ свидетельствует (? — И.Б.) о том, что источником серы были постмагматические гидротермы (Щегольков и др., 1988)». И далее: «По данным И.Н.Щеголев и др. (1988), в породах Михайловской серии пириты имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ от $-1,1$ до $+1,2\%$, источником серы были вулканические эксгаляции. Приведенные изотопные данные в сочетании с геологическими фактами (как следует из цитируемой статьи [11, с. 92], под фактами следует понимать ассоциацию железисто-кремнистых пород с продуктами метаморфизации основных и кислых лав Михайловской серии КМА как критерий генетической связи железисто-кремнистых пород с вулканизмом) показывают (? — И.Б.), что в период формирования пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации большую роль играли продукты вулканической деятельности. Следовательно, железистые кварциты Михайловской серии можно рассматривать как вулканогенно-осадочные образования». Подобная интерпретация изотопных и геологических «фактов» не может быть оценена положительно по следующим причинам.

Требуемых древних изотопных эталонов серы пиритов, которые бы свидетельствовали о том, что источником серы (и железа) железистых кварцитов были вулканические эксгаляции, нет. Они подменены метеоритной серой, которая никакого отношения к железисто-кремнистым формациям не имеет из-за разницы в возрасте (метеориты 4,65 млрд. лет, железисто-кремнистые формации 3,15–2,5 млрд. лет) и как объект, не прошедший земную дифференциацию. Поэтому сопоставление изотопного состава пиритной серы железистых кварцитов с метеоритной некорректно и не может служить для вывода о постмагматическом гидротермальном источнике серы.

Определяя изотопный состав серы, кислорода и других элементов, исследователь имеет право делать генетические выводы (при наличии соответствующих эталонов) только в отношении серы и кислорода и той части железа, которая связана с серой в пирите, кислородом в магнетите и т.д. Сера в железистых кварцитах — микрокомпонент. Ее содержание в железистых кварцитах обычно не превышает сотых, реже первых десятых и совсем редко, в зонах сульфидизации в контакте с дайками основных пород, первых процентов), и распростра-

нять генезис микрокомпонентов на генезис макрокомпонентов в отсутствие эталонов некорректно. Тем более, что магнетит и пирит располагаются на полюсах временной шкалы метаморфизма (начало прогрессивного и конец регрессивного), контрастно отличаются составом анионов и образуются совершенно в различных условиях. К тому же изотопный состав серы зависит от того, в какой форме она переносится, от априорно отрицаемых В.И.Белых и др. окислительно-восстановительных реакций, сопровождающих метаморфизм, от скорости и температуры изотопных реакций и т.д.

Словесным является утверждение И.Н.Щеголева и др. [11] о том, что железисто-кремнистые породы Михайловской серии ассоциируют с продуктами метаморфизации основных и кислых лав и что в этот период определяющую роль в формировании пород играли продукты вулканической деятельности, а источником серы были эксгаляции, насыщенные сероводородом мантийного источника. Но дело не только в этом. Уникальная особенность железистых кварцитов докембрия в том, что в них в планетарных количествах сосредоточены минералы-антагонисты — кварц и магнетит (гематит) и что в природе не существует таких физико-химических процессов, включая вулканизм во всех его проявлениях, которые генерировали бы столь контрастные по свойствам фазы или их протопродукты (железо в гидроксидно/оксидной форме) в единую геологическую формацию. Действительно, в магматическом процессе магнетит «сбрасывается» в габброидах, в которых кварца нет, кварц — в гранитоидах, в которых магнетита нет. Рудная лава вулкана Лако на севере Чили на 95% состоит из магнетита. В карбонатах (Ковдор, Кольский полуостров) есть магнетит, кварца нет. В грейзенах есть кварц, магнетита нет. В скарново-магнетитовых рудах кварца нет. Гидротермальные кварцевые жилы с гематитом (и особенно магнетитом) — экзотика на минералогическом уровне, причем кварц и заключенные в нем рудные минералы резко разновременны. Подводный базальтоидный вулканизм вместе с оксидами/гидроксидами железа генерирует силикаты, но не свободный кремнезем, требующий для своего образования совершенно другой физико-химической среды. Уже на этом основании можно сделать вывод о том, что вулканизм к образованию железисто-кремнистых формаций не мог иметь сколько-нибудь реального отношения.

Столь же не обоснованы утверждения И.Н.Щеголева и др. [11] о господстве в докурское время углекислотной восстановительной атмосферы и гидросферы, а начиная с курского — кислородной гидросферы. В частности, основанием для

последнего вывода послужили признаки якобы биогенной сульфат-редукции, запечатленные в повышенном (в сравнении с метеоритами) фракционировании изотопов сульфидной серы. И дело не только в отсутствии эталонов, что сразу переводит приведенную информацию в разряд предположений, в априорном отрицании динамического равновесия между атмосферой и гидросферой. Важно обратить внимание на то, что среда рудоотложения (гидросфера) на рубеже докурское – курское время, по И.Н.Щеголеву и др., резко изменилась с восстановительной на окислительную, а железистые кварциты как были железистыми кварцитами, так ими и остались.

Растворенное железо можно осадить кислородом, но каким образом вместе с железом в осадке оказался свободный кремнезем, поведение которого напрямую не зависит от кислорода? Почему в железистых кварцитах не произошло скачкообразного (на порядок и более) изменения в абсолютном содержании элементов-сорбатов и величине отношения $1000\text{Li}/\text{Mg}$? Почему контрастная смена условий рудоотложения никак не отразилась на сложении железистых кварцитов и почему вообще в них переслаиваются несовместимые с точки зрения физической химии компоненты — кварциты и магнетиты (гематиты)? Почему цитируемые авторы априорно исключили окислительные реакции в процессах метаморфизма, которому подверглись все железистые кварциты?

Вероятно, уместно заметить, что на текущий момент ниже зоны окисления реликты гидроксидов железа не обнаружены ни в одной железисто-кремнистой формации мира. Следовательно, нет и не может быть геологических и петрографических признаков апогидроксидного образования гематита и магнетита. Нет и работ, в которых сколько-нибудь корректно обосновывалось апогематитовое образование магнетита в железистых кварцитах, хотя подобные утверждения в литературе встречаются довольно часто.

Нелишне напомнить о том, что древних эталонов всех видов (геологических, петрографических, изотопных и т.п.) с признаками апогематитового образования магнетита в железистых кварцитах не существует, а это предъявляет к соответствующим безэталонным реконструкциям жесткие требования, которые обычно опускаются, поскольку их соблюдение невыполнимо.

В соответствии с разработанной автором статьи моделью пространственное сонахождение в железистых кварцитах свободного кремнезема и рудных минералов железа — итог двух главных процессов: трансгрессивно-регрессивной миграции смежных

Изотопно-кислородные характеристики магнетитов разновозрастных железисто-кремнистых формаций КМА, по [1]

Параметры формаций	Обоянская	Михайловская	Курская	Оскольская
Возраст, млн. лет	3150±50	3150–2500	2500–2300	2300–1900
Изотопный состав кислорода магнетита, ‰	+4,5 (+1,8÷+6,5 [11])	+1,7÷+5,0	+2,7÷+9,4	+5,4÷+10,4, +8,7÷+11,2
Седиментационная форма отложения железа, по И.Н.Щеголеву [10]	Сидерит	Сидерит	Fe(OH) ₃	Fe(OH) ₃
То же, по В.И.Белых и др. [1]	?	?	Гематит и магнетит с δ ¹⁸ O +2,7...+6‰ – первично осадочные или диагенетические; сидерит?	Сидерит; гематит?

хемогенных фаций (сидеритовой и силицитово́й), следствием которой явилось их попеременное наложение, и последующего метаморфизма сидеритов, с которым связано образование магнетита на прогрессивной стадии и гематита на регрессивной.

Приведенные выше критические замечания в равной мере относятся и к интерпретации изотопного состава свободного углерода, содержащегося в сланцах, вмещающих железистые кварциты (δ¹³C от -23,9 до -40,8‰), как указания на его якобы биогенную природу.

В статье [1] акцент сделан на выяснении физико-химических условий формирования железисто-кремнистых пород КМА изотопно-кислородным методом, а за основу взяты представления И.Н.Щеголева о существовании в этом регионе четырех генетически самостоятельных и разновозрастных железисто-кремнистых формаций [10, 11].

Если в основу интерпретации приведенных в таблице изотопных данных положить генетическую модель И.Н.Щеголева, то магнетит Обоянской и Михайловской формаций, образующийся за счет сидерита с тяжелым кислородом (δ¹⁸O сидеритов железисто-кремнистой формации Кривого Рога до 19‰ [9]), оказывается изотопически более легким, чем магнетит Курской формации, образующийся за счет гидроксидов железа (гематита) с легким кислородом. Вероятно, поэтому В.И.Белых и др. отказались от привлечения изотопно-кислородных данных к интерпретации генезиса рудного вещества Обоянской и Михайловской серий и все внимание сосредоточили на интерпретации природы рудных минералов железисто-кремнистой формации Курской серии. Причина переориентации объектов внимания проста — цитируемые авторы ищут поддержку интерпретации изотопно-кислородных данных в дополнительных критериях. Такой функцией, в частности, наделяется гематит железистых кварцитов Курской серии с присущим ему легким изотопным составом кислорода.

С этой целью они вводят новое абстрактное (внеформационное) антиисторическое понятие — «неизменные железистые кварциты», под которым, вероятно, следует понимать разности, не измененные при метаморфизме. «В КМА, Криворожском бассейне и Белозерском железорудном районе в неизменных железистых кварцитах послыйный гематит представлен эмульсионными (это — предмет доказательства, а не априорного утверждения. — И.Б.) или мелкотаблитчатыми формами и имеет низкие значения δ¹⁸O (+1,3...+5,5‰), характерные для оксидов железа, кристаллизовавшихся при диагенетическом преобразовании аморфных гидроксидов (очевидно, современных, поскольку древних, как было упомянуто, нет. — И.Б.). В сопоставимых по температуре регионального метаморфизма железорудных комплексах США (James, Clayton, 1962) и Бразилии (Hoefs et al., 1982) гематит в аналогичной минеральной ассоциации также имеет низкое содержание изотопа ¹⁸O (-1,4...+5,3‰), свидетельствующее о первично-осадочном происхождении минерала (таких эталонов, которые говорили бы о первично-осадочном генезисе гематита в указанных ассоциациях, в распоряжении цитируемых исследователей нет, поэтому свидетельства автоматически превращаются в предположения. — И.Б.). В железистых кварцитах Курской серии КМА ассоциирующие гематит и магнетит имеют близкие значения δ¹⁸O (+2...+6‰), что указывает на сингенетичность минералов, первично-осадочный или диагенетический генезис и одинаковые условия перекристаллизации при метаморфизме железисто-кремнистого осадка» [1, с. 172, 173]. В этом отрывке, важном для понимания генезиса железистых кварцитов и реконструкционных возможностей изотопно-кислородного метода, заключен ряд некорректных положений:

наличие в перечисленных железорудных районах «неизменных железистых кварцитов» и эмульсионная форма нахождения гематита в них —

предмет доказательства, а не априорного утверждения [1, с. 170, 173];

как понимать совместимость гематита таблитчатой формы с неизменностью железистых кварцитов?

низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ послынного гематита не обязательно связаны с диагенетическим преобразованием аморфных гидроксидов; этот показатель — не генетическая, а термодинамическая особенность, обеспечивающая минералу минимум свободной энергии. Он не свидетельствует и о первично-осадочном происхождении минерала, поскольку вывод основан на современных эталонах. Не следует забывать и о том, что ниже зоны окисления реликты гидроксидного железа до сих пор не обнаружены ни в одной железисто-кремнистой формации мира;

методологически ошибочны выводы о том, что близкие значения $\delta^{18}\text{O}$ ассоциирующих гематита и магнетита якобы указывают на их сингенетичность, первично-осадочный или диагенетический генезис и одинаковые условия перекристаллизации при метаморфизме железисто-кремнистого осадка. Термодинамические свойства гематита и магнетита различны, поэтому близость изотопного состава кислорода гематита и магнетита, вопреки В.И.Белых и др., — признак их одновременного, а не сингенетического образования;

наличие в железистых кварцитах КМА двух генетически различных магнетитов — первично-осадочного, или диагенетического, и метаморфогенного — бездоказательно. Во-первых, нет древних изотопных кислородных эталонов, которые свидетельствовали бы о наличии в железистых кварцитах КМА магнетитов различного генезиса. Во-вторых, как следует из модели И.А.Бергмана [2–4, 6, 7 и др.], магнетит, действительно, образуется за счет железа железистых карбонатов, но только не путем термической диссоциации, как считают В.И.Белых и др., основываясь на эксперименте (*эксперимент — не критерий генезиса природных объектов.* — И.Б.). В-третьих, в статье В.И.Белых и др. отсутствуют такие понятия, как термодинамический изотопный эффект (именно благодаря ему гематит и магнетит стремятся обрести легкий изотопный состав кислорода: гематит относительно более легкий, магнетит относительно более тяжелый), кинетический изотопный эффект (между тем, только за счет разной скорости изотопных реакций в толще железистых кварцитов могут возникнуть магнетиты контрастного изотопного состава), перекристаллизация (если сопоставить магнетиты двух участков — испытывавшего и не испытывавшего перекристаллизацию, то благодаря термодинамическому изотопному эффекту можно получить

магнетиты также контрастного изотопного состава), переотложение вещества, участие в изотопных реакциях третьих компонентов, прогрессивно-регрессивная эволюция изотопного состава кислорода водного флюида и т.д.

Сказанного достаточно, чтобы прийти к выводу о том, что генетическая интерпретация изотопно-кислородных данных, изолированная или вместе с геолого-петрографическими «критериями», полученных по рудным и нерудным минералам железистых кварцитов КМА и других железорудных районов мира, не может привести в проблему генезиса железисто-кремнистых формаций докембрия ничего другого, кроме дезориентации.

А теперь проинтерпретируем изотопно-кислородные данные В.И.Белых и др. на основе элементно-геохимической модели железисто-кремнистого рудогенеза, разработанной автором. В соответствии с этой моделью отложение рудного вещества железистых кварцитов во всем интервале их образования от 3,8 до 1,8 млрд. лет происходило исключительно в хемогенной карбонатной форме (сидероплезит, сидерит) [2–4, 6, 7 и др.]. Тогда почему изотопный состав кислорода разновозрастных магнетитов оказался различен — не очень плавно, но в целом закономерно «тяжелее» от наиболее древних к наиболее молодым железисто-кремнистым формациям (3150–1900 млн. лет)? Дело в том, что чем древнее железистые кварциты, тем в большей степени они подверглись перекристаллизации и другим воздействиям (сравним, например, крупность магнетита железистых кварцитов Обоянской серии, размещающихся среди гнейсов, и Оскольской серии среди сланцев и других значительно более низкометаморфизованных пород). Каждое такое воздействие в соответствии с термодинамическим изотопным эффектом приводит ко все большему «облегчению» изотопного состава кислорода магнетита, обеспечивающему ему минимум свободной энергии.

Таким образом, представления В.И.Белых и др. о термической диссоциации железистых карбонатов как механизме образования части магнетита в железистых кварцитах КМА не опираются на эталоны (в том числе изотопные), которые свидетельствовали бы об образовании части магнетита в железистых кварцитах КМА путем термической диссоциации железистых карбонатов. Нет в статье и описания структур, образующихся в результате термической диссоциации в эксперименте, и их подобия со структурами в железистых кварцитах. Подавляющая часть железистых кварцитов КМА не содержит железистых карбонатов или содержит их в незначительном количестве. Как в этом случае интерпретировать образование магнетита? Можно

ли утверждать, что магнетит в этих кварцитах имеет иное происхождение, например гидроксидное?

Далее, в железистых кварцитах вообще и КМА, в частности, широко распространены магнезиально-железистые силикаты — куммингтонит, грюнерит и др. Они тоже образовались путем термической диссоциации магнезиально-железистых карбонатов? Если нет, то почему избирательно интерпретируется образование магнетита путем термической диссоциации, а образование всех других минералов путем обычных метаморфических реакций?

Из материалов элементно-геохимической реконструкции автора статьи следует, что весь магнетит железистых кварцитов Курской серии, в которых по [1] якобы имеется магнетит гидроксидной природы, является продуктом метаморфизма железистых карбонатов [2–4, 6, 7 и др.]. В.И.Белых и др. привлекают идею образования части магнетита путем термической диссоциации железистых карбонатов, чтобы трансформировать метаморфизм в изохимический процесс. Тем самым, исключается возможный привнос кислорода водным флюидом, а изотопно-кислородные данные превращаются в критерий распознавания природы магнетита железистых кварцитов. Напомним, что, утверждая термической диссоциацией изохимический характер метаморфизма, исследователи допускают методологическую ошибку.

В заключение рассмотрим правомерность оценки физико-химических условий формирования железисто-кремнистых пород по изотопно-кислородным данным. Инструментом такой оценки выступает кварц-магнетитовый изотопный геотермометр. Согласно его показаниям, температуры метаморфизма железистых кварцитов КМА оказались в интервале 350–620°C. Тенденция увеличения температуры метаморфизма от железистых кварцитов Оскольской серии (2300–1900 млн. лет) к железистым кварцитам Обоянской (3150±50 млн. лет) возражений не вызывает. Что же касается конкретных оценок температуры метаморфизма железистых кварцитов, то полученные по этому термометру значения не проконтролированы другими методами, а сам кварц-магнетитовый изотопный геотермометр, созданный комбинацией экспериментальных и расчетных данных, пока не имеет подтверждения в природных системах.

В самом начале статьи нами обращено внимание на то, что во всем интервале природных процессов от магматизма до гипергенеза кварц и магнетит ведут себя как минералы-антагонисты. Причины этого кроются в контрастном различии их свойств, которые, в свою очередь, обусловлены свойствами кремния и железа. Обратимся к некото-

рым свойствам кварца и магнетита: плотность кварца 2,65, магнетита 5,0; кварц бесцветный или слабоокрашенный прозрачный–полупрозрачный минерал, магнетит черный непрозрачный; кварц немагнитен, магнетит сильно магнитен; в аналитической практике магнетит разлагают кипячением в соляной кислоте, кварц в соляной кислоте не растворяется и т.д. Понятно, что в геологических объектах кварц и магнетит не могут быть одновременными, тем более относиться к равновесным фазам. Петрографическое изучение автором мономинеральных сидеритовых и биминеральных кварц-магнетитовых слоев показывает, что сначала в сидеритовой матрице возникают отдельные кристаллы или группы кристаллов магнетита, затем они обрастают кварцевыми двориками, которые позднее «сливаются» в кварц-магнетитовые микрослои, а кварцевые дворики соседних микрослоев, разрастаясь, сливаются с образованием бескарбонатной кварц-магнетитовой матрицы. Из этого следует, что в рудных слоях (а не вообще!) кварц по отношению к магнетиту — существенно более позднее образование, и свободный кремнезем в условиях метаморфизма железистых кварцитов ведет себя как более подвижный компонент (есть и другие признаки, свидетельствующие о значительно более высокой мигрируемости кремнезема в железистых кварцитах по сравнению с железом в оксидной форме, например многочисленные кварцевые, но не магнетитовые и не гематитовые прожилки, и др.). Однако дело не только в этом. Гипотетический кварц-магнетитовый изотопный геотермометр только тогда будет показывать реальную температуру, когда кристаллизация пары происходит в равновесной изотопно-кислородной системе. Чтобы реально убедиться в этом, нужно: найти одновременно образовавшуюся пару «кварц – магнетит», разбить процесс кристаллизации ее образующих фаз на ряд стадий, сопоставить те из них, которые кристаллизовались одновременно, и хотя бы для нескольких таких стадий показать, что в процессе их образования имело место равенство концентрации соответствующих изотопов кислорода в каждой точке системы (от стадии к стадии концентрация изотопов кислорода может изменяться, но только единообразно в системе в целом). Но у геологов нет даже критериев одновременного образования минералов, а о том, чтобы выполнить требуемый комплекс исследований по установлению равновесности, и речи быть не может [5]. Приводимые В.И.Белых и др. температуры метаморфизма железистых кварцитов КМА определены, вне сомнения, по неравновесным парам, поэтому нет уверенности в том, что они характеризуют реальный метамор-

физм. К сожалению, и в этой части работы авторы «забыли» и об эталонных изотопных геотермометрах, и о необходимости контроля исследований независимыми корректными методами.

Отстаивая взятую ранее «на вооружение» идею отложения железа железисто-кремнистых формаций раннего докембрия хотя бы частично в оксидно-гидроксидной форме (Мельник, Луговая, 1972; Луговая, 1973 и др.), В.И.Белых и др. в основу интерпретации изотопно-кислородных и других данных по железистым кварцитам докембрия положили не древние, как должно быть, а современные природные эталоны. Бездоказательны эмульсионная форма нахождения гематита, наличие мушкетовита и неизменных железистых кварцитов, образование магнетита путем термической диссоциации железистых карбонатов. Не учитывается то обстоятельство, что признаки геологических объектов имеют разное достоинство, в их единстве определяющими являются внутренние (генетические) признаки, а не внешние, несущественные. К последним принадлежит и изотопный состав кислорода рудных и нерудных минералов железистых кварцитов. Частично сознавая это, цитируемые авторы ищут поддержку своим представлениям в комбинации признаков — сочетании изотопного состава кислорода рудных минералов железа с якобы эмульсионной формой нахождения гематита в железистых кварцитах или в сочетании ассоциации гематита и магнетита с близостью их изотопно-кислородного состава, которые будто бы указывают на их сингенетичность, и т.д. Однако такой поддержкой перечисленные признаки могли бы стать только при интерпретации их с учетом соответствующих древних эталонов.

Аналогична рассматриваемой статье монография В.Н.Гусельникова [8], в которой на возможность существования в докембрии КМА джеспилитовых лав якобы указывают 12 признаков. Все они внешние и, в отсутствие эталонных джеспилитовых лав, ничего другого не доказывают, кроме несостоятельности использования данного критерия в генетических целях.

Правомерность генетической интерпретации в обсуждаемой работе ставят под сомнение факторы, влияющие на изотопный состав рудных и нерудных минералов железистых кварцитов КМА — термодинамический и кинетический изотопные эффекты, перекристаллизация вещества железистых кварцитов, эволюция водного флюида и изотопного состава его кислорода, а также элементно-геохимическая модель реконструкции природы и механизма слоистого сложения железисто-кремнистых формаций раннего докембрия, разработанная автором статьи. Главный инструмент реконструкции

физико-химических условий формирования железистых кварцитов КМА — кварц-магнетитовый изотопно-кислородный геотермометр — неосуществим в природных условиях по причине естественного антагонизма названных минералов, невозможности разбраковки условий образования пар минералов на равновесные и неравновесные и т.д. Для уточнения природы и физико-химических условий формирования железистых кварцитов и других пород КМА необходимо создание древних геологических эталонов для раннего докембрия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белых В.И., Дунай Е.И., Луговая И.П. Физико-химические условия формирования железисто-кремнистых пород и богатых железных руд КМА по изотопным данным // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 165–179.
2. Бергман И.А., Колесов Г.М., Воробьев В.С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия. 1985. № 6. С. 821–833.
3. Бергман И.А. Принципы и методы реконструкции первичной природы докембрийских железистых формаций в связи с проблемой их генезиса и прогнозом месторождений // Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1991.
4. Бергман И.А. Особенности химизма атмосферы и осадочного минералообразования на Земле в докембрии // Минеральное сырье. 1997. № 1. С. 34–49.
5. Бергман И.А. Насколько достоверно выделение геологами минеральных парагенезисов, равновесных минеральных ассоциаций, метаморфических минеральных фаций // Отечественная геология. 2000. № 2. С. 71–76.
6. Бергман И.А. Еще раз о литий-магниевом отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций // Отечественная геология. 2002. № 5–6. С. 55–61.
7. Бергман И.А. Литий-магниевое отношение как критерий карбонатной природы рудного вещества железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 6. С. 782–784.
8. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. – М.: Наука, 1972.
9. Изотопный состав железистых карбонатов Криворожской серии УКЩ / Ю.А.Борщевский, И.А.Бергман, Н.И.Медведовская и др. // IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982. Т. 2. С. 419–423, 559.
10. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. – М.: Недра, 1985.
11. Щеголев И.Н., Савченко Л.Т., Коростышевский И.З. Исследование вариаций изотопов серы, углерода и кислорода в железисто-кремнистых формациях докембрия КМА // Геологический журнал. 1988. № 3. С. 90–99.

УДК 549.282/283

© И.А.Кубанцев, 2009

ОПРЕДЕЛЕНИЕ Au, Pt и Pd В СТАНДАРТНЫХ ОБРАЗЦАХ СОСТАВА РУД: РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЖЛАБОРАТОРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА В США*

И.А.Кубанцев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

В публикации изложены основные результаты эксперимента по определению благородных металлов в пробах стандартных образцов состава лабораториями США и Канады.

Инициатива проведения эксперимента исходила от федерального руководства Бюро землепользования США (BLM), обеспокоенного многочисленными случаями получения неточных и (или) невоспроизводимых данных о содержании благородных металлов в пробах и образцах геологических материалов. Такого рода данные — серьезное препятствие для деятельности малых (юниорных) геологоразведочных компаний и потенциальная основа злоупотреблений средствами инвесторов в горнодобывающей промышленности. Сведения о подобных криминальных предприятиях периодически появляются в средствах массовой информации, а соответствующая сводка помещена на сайте <http://www.fraudguides.com/investment-mining-scams.asp>.

Организация методически корректного исследования проблемы была поручена Национальному центру производственного обучения BLM (г. Финикс, штат Аризона, США). Эксперимент планировали и выполняли ведущие специалисты-геологи центра М.Шумакер и Б.Клэй.

Каждая аналитическая партия, направленная в лаборатории под видом обычного заказа от рядового потребителя, состояла из шести навесок стандартов Горно-геологического бюро штата Невада (индекс NMBG). Две из них — навески холостой пробы, еще две — стандартного образца состава NBMG-6b и по одной — NBMG-2b и NBMG-4b. Характеристика материала стандартов приведена в таблице. Предусмотрена возможность ориентировочно проверить правильность результатов испытуемых лабораторий в диапазоне содержаний от клар-

кового до рудного для золота, а также воспроизводимость этих результатов. Каждая из навесок имела свой идентификационный номер, никак не связанный с ее составом. Первоначально масса каждой навески составляла от 60 до 100 г (что соответствует удвоенной или утроенной массе традиционно принятой в США и Канаде навески, используемой для классического пробирного анализа). В случаях, когда лаборатория запрашивала дополнительный материал, высылались еще 100 г материала.

Лаборатории, в которых анализировались пробы, выбирались по рекламным объявлениям и через профессиональные связи исполнителей эксперимента. Пробы были высланы в 65 лабораторий, расположенных преимущественно на территории США, в меньшей степени — Канады. Рассылка проб проводилась в конце 1999 – начале 2000 гг. Большая часть результатов получена к концу 2002 г.

Наибольший интерес представляют результаты по золоту, поскольку значения его содержания, в отличие от других трех элементов, известны во всех пробах. Отметим, что содержание золота в холостой пробе оценено как примерно соответствующее кларку, т.е. довольно приблизительно (см. таблицу).

Результаты определения золота, платины и палладия в холостой пробе и пробах стандартов таковы.

Количественные оценки содержания золота во всех пробах, характеризующих руды, представлены 41 лабораторией из 65; для холостой пробы из 41 лаборатории 25 привели количественные оценки; оставшиеся указали, что содержание золота не превышает нижнего предела обнаружения (к сожалению, соответствующей сводки значений в публикации не приведено).

* M.W.Shumaker, B.W.Clay, R.A.Haskins, G.F.Kerestes (2002). Results of Analyses of Standart and Blank Samples Tested at Selected Assay Laboratories in North America // US Department of the Interior Bureau of Land Management. Mineral Report. <http://www.assaying.org/assayers.htm>.

**Характеристика холостой пробы и стандартных образцов состава руд, использованных в эксперименте
ВМГ, и сертифицированные значения содержания благородных металлов в них, г/т**
(*M.W.Shumaker et al., 2002*)

Наименование пробы	Au		Pt		Pd	
	min	max	min	max	min	max
СВ (холостая)	Уровень содержания соответствует кларку; в одной из лабораторий получено значение 0,005 г/т		Нет	Нет	Нет	Нет
NBMG-2b	7,54	8,09	То же	То же	То же	То же
NBMG-4b	0,34	0,48	«	«	«	«
NBMG-6b	0,69	0,89	9,22	14,9	34,1	43,4

П р и м е ч а н и е. min и max — границы доверительного интервала содержаний (вероятность 95%); содержание частиц крупностью <0,074 мм во всех пробах составляет не менее 95%; две навески холостой пробы (СВ) были предварительно проанализированы в семи арбитражных лабораториях; перечисленные ниже стандартные образцы состава руд поставляются Бюро землепользования Невады в качестве коммерческих продуктов. Стандарт NBMG-2b — золото-серебряная карбонатная руда с повышенным содержанием органического вещества, месторождение Джеррит Кэньон, штат Невада, США; три навески материала предварительно троекратно проанализированы в 13 арбитражных лабораториях. Стандарт NBMG-4b — бедная руда месторождения Меските, штат Калифорния, США; три навески материала предварительно троекратно проанализированы в 14 арбитражных лабораториях. Стандарт NBMG-6b — руда залежи J-M, месторождение Стилуотер, штат Монтана, США; три навески материала предварительно троекратно проанализированы в 11 арбитражных лабораториях.

Разброс оценок содержания золота по всем лабораториям, количественно их охарактеризовавшим, достигает четырех десятичных порядков для холостой пробы; такой же разброс отмечен и для пробы NBMG-4b. Для пробы NBMG-6b разброс составляет три порядка, а для пробы NBMG-2b — два.

Правильные и воспроизводимые значения содержания золота в холостой пробе (т.е. близкие к кларку) получены из двух лабораторий.

Качественно правильные результаты, соответствующие истинному порядку возрастания содержания золота от холостой пробы к пробе относительно богатой руды (т.е. холостая проба < NBMG-4b < NBMG-6b < NBMG-2b), поступили от 19 лабораторий из 41.

Только одной лаборатории удалось в условиях эксперимента количественно охарактеризовать весь диапазон значений содержания золота в соответствии с интервалами, рекомендованными изготовителями стандартов для каждой пробы руд, и существующими оценками кларка золота. Еще три лаборатории показали близкие к этому результаты, незначительно превысив допустимые пределы. При этом стоимость услуг этих лабораторий оказалась более чем на порядок ниже максимальной суммы, затребованной исполнителями в ходе эксперимента.

По результатам 14 из 47 лабораторий, сообщивших данные о платине и палладии, нельзя отличить холостую пробу от богатой руды.

Ни одна из лабораторий, участвовавших в эксперименте, не предоставила воспроизводимых количественных данных о содержании платины и палладия в холостой пробе.

В интервал рекомендованных значений попали оба результата по Pt для 16 лабораторий из 44; не

менее одного правильного результата из двух получили 20 лабораторий из 44. Для палладия соответствующие результаты получили 15 из 42 и 21 из 42 лабораторий.

Правильные определения одновременно платины и палладия в двух пробах получены от девяти лабораторий.

Правильные результаты определения золота, платины и палладия одновременно во всех пробах стандартов предоставила одна лаборатория.

Услуги испытываемых лабораторий, включая почтовые расходы на пересылку проб и стоимость стандартных образцов состава, обошлись организаторам эксперимента примерно в 50 тыс. дол. США.

Полученные в эксперименте данные позволяют прокомментировать их следующим образом.

Все вовлеченные в эксперимент лаборатории располагали аттестационными документами в соответствии с требованиями законодательства. Однако это не оградило заказчика от получения неточных и невоспроизводимых, иногда просто фантастических результатов. Вероятность этого особенно велика, когда анализ незнакомого материала выполняет небольшая неспециализированная лаборатория. Химико-аналитические лаборатории США и Канады при оформлении заказа обычно не запрашивают от потребителей их услуг никакой обязательной априорной информации, кроме количества и номеров проб, их массы и состояния (влажность и крупность материала). При этом заказчик несет ответственность за получение ошибочных данных в случае воздействия метрологически негативных факторов, не учитываемых процедурами подготовки и анализа, принятыми в конкретной лаборатории. Это обстоятельство может довольно сильно

повлиять на качество определений, поскольку методика подготовки проб и выполнения анализа вещества практически всегда зависит от состава матрицы. Чем больше априорной информации о пробе имеется в распоряжении аналитика, тем меньше вероятность ошибок. В то же время, подробности процедур пробоподготовки и собственно анализа могут составлять производственный секрет лаборатории. Поэтому частные фирмы (в основном юниорные компании), проводящие геологоразведочные работы в пределах малоизученных территорий, сталкиваются с выбором: затратить средства на исследование достоверности определений содержания интересующих компонентов или идти на риск — приступить к дальнейшей разведке (разработке) месторождения, которого нет, или пропустить рудный объект.

В то же время, проблема не так остра, как это может показаться с первого взгляда. Компании США и Канады, эксплуатирующие месторождения, имеют свои лабораторно-аналитические по-

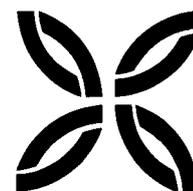
дразделения или пользуются услугами проверенных сторонних лабораторий. Сотрудники этих лабораторий знакомы с возможными проблемами качества химико-аналитической информации по опыту работы с породами и рудами известных месторождений.

Эксперименты, подобные охарактеризованному в этой публикации, оздоравливают отрасль, создавая репутацию квалифицированным людям и проблемы — нерадивым.

Приведенные сведения показали, что проблема оценки содержаний платиноидов в пробах горных пород и руд для целей поисков и разведки рудных месторождений актуальна даже среди мировых лидеров горнорудной отрасли.

Приведенные данные демонстрируют, насколько осторожно следует использовать сведения о зонах пониженных содержаний благородных металлов при выделении перспективных площадей. В подавляющем большинстве случаев их надежность невелика.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



7 мая 2009 г. исполнилось 80 лет доктору технических наук, профессору, академику и вице-президенту РАЕН, академику МАМР, заведующему кафедрой РГГУ, министру геологии СССР (1975–1989 гг.), почетному доктору ряда отечественных и зарубежных университетов **Евгению Александровичу Козловскому**.

После окончания в 1953 г. МГРИ Е.А.Козловский начал трудовую деятельность в геологических организациях Дальнего Востока. При его непосредственном участии в Хабаровском крае был открыт и в рекордные сроки подготовлен к промышленному освоению Комсомольский оловорудный район. За эту работу в числе других геологов Е.А.Козловскому присвоено звание лауреата Ленинской премии. На материалах производственных исследований он подготовил и защитил в МГРИ кандидатскую диссертацию.

В 1965 г. был назначен на должность начальника Технического управления Министерства геологии РСФСР, а в 1970 г. утвержден членом коллегии министерства. С его приходом в министерстве разрабатывается и осуществляется обширная программа научно-технического прогресса при проведении геологоразведочных работ, освоении новой техники и технологии, организации работ. В 1973 г. успешно защитил докторскую диссертацию.

В 1973 г. становится директором ВИЭМС. Он сделал все возможное, чтобы поднять роль института в отрасли, оживить его научную деятельность и укрепить организационные начала.

В 1974 г. назначен заместителем министра, а в декабре 1975 г. — министром геологии СССР. Данный этап его трудовой деятельности оказался весьма плодотворным. С присущей ему принципиальностью и прямой всегда отстаивал интересы геологической отрасли, проявлял государственный подход к решению геологических проблем, развитию минерально-сырьевой базы страны. Благодаря настойчивости Министерства геологии правительство оказывало постоянную поддержку отрасли, что высоко подняло ее престиж и роль геолога в стране. Неслучайно в этот период состоялись крупнейшие геологические открытия. Были выявлены месторождений нефти и газа в Западной и Восточной Сибири, алмазов в Архангельской области, цветных, редких, благородных металлов, уранового сырья и других полезных ископаемых в разных регионах страны. Эти открытия позволили укрепить и расширить минерально-сырьевую базу, которая и в настоящее время является одним из главных факторов, определяющих социально-экономическую обстановку в России. Придавал большое значение развитию геологоразведочных работ, созданию и укреплению минерально-сырьевого потенциала республик Советского Союза для развития в них производительных сил.

Е.А.Козловский — автор почти 600 научных работ, в том числе 45 монографий, в которых сформулированы принципы развития и использования минерально-сырьевой базы. К кардинальным геологическим проблемам он относит изучение строения, состава и эволюции Земли, комплексное изучение земной коры. Им успешно осуществлялось руководство Межведомственным научным советом по проблемам изучения недр Земли и сверхглубокого бурения Государственного комитета СССР по науке и технике. Проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины оказалась возможной в результате применения принципиально новой отечественной технологии, научных методов управления и организации работ, чему способствовал и личный вклад Е.А.Козловского. Судя по всему, мировой рекорд глубины этой скважины не будет превзойден в ближайшие 20–30 лет. На правительственном уровне утверждается новая научно-практическая система исследования недр «космос–воздух–земля–скважина», которая должна была поднять исследование недр на новый уровень. Е.А.Козловским создана научная школа, положившая нача-



ло новым подходам к системе управления, в том числе технологическими процессами и разведкой месторождений на основе геолого-экономического моделирования. Этим вопросам посвящены его монографии «Кибернетические системы в разведочном бурении» (1985), «Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ» (1989), «Управление геологоразведочным производством. Кибернетический аспект» (1990) и др.

Е.А.Козловский, будучи президентом XXVII сессии Международного геологического конгресса, выполнил огромную работу по подготовке и проведению этого крупнейшего форума геологов мира в 1984 г.

Е.А.Козловский осуществляет большую научно-редакторскую деятельность. Он — главный редактор многотомных изданий «Геология СССР», «Горная энциклопедия» (5 томов), «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых» (10 томов), «Справочник инженера по разведочному бурению» (2 тома), монографии «Кольская сверхглубокая» и др.

Значительное внимание уделяет подготовке научных кадров. Под его руководством защищено 30 кандидатских и пять докторских диссертаций.

В последние годы Е.А.Козловским организована и успешно работает кафедра оптимизации геологоразведочных процессов РГГУ. Им опубликован ряд фундаментальных работ, среди которых широко известны монографии «Минерально-сырьевые проблемы России накануне XXI века» (1999), «Россия: минерально-сырьевая политика и национальная безопасность» (2002), «Минерально-сырьевая база топливно-энергетического комплекса России» (2004), «Геология. Уроки Великой войны» (2005), «Российская угольная энциклопедия» в трех томах (2005–2006), «Страны СНГ: исследование недр — стратегическая проблема» (2007).

Е.А.Козловский — авторитетнейший геолог-исследователь, первооткрыватель ряда месторождений, автор ряда открытий и более 40 изобретений.

За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы награжден орденами и медалями СССР, России и зарубежных стран, удостоен Ленинской (1964) и Государственных (1998, 2002) премий. Ему присвоены звания «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР», «Заслуженный геолог России», «Почетный разведчик недр», «Почетный нефтяник», «Почетный работник газовой промышленности», «Почетный работник угольной промышленности». Награжден знаком «Шахтерская слава» трех степеней.

Е.А.Козловский, будучи депутатом Верховного Совета СССР ряда созывов (1976–1989), членом Центрального Комитета профсоюза рабочих геологоразведочных работ, с высочайшей ответственностью выполнял возложенные на него обязанности.

В настоящее время Е.А.Козловский — заведующий кафедрой оптимизации геологоразведочных процессов РГГУ, президент Ассоциации геологических организаций, генеральный директор Института геолого-экономических проблем, вице-президент РАЕН, член Высшего горного совета России.

Е.А.Козловский полон творческих сил, как всегда устремлен на защиту геологической отрасли и системы исследования недр, сохраняет глубокое уважение к труду разведчика недр. Его жизненная позиция — яркий пример служения Делу и Отечеству.

Поздравляем Евгения Александровича с юбилеем!

*Российская академия естественных наук
Российский государственный геологоразведочный университет
Санкт-Петербургский горный институт
(технический университет)
Институт геолого-экономических проблем
Российское геологическое общество
Редколлегия журнала*

14 июня 2009 г. исполнилось 60 лет со дня рождения **Владимира Вениаминовича Кузнецова** — кандидата геолого-минералогических наук, заведующего отделом компьютерных технологий и информатики ЦНИГРИ.

Параллельно с обучением в МГРИ им. С.Орджоникидзе, который окончил в 1973 г., с 1967 г. работает в ЦНИГРИ. В 1980 г. защитил кандидатскую диссертацию по теме «Свинцово-цинковые месторождения Змеиногорского района (Рудный Алтай), особенности их геологического строения, минерального состава руд и происхождения».

В.В.Кузнецов — высококвалифицированный специалист в области металлогении, прогнозирования и методов поисков рудных месторождений. На протяжении многих лет успешно проводил работы по изучению закономерностей размещения рудных месторождений, структурных, палеофациальных, стратиграфических факторов контроля оруденения, вещественного состава руд в ряде районов СССР. Занимался количественной оценкой поисковых критериев и признаков при разномасштабных прогнозных исследованиях. Совместно с математической лабораторией им разработана методика количественного прогнозирования и показана вариантность подсчета на ее основе прогнозных ресурсов.

В настоящее время В.В.Кузнецов — ведущий разработчик компьютерных версий моделей месторождений благородных и цветных металлов. Им сформирован банк данных моделей металлогенических зон, рудных районов, полей и месторождений, создана и реализована система мониторинга прогнозных ресурсов, основанная на банках данных перспективных объектов и кадастре прогнозных ресурсов. В рамках научно-методического сопровождения геологоразведочных работ им создано и реализовано компьютерное программно-технологическое и компьютерно-графическое обеспечение оперативных программ и проектов ГРР.

В.В.Кузнецовым опубликовано более 100 научных работ.

В.В.Кузнецов является лауреатом Премии Правительства РФ 2001 года в области науки и техники за участие в разработке комплекта карт «Эндогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации» и лауреатом Премии Правительства РФ 2007 года в области науки и техники за участие в разработке научного обоснования, создания и реализации системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации.

За высокий профессионализм, успехи в научной деятельности награжден правительственными и отраслевыми наградами — медалью «В память 850-летия Москвы», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службы России», знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Владимира Вениаминовича с 60-летием, желаем крепкого здоровья, долголетия, дальнейших успехов в работе.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



7 мая 2009 г. исполнилось 70 лет научному сотруднику ЦНИГРИ **Игорю Александровичу Августинчику** — специалисту в области металлогении месторождений цветных металлов и конъюнктуры минерального сырья. В институте работает с 1977 г. Его многолетние исследования посвящены изучению и разработке методов прогнозирования платино-медно-никелевых месторождений Таймыра, Кольского полуострова, Карелии, Восточного Казахстана. Участвовал в создании прогнозно-поискового комплекса на сульфидное медно-никелевое оруденение норильского типа. Результаты его работ отражены в десятках научных отчетов и публикаций. За успешную реализацию рекомендации по приросту запасов на Талнахском месторождении в 1989 г. удостоен серебряной медали ВДНХ. Участвовал в составлении атласа «Прогнозно-поисковые модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (1993 г.).

С 1994 г. научные интересы И.А.Августинчика связаны с анализом мировой конъюнктуры благородных и цветных металлов — актуальным направлением исследований долгосрочных тенденций использования и развития минерально-сырьевой базы металлов, с оценкой возможностей освоения отечественных месторождений в современных рыночных условиях и прогнозированием мирового рынка металлов. Результаты исследований последних лет в этой области представлены в опубликованной монографии «Мировая МСБ благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг.» и ряде статей.

Разносторонние научные знания, большой опыт работы, высокая квалификация, преданность своему делу, а также владение английским языком позволяют И.А.Августинчику успешно решать научные проблемы, активно участвовать в работе отечественных и зарубежных конференций и симпозиумов. Он — автор и соавтор более 60 печатных работ.

Поздравляем Игоря Александровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, личного счастья, благополучия, дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

16 июня исполнилось 60 лет **Татьяне Владимировне Пучковой** — заведующей лабораторией физико-химических методов анализа отдела аналитических исследований ЦНИГРИ.

Т.В.Пучкова работает в институте с 1973 г. после окончания Московского института тонких химических технологий в должности инженера, ведущего инженера, а с 2005 г. заведующего лабораторией. Является высококвалифицированным специалистом в области анализа руд благородных и цветных металлов, владеет классическими и новейшими физико-химическими методами элементного анализа. При ее непосредственном участии разработаны методики определения золота и платиновых металлов на основе химического и пробирного концентрирования с последующим высокочувствительным определением металлов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Методики утверждены и внесены в Федеральный реестр методик выполнения измерений и широко используются в практике анализа руд и горных пород разведываемых месторождений благородных металлов.



Под руководством Т.В.Пучковой проводится массовый анализ геохимических, геологических и технологических проб на содержание благородных, цветных металлов и других элементов, осуществляется внешний контроль геологических проб объектов недропользования, а также сертификационный анализ качества минерального сырья.

Т.В.Пучкова — хороший организатор, ответственный и трудолюбивый сотрудник, пользуется уважением в коллективе, щедро делится своим опытом с молодежью.

Производственные достижения Т.В.Пучковой неоднократно отмечены грамотами и благодарностями МПР РФ и ЦНИГРИ. Она награждена медалью «Ветеран труда» и знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Татьяну Владимировну с юбилеем, желаем крепкого здоровья, счастья, дальнейших успехов в работе.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Оставляются поля сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. **В редакцию представляются один экземпляр статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Word (*.doc, *.rtf) — предпочтительно, Text format (*.txt) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал); для таблиц такой же шрифт (размер 9-10, один межстрочный интервал). Таблицы и подписи к рисункам помещаются в отдельные файлы.** По окончании работы дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы».

Рисунки и другие графические материалы (не более 5) принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге и прилагаются к статье в одном экземпляре. На обороте каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. **Размер оригиналов рисунков с подрисовочными подписями и таблиц не должен превышать формат страницы журнала (23x16 см).** Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр не менее 2 мм. **Каждый рисунок помещается в отдельный файл в форматах: штриховой рисунок и растровое фото (*.tif, *.jpg и др.), векторная графика (*.cdr — предпочтительно, *.eps, *.wmf и др.), диаграмма Microsoft Excel (*.xls).** Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. **Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения.**

Подрисовочные подписи набираются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation.

Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

Список литературы (не более 15 названий) нумеруется в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес, служебный и домашний телефоны.

Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).