

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНДЯК (ЮЖНЫЙ УРАЛ): СТРУКТУРНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 2013 г. С. Е. Знаменский, С. В. Мичурин

*Институт геологии УфНЦ РАН  
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2  
E-mails: Znamensky\_Sergey@mail.ru; s\_michurin@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.04.2012 г.

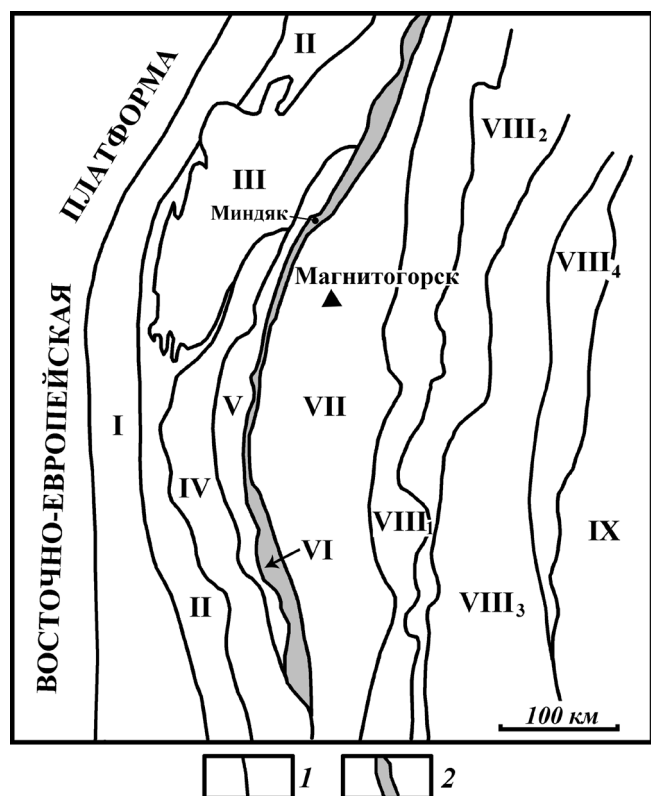
Рассмотрены структурные и геохимические факторы формирования золото-сульфидного месторождения Миндяк. Показано, что его региональная геолого-структурная позиция определяется приуроченностью к узлу пересечения коллизийного северо-восточного надвига с более поздней зоной малоамплитудных сдвигов и косых разрывов близмеридионального простираения, а ведущим фактором локального структурного контроля оруденения служили сдвиговые деформации. Приведены данные по изотопному составу серы пирита различных генераций, кислорода и углерода карбонатов, подтверждающие магматический источник рудоносных флюидов. По результатам изучения РЗЭ выяснено, что литологический контроль оруденения полимиктовым олистостромом может быть связан с процессами заимствования рудных компонентов из цемента этих пород, содержащего сингенетичную пиритовую минерализацию. *Ключевые слова:* золото-сульфидное месторождение, структурный контроль оруденения, сдвиг, изотопы серы, редкоземельные элементы.

### ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Миндяк расположено в зоне Главного Уральского разлома в Учалинском рудном районе, охватывающем северное замыкание Магнитогорской мегазоны Южного Урала (рис. 1). По классификации Н.А. Фогельман, М.М. Константинова и Н.К. Курбанова [24] оно относится к семейству месторождений золото-сульфидно-углеродистого формационного ряда, в зарубежных систематиках соответствует орогенному типу месторождений золота [28]. В настоящее время, благодаря работам российских и иностранных исследователей, накоплен обширный фактический материал по геодинамическим режимам и обстановкам формирования, региональным рудоконтролирующим структурным элементам, типоморфизму разноглубинных рудовмещающих структур, роли литологических и петрофизических факторов в размещении оруденения орогенных прожилково-вкрапленных месторождений золота [3, 9, 13, 27, 28, 30]. Вместе с тем, по-прежнему актуальными и недостаточно разработанными остаются вопросы, касающиеся геолого-структурной позиции месторождений этого типа, тектонофизического контроля оруденения и механизмов образования объемных трещинно-разрывных структур [20]. Дискуссионным является генезис орогенных месторождений [11].

Указанные выше проблемы существуют и на южноуральских золото-сульфидных месторожде-

ниях, в т.ч. и на месторождении Миндяк. Его изучением в разные годы занимались М.Б. Бородаевская и А.Г. Беликова [1], Н.И. Бородаевский [2], И.Г. Дубенко, Т.Т. и Ю.В. Казанцевы [8], В.В. Мурзин с соавторами [14–16], Ю.И. Новожилов [18], В.Н. Сазонов [13] и многие другие исследователи. Группой сотрудников ЦНИГРИ под руководством Н.К. Курбанова [7] месторождение использовано в качестве одного из эталонных объектов для разработки критериев прогноза и поиска в пределах Магнитогорской мегазоны оруденения золото-сульфидно-углеродистого семейства. По данным указанных исследователей, месторождение имеет вулканогенно-метаморфогенный генезис и приурочено к субшелочным базальтоидным отложениям березовской свиты (C<sub>1</sub>t-v). Оруденение представлено двумя основными структурно-морфологическими разновидностями: 1) линзовидными и линзовидно-пластовыми стратифицированными телами вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд преимущественно пиритового состава и 2) прожилковой карбонат-кварцполисульфидной минерализацией, локализованной в секущих тектонических зонах. Предполагается, что основную массу стратифицированных руд составляют продукты поствулканических гидротермальных процессов, по-видимому, сольфатарно-фумарольного этапа формирования раннекаменноугольных базальтоидных вулкани- тов. Более поздняя прожилковая минерализация



**Рис. 1.** Схема, иллюстрирующая геологическое положение месторождения Миндяк (составлена на основе тектонической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000 [22]).

1 – границы региональных тектонических структур, 2 – зона Главного Уральского разлома. I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; III – Башкирский мегантиклинорий; IV – Зилаирский синклинорий; V – Уралтауский антиклинорий; VI – зона Главного Уральского разлома; VII – Магнитогорская мегазона (синформа); VIII – Урало-Тобольская мегазона: VIII<sub>1</sub> – Восточно-Уральское поднятие, VIII<sub>2</sub> – Восточно-Уральский прогиб, VIII<sub>3</sub> – Джетыгаринско-Троицкое (Зауральское) поднятие, VIII<sub>4</sub> – Денисовская зона; IX – Зауральская мегазона.

секущих зон относится к регенерированному метаморфогенному оруденению.

Создание геолого-генетических, а на их основе и прогнозно-поисковых моделей золото-сульфидных месторождений в углеродсодержащих комплексах, является важной практической задачей в связи с проведением в последнее десятилетие на Южном Урале прогнозно-поисковых работ на золото, финансируемых Федеральным агентством по недропользованию.

Нами месторождение изучалось в течение 20 лет. За этот период выполнено структурное картирование поверхности, открытых и подземных горных выработок, проведены петрографические,

литолого-фациальные, тектонофизические и изотопно-геохимические исследования, дешифрирование разномасштабных аэрофотоснимков, проинтерпретированы геофизические материалы и обобщены данные эксплуатационных и поисково-разведочных работ. Результаты исследований позволили уточнить геолого-структурные условия локализации и генезис месторождения.

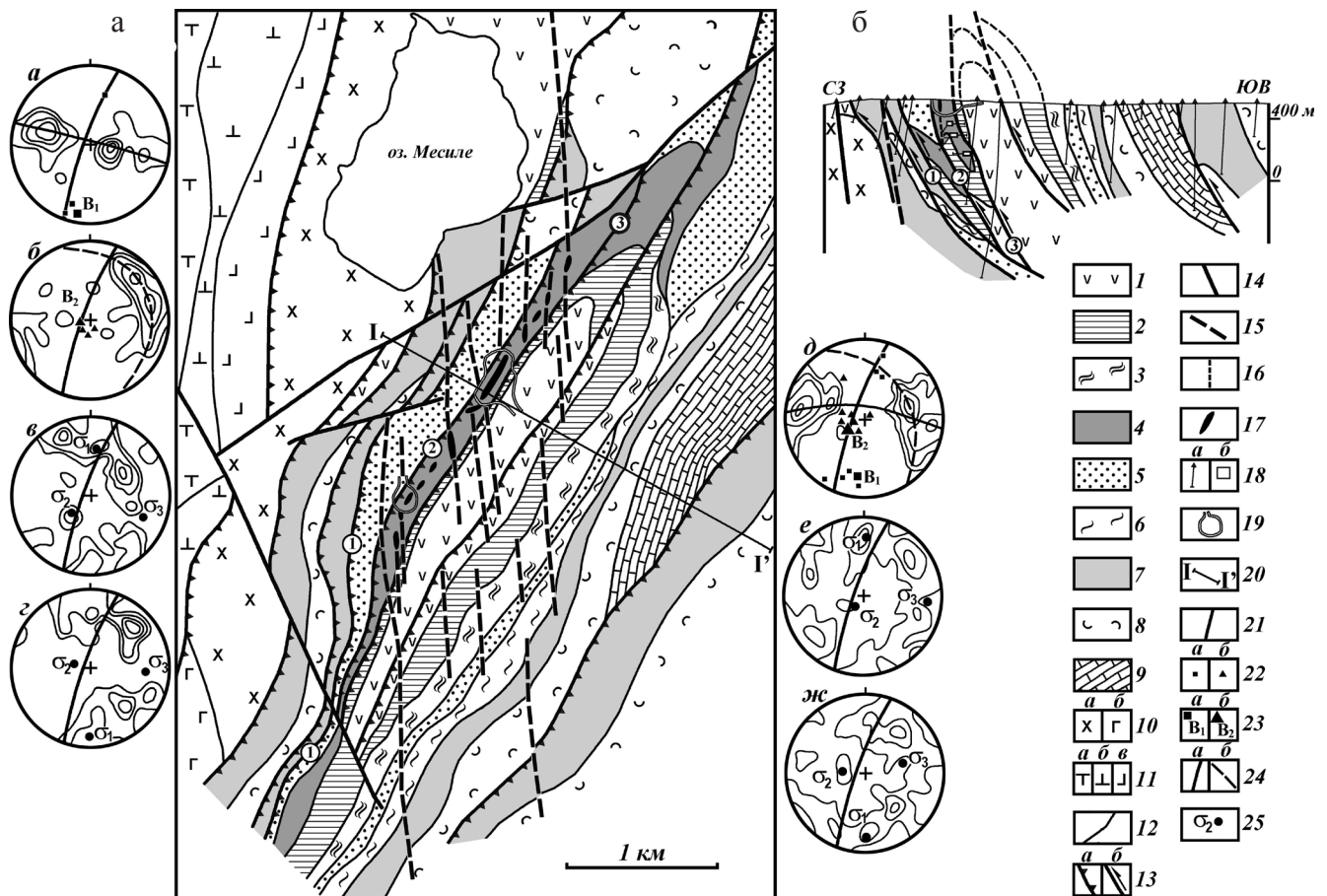
#### СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕГО РАЗРЕЗА

В ранее опубликованной работе нами было показано [5], что рудовмещающий разрез месторождения представляет собой пакет тектонических пластин (рис. 2). Тектонические пластины сложены (снизу вверх): 1) пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и их туфами мощностью 350–400 м, близкими по химическому составу к вулканитам ирендыкской свиты (D<sub>2e1</sub>) (табл. 1); 2) карбонатным олистостромом (C<sub>1t-v</sub>) с фауной фораминифер турне-визейского возраста, содержащим наряду с обломками известняков олистолиты серпентинитов, мощностью 0–90 м; 3) меланжированными серпентинитами, пироксенитами, габбро и горнблендитами мощностью 0–200 м; 4) полимиктовым олистостромом (C<sub>1</sub>) мощностью 0–300 м; 5) терригенно-карбонатными отложениями (C<sub>1v</sub>) мощностью 0–300 м; 6) меланжированными ультрабазитами мощностью 0–250 м; 7) карбонатным олистостромом (C<sub>1v</sub>) мощностью 50–350 м; 8) вулканогенно-осадочными и кремнистыми отложениями (D<sub>3</sub>?).

Границами пластин служат разрывные нарушения. Например, контакт ирендыкских вулканитов с перекрывающим их карбонатным олистостромом, обнаженный в восточном борту карьера Благодатный, проходит по разлому. Граничное разрывное нарушение выполнено глиной трения и серпентинитами. Разлом косо сечет первично-вулканические структурные элементы нижней пластины. Следует отметить, что в олистостроме отсутствуют обломки ирендыкских пород.

На восточном фланге месторождения тектоническая пластина вулканогенно-осадочных и кремнистых отложений (D<sub>3</sub>?) перекрыта толщей известняков с поздневизейско-раннесерпуховской макрофауной мощностью до 400 м. Контакт известняков с нижележащими породами достоверно не изучен. По-видимому, карбонатные отложения также находятся в аллохтонном залегании.

Золото-сульфидная минерализация концентрируется в пластине полимиктового олистострома. Олистостром представляет собой хаотическое нагромождение олистолитов и олистоплаков размером от первых десятков сантиметров до нескольких сотен метров, сложенных серпентинитами, пироксенитами, роговообманковыми габбро, эффузивными диабазами с подушечной отдельностью



**Рис. 2.** Схема геологического строения (а) и разрез (б) месторождения Миндяк (составлены с использованием данных Миндякского рудника).

*а-ж* – диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) плотностей полюсов слоистости (*а, б, д*), рудных прожилков пиритового (*в, е*) и сульфидно-карбонат-кварцевого (*з, ж*) состава: *а* – количество замеров 55, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 8%; *б* – количество замеров 56, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 8%; *в* – количество замеров 82, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 8%; *з* – количество замеров 75, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 6%; *д* – количество замеров 101, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 8, 12%; *е* – количество замеров 94, изолинии соответствуют 1, 3, 5%; *ж* – количество замеров 85, изолинии соответствуют 1, 3, 5%. Диаграммы составлены по результатам структурных наблюдений, выполненных в зонах Западного (*а-з*) и Восточного (*д-ж*) разломов.

*1–8* – тектонические пластины: *1* – вулканиты ( $D_2e_1ir$ ), *2* – карбонатный олистостром ( $C_1t-v$ ), *3* – меланжированные ультрабазиты и габбро, *4* – полимиктовый олистостром ( $C_1$ ), *5* – терригенно-карбонатные породы ( $C_1v$ ), *6* – меланжированные ультрабазиты, *7* – карбонатный олистостром ( $C_1v$ ), *8* – вулканогенно-осадочные и кремнистые породы ( $D_3?$ ); *9* – толща (тектоническая пластина?) известняков ( $C_1v_3-s_1$ ); *10* – роговообманковые диориты и габбро (*а*) и габбро-диабазы (*б*) неизвестного возраста; *11* – Миндякский ультрабазитовый массив: *а* – гарцбургит-лерцолитовая серия, *б* – дунит-пироксенитовый комплекс, *в* – габбро; *12* – границы тектонических пластин и пород; *13* – взбросо-надвиги юго-восточного падения в плане (*а*) и на разрезе (*б*); *14* – трансферные сдвиги; *15* – вторичные сдвиги и косые разрывы близмеридиональной тектонической зоны; *16* – рудовмещающие разрывы на разрезе; *17* – рудные тела; *18* – проекции скважин (*а*) и горных выработок (*б*); *19* – контуры карьеров (северный – Благодатный, южный – Куш-таш); *20* – линия геологического разреза; *21–25* – на диаграммах: *21* – плоскости разломов, ограничивающих рудовмещающую свдиговую зону; *22* – замеренные шарниры складок волочения  $F_1$  (*а*) и  $F_2$  (*б*), связанных с надвиговыми и праводвиговыми движениями по граничным разломам, соответственно; *23* – реконструированные оси складчатости  $F_1$  (*а*) и  $F_2$  (*б*); *24* – плоскости симметрии складчатости  $F_1$  (*а*) и  $F_2$  (*б*); *25* – оси главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$  – максимальных,  $\sigma_2$  – средних,  $\sigma_3$  – минимальных). Арабскими цифрами в кружках обозначены взбросо-надвиги: *1* – Главный, *2* – Западный, *3* – Восточный.

и их брекчиями, известняками и известняковыми брекчиями с раннекаменноугольными фораминиферами, песчаниками и кремнями неизвестного возраста (рис. 3). Оруденение локализовано преимущественно в интервалах пересечения разломами олистоплаков, сложенных диабазами и их брекчиями. Диабазы по химическому составу идентич-

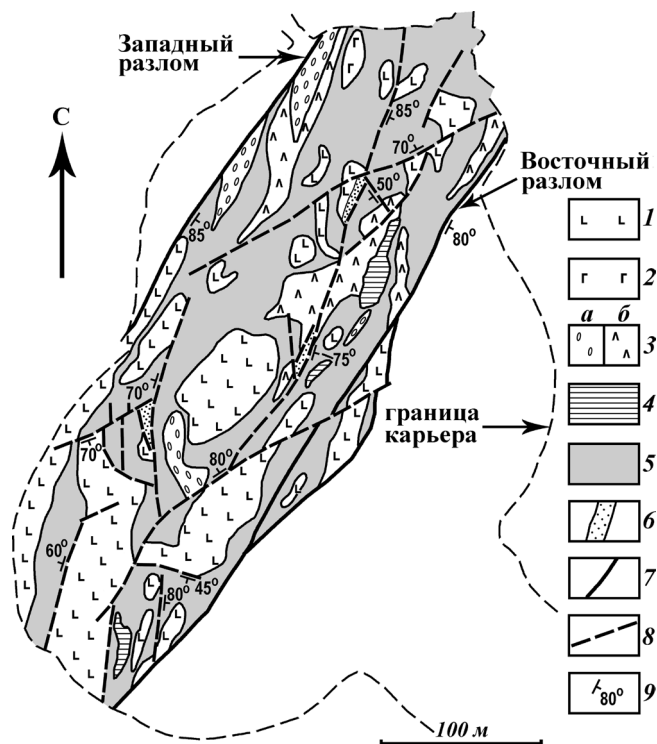
ны океаническим толеитовым базальтам поляковской свиты (табл. 1), датированной по конодонтам средним ордовиком. Близость составов миндякских и поляковских основных вулканитов ярко выражена в спектрах распределения РЗЭ (рис. 4), которые являются типичными для базальтов современных зон СОХ. В то же время, по химизму ди-

**Таблица 1.** Химический состав вулканогенных пород месторождения Миндяк

№ п/п	1	2	3	4	5
№ обр.	Б-91-11А	Б-91-11Г	К-91-3	и-10	и-8
SiO <sub>2</sub>	49.90	49.0	50.2	51.60	55.80
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.15	1.40	0.30	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	14.20	16.10	16.80	15.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	4.80	4.40	4.50	2.80
FeO	7.90	6.40	6.40	3.30	4.40
CaO	5.01	7.50	7.20	3.0	5.60
MgO	7.20	6.0	7.0	6.40	6.60
K <sub>2</sub> O	0.70	0.70	0.82	1.70	1.9
Na <sub>2</sub> O	4.0	4.0	3.0	4.90	2.8
ппп	5.20	5.70	3.30	6.90	3.90
Σ	100.2	99.45	99.82	99.40	99.60
Rb	16.0	16.5	21.9	12.6	21.0
Sr	56.4	63.7	23.7	151	253
Y	25.3	24.1	33.2	10.5	12.8
Zr	60.5	57.7	75.0	37.1	47.9
Nb	1.7	1.7	2.9	1.0	1.0
La	2.2	2.0	2.9	3.9	4.4
Ce	6.6	6.1	9.0	9.1	10.7
Pr	1.1	1.0	1.6	1.3	1.5
Nd	6.6	6.2	9.2	6.3	7.3
Sm	2.5	2.4	3.4	1.8	2.0
Eu	0.85	0.85	1.3	0.54	0.61
Gd	3.9	3.8	5.1	2.0	2.4
Tb	0.71	0.66	0.90	0.31	0.36
Dy	4.9	4.7	6.2	2.2	2.4
Ho	1.1	1.0	1.3	0.45	0.50
Er	3.4	3.1	4.1	1.3	1.6
Tm	0.49	0.45	0.58	0.19	0.24
Yb	3.3	3.0	3.8	1.3	1.6
Lu	0.50	0.43	0.56	0.19	0.23
ΣPЗЭ	38.15	35.69	49.94	30.88	35.84
PЗЭ <sub>L</sub>	19.85	18.55	27.4	22.94	26.51
PЗЭ <sub>H</sub>	18.3	17.14	22.54	7.94	9.33
ΣL/ΣH	1.08	1.08	1.22	2.89	2.84
Eu/Eu*	0.83	0.86	0.95	0.87	0.85
Ce/Ce*	1.03	1.05	1.01	0.99	1.02
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.48	0.48	0.55	2.15	1.97
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.98	1.05	1.11	1.27	1.24
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.57	0.54	0.55	1.4	1.42

Примечание. 1–3 – диабазы полимиктового олистострома; 4–5 – базальт (4) и андезибазальт (5) ирендыкской свиты. Содержание окислов даны в мас. %, микроэлементов и PЗЭ – в г/т. Силикатные анализы выполнены в ИГ УфНИЦ РАН. Рассеянные элементы определены в ИПТМ РАН методом ICP-MS. В таблицах 1 и 4 при расчете величин  $\delta Eu$  и  $\delta Ce$  теоретическое содержание Eu и Ce принималось за 1, нормирование произведено на хондрит C1 по [33].

абазы олистострома резко отличаются от вулканитов березовской свиты. Последние, судя по индикаторным петрогеохимическим признакам, образовались в условиях континентального рифтогенеза [10, 26 и др.]. Таким образом, геологами ЦНИГРИ полимиктовый олистостром ошибочно выделяется в качестве рудоносной “диабазовой” толщи березовской свиты [2, 7].



**Рис. 3.** Строение полимиктового олистострома в карьере Благодатный (схема составлена с использованием данных Ю.И. Новожилова [18]).

1–4 – олистоплаки: 1 – диабазов и брекчий, 2 – габбро, 3 – известняковых брекчий (а) и лигнитовых по ним (б), 4 – серпентинитов; 5 – углеродсодержащий глинисто-кремнистый цемент олистострома; 6 – фрагменты Северной рудной линзы; 7 – разломы, ограничивающие зону правого сдвига; 8 – вторичные рудоносные разрывы зоны правого сдвига; 9 – элементы залегания.

Связующей массой “винегрета” тектонических обломков и глыб полимиктового олистострома служат сильно дислоцированные тонкослоистые углеродсодержащие глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы. В подчиненном количестве присутствуют прослои алевролитов, песчаников и гравелитов. В обломочной фракции песчаников и гравелитов преобладают продукты размыва диабазов. Кроме того отмечаются обломки серпентинитов, замещенные тальком и карбонатом. Цемент олистострома содержит в значительном количестве сингенетичную сульфидную минерализацию, представленную тонкой вкрапленностью глобулярного пирита обычно размером менее 0.1 мм и конкрециями пирита. Конкрекции пирита установлены нами впервые на месторождении (рис. 5). Они представляют собой шаровидные и овальные образования диаметром 1.5–4 см, имеющие радиально-лучистое строение, обусловленное клиновидными выклинивающимися к центру кристаллами, или концентрически зональную структуру.

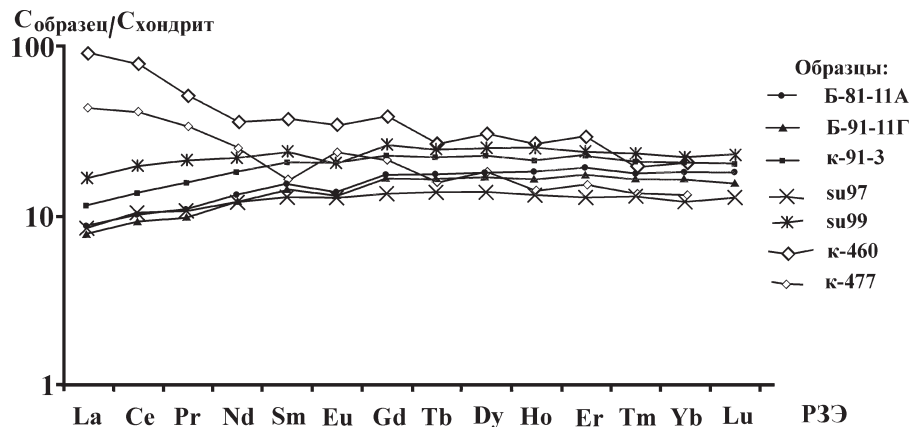


Рис. 4. Нормализованные графики распределения PЭ элементов в диабазах месторождения Миндяк.

Образцы Б-91-1А, Б-91-11-Г, к-91-3 – диабазы полимиктового олистодрома (исходные данные см. табл. 1); su-97 и su-99 – базальты поляковской свиты [32]; к-460 и к-477 – базальты березовского комплекса [10].

Особенности строения и состава полимиктового олистодрома позволяют с большой долей уверенности предполагать, что его накопление происходило в палеобассейне, расположенном во фронтальной части крупного тектонического покрова.

Как видно из приведенных данных, рудомещающий разрез месторождения объединяет гетерогенные породы, имеющие различный возраст и сформировавшиеся в различной геодинамической обстановке.

#### СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Структура месторождения представляет собой узел пересечения северо-восточного взбросо-надвига с более поздней Баишевско-Тимирьяновской тектонической зоной близмеридионального простирания (рис. 2). Взбросо-надвиг относится к коллизионным разрывным нарушениям второго порядка зоны Главного Уральского разлома. В пределах месторождения взбросо-надвиг состоит из следующих основных структурных элементов: 1) северо-восточного правого и северо-западного левого сдвигов трансферного типа, ограничивающих месторождение с севера и юга, соответственно; 2) антиформы северо-восточного простирания, расположенной внутри тектонического клина; 3) системы чешуйчатых взбросо-надвигов юго-восточного падения.

Северо-восточный трансферный сдвиг представлен в обнажениях зоной интенсивно расланцованных и перемятых листоватых, содержащих многочисленные зеркала скольжения и кварцевые жилы. Мощность зоны достигает 150 м. Длина по простиранию превышает 5 км. Судя по ориентировке сланцеватости и кварцевых жил, сдвиг имеет юго-восточное падение под углами 80–85°. Нами в горных выработках наблюдались транспрессивные дуплексы, образованные зеркалами сколь-



Рис. 5. Конкреция пирита в углеродсодержащем глинисто-кремнистом цементе полимиктового олистодрома. Восточный борт карьера Куш-таш.

жения и поверхностями сланцеватости, которые свидетельствуют о правосторонних движениях по трансферу.

Северо-западный трансферный сдвиг характеризуется близким строением и представлен мощной зоной расланцевания с кварцевыми жилами крутого северо-восточного падения (угол падения 85–90°). Его длина по простиранию составляет около 4.5 км. По разлому установлены смещения вмещающих пород с левым знаком. Горизонтальная амплитуда смещения достигает 400 м.

Антиформа представляет собой линейную западновергентную складку, имеющую длину по простиранию около 5 км при ширине 2 км. В складку смята охарактеризованный выше пакет тектонических пластин. Впервые антиклинальное строение месторождения было установлено группой сотрудников ЦНИГРИ под руководством Н.И. Боро-

даевского [2], проводивших его изучение в 60-х гг. прошлого столетия. В более поздних работах рудовмещающая структура месторождения стала интерпретироваться как фронтальная часть чешуйчатого надвига [8]. Однако такой модели строения месторождения противоречат имеющиеся геолого-структурные данные. Антиформная структура с ядром, выполненным ирендыкскими вулканитами, отчетливо реконструируется по элементам залегания второй тектонической пластины, сложенной карбонатным олистостромом ( $C_{1t-v}$ ).

В пределах антиформы развита серия продольных взбросо-надвигов юго-восточного падения, концентрирующихся на северо-западном крыле складки: Главный, Западный, Восточный и некоторые другие. По разломам установлены две главные фазы движений: ранние – взбросовые и поздние – правосторонние, что более подробно рассмотрено в следующем разделе. Вертикальная (взбросовая) амплитуда смещений по разломам составляет первые сотни метров, а по Главному разлому, по видимому, превышает 1 км. Горизонтальная амплитуда достоверно не установлена. За пределами тектонического клина, ограниченного трансферами, количество взбросо-надвигов резко сокращается.

Баишевско-Тимирьяновская близмеридиональная тектоническая зона состоит из малоамплитудных разрывов, в основном зон расщепления, смещающих с левым знаком взбросо-надвиги и трансферные сдвиги. Разломная зона имеет ширину около 1 км. Длина отдельных нарушений достигает 2.5–3 км. Преобладают разрывы крутого западного падения. Разломы этого направления контролируют размещение дорудных листов. На северо-западном крыле антиформы они вмещают золото-сульфидное оруденение (разлом Восточной рудной линзы, рудоносные разрывы участка Куш-таш и другие). Проявления сульфидной минерализации в разрывах этого направления наблюдались нами и за пределами месторождения. Закартированная длина близмеридиональной тектонической зоны составляет около 6 км. По высотным аэрокосмоснимкам она прослеживается в южном направлении на расстояние не менее 20 км. К югу от Миндякского месторождения, в пределах близмеридиональной тектонической зоны, известны золоторудные проявления (Узынкульское и др.).

Кроме того, на месторождении картируются мелкие разрывы восток-северо-восточного простирания, секущие взбросо-надвиги. Существенного влияния на структуру месторождения они не оказывают.

Таким образом, структура месторождения Миндяк представляет собой сложно построенный узел пересечения двух коллизионных разломов: северо-восточного взбросо-надвига и тектонической зоны субмеридионального простирания.

## СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Золото-сульфидное оруденение локализовано во взбросо-надвиговой пластине, ограниченной Западным и Восточным разломами, в узле пересечения ее близмеридиональной тектонической зоной (рис. 2). Эта пластина в приповерхностных горизонтах сложена полимиктовым олистостромом. По нашим данным, на рудном этапе она была трансформирована в зону правого сдвига. Две главные фазы ранних взбросо-надвиговых и поздних сдвиговых смещений по граничным разломам отчетливо реконструируются при изучении малых структурных форм. С ранними движениями надвигового типа связано образование цилиндрических складок волочения  $F_1$ , сохранившихся в отдельных интервалах разломных зон. Их шарниры ориентированы субпараллельно линиям простирания граничных разрывных нарушений. На диаграммах плотностей полюсов слоистости, замеренной в таких интервалах, цилиндрическим складкам соответствуют полюса, расположенные по дуге большого круга (диаграммы “а” и “д” на рис. 2). Положение шарниров частных складок и оси складчатости  $B_1$  (нормали к поясу) свидетельствует о взбросо-надвиговых смещениях по разломам.

Индикатором поздних правосдвиговых движений по Западному и Восточному разломам могут служить мелкие конические складки волочения  $F_2$ , отличающиеся преобладающим северо-западным простиранием. Во всех пунктах структурных наблюдений ориентировка шарниров частных складок волочения, как правило, совпадает с положением оси складчатости  $B_2$ , восстановленным при статистическом анализе элементов залегания слоистости (диаграммы “б” и “д” на рис. 2). На поздние смещения с правым знаком указывают также поля напряжений, реконструированные вблизи граничных разломов по рудным прожилкам с помощью метода П.Н. Николаева [17] (диаграммы “в”, “з”, “е” и “ж” на рис. 2).

В строении рудных тел месторождения, как отмечалось выше, участвуют прожилково-вкрапленная пиритовая минерализация и наложенное на нее прожилковое сульфидно-карбонат-кварцевое оруденение. Прожилково-вкрапленная минерализация локализована главным образом в зонах расщепления, в пределах которых рудовмещающие породы преобразованы в кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые метасоматиты иногда с примесью альбита и карбоната. Позднее оруденение приурочено к разрывам хрупкого типа (зонам макро- и микробрекций, трещинам отрыва, разрывам, состоящим из кулисных рядов отрыва, и т.п.). Околожилковые изменения представлены серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами. Главным рудным минералом поздней прожил-

ковой минерализации является пирит. В подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, самородное золото и некоторые другие минералы. Опубликованы различные данные о золотонности ранней и поздней рудных минеральных ассоциаций. По представлениям В.Н. Сазонова с соавторами [13] промышленное значение на месторождении имеет только прожилковая сульфидно-карбонат-кварцевая минерализация. Согласно другой точке зрения [16, 21], поддерживаемой авторами настоящей статьи, раннее оруденение также является продуктивным на золото. Об этом свидетельствует высокий уровень золотонности пирита прожилково-вкрапленных руд, который, по-видимому, является концентратором “невидимого” золота [16]. Анализ четырех проб пирита этих руд, выполненный нами методом ICP-MS, показал следующие содержания золота (в г/т): 12.7; 17.7; 20.2; 75.5.

По нашим данным, оруденение обоих типов локализовано внутри сдвиговой зоны во вторичных разрывах четырех направлений: 1) продольного северо-восточного (аз. пр. 10–35°), диагонального северо-восточного (аз. пр. 50–75°), 3) диагонального север-северо-западного (аз. пр. 320–350°) и 4) диагонального север-северо-восточного (аз. пр. 0–10°), которые аппроксимируются Y-, R-, R'- и P- сколами, соответственно (рис. 6). Примечательно, что граничные Западный и Восточный разломы оруденения в промышленных масштабах не содержат.

Результаты структурного картирования, выполненного нами в пределах наиболее крупных Северной, Южной и Восточной рудных линз, позволяют представить следующую модель рудного тела Миндякского месторождения. Ее основными элементами являются: 1) магистральный рудолокализирующий разлом, определяющий генеральное направление рудного тела; 2) оперяющие и пересекающие его второстепенные рудовмещающие разрывные нарушения, обуславливающие склонение рудных тел и создающие апофизы; 3) ореолы вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, сопровождающие магистральный разлом и вторичные нарушения.

Особенности строения рудных тел и условия размещения в них рудных столбов проиллюстрируем на примере Восточной и Южной рудных линз. Основной рудовмещающей структурой Восточной линзы служит левосторонний близвертикальный разлом север-северо-западного направления, определяющий ее простирацию (рис. 7а). Оруденение локализовано на изгибе, отклоняющемся против часовой стрелки от общего простираения разлома. По нашим наблюдениям, на горизонтах 187–171 м, он состоит из серии субпараллельных кулисно расположенных зон расланцевания общей мощностью около 10 м, вмещающих вкрапленную и прожилково-вкрапленную пиритовую минерализацию, прожилковые и гнездовые выделения пирита и кварца, ино-

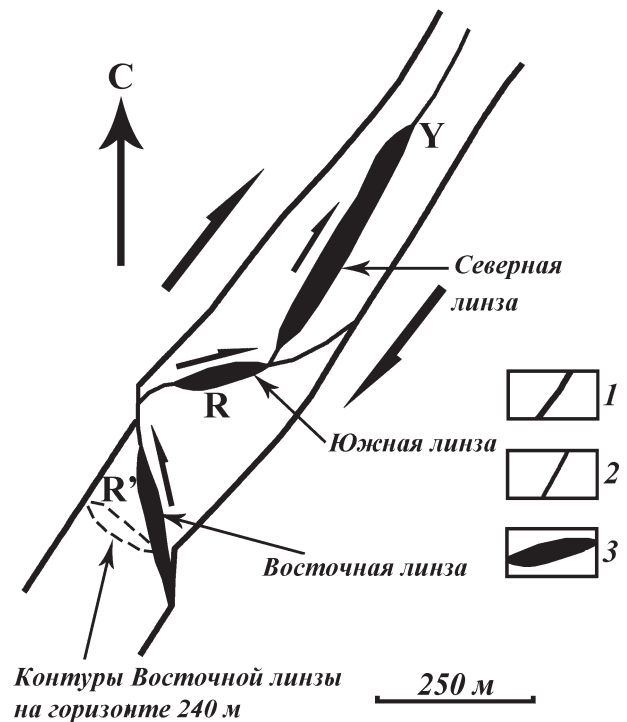
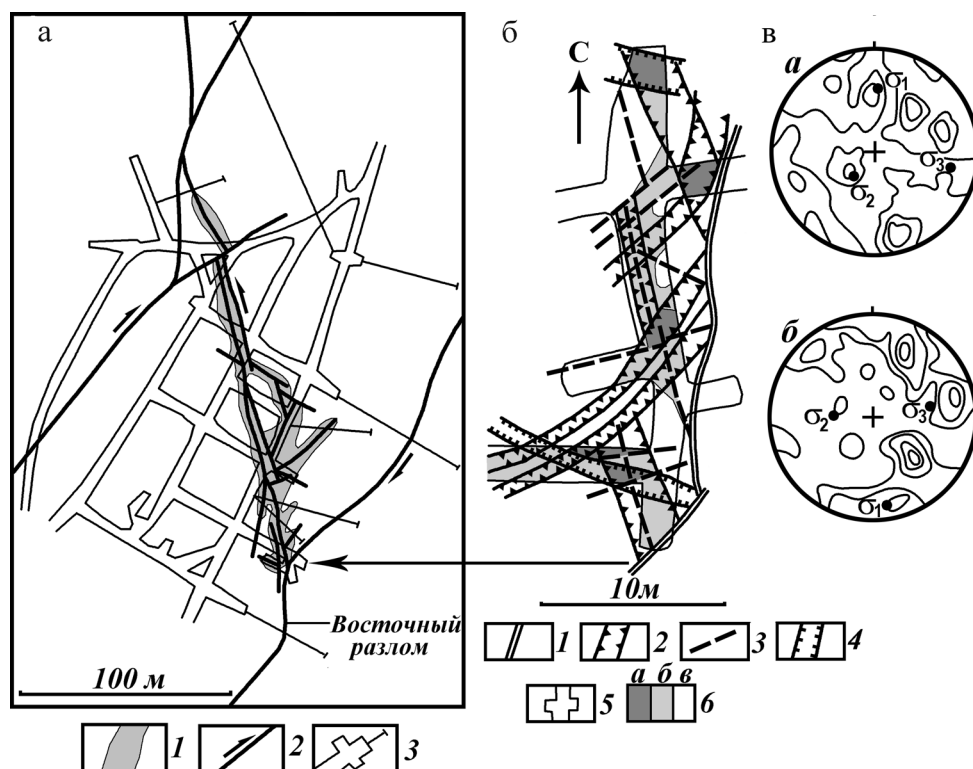


Рис. 6. Принципиальная схема строения рудовмещающей зоны правого сдвига в центральной части месторождения Миндяк. Горизонт 187 м.

1 – разломы, ограничивающие зону сдвига; 2 – вторичные разрывы сдвиговой зоны; 3 – рудные линзы. Стрелками показаны направления смещений крыльев сдвигов. Y – магистральные сколы, R – синтетические сдвиги, R' – антитетические сдвиги.

гда маломощные линзы серного колчедана с массивной и брекчиевидной текстурой. Апофизы рудного тела связаны с диагональными северо-западными и северо-восточными зонами расланцевания более высокого порядка, также содержащими пиритовую минерализацию. Рудные столбы, как правило, приурочены к интервалам сопряжения основного разлома с диагональными зонами расланцевания (рис. 7б). В пределах таких интервалов наиболее высокие содержания золота (обычно более 6 г/т) наблюдаются на участках развития зон мелких разрывов и линейных штокверков, выполненных сульфидно-карбонат-кварцевым материалом.

Данные, полученные при структурном картировании Южной рудной линзы, позволили выяснить факторы, обуславливающие ее юго-западное склонение (рис. 8а). Оно определяется направлением линии пересечения магистрального правого сдвига с вторичными разрывами. Магистральный сдвиг представлен здесь кулисно расположенными зонами расланцевания и сколовых нарушений юго-юго-восточного падения. Вторичные разрывы имеют преимущественно близмеридиональную и северо-западную ориентировку (рис. 8б). Рудная линза по простирацию вытянута вдоль магистрального



**Рис. 7.** Структурная схема Восточной рудной линзы, горизонт 187 м (по данным Миндякского рудника с дополнениями авторов) (а), схема размещения рудных столбов на южной выклинке Восточной рудной линзы, горизонт 171 м (б) и диаграммы плотностей полюсов прожилков (сетка Вульфа, верхняя полусфера) (в).

а: 1 – контуры Восточной линзы по данным опробования Миндякского рудника; 2 – разломы и направления смещений по ним; 3 – горные выработки и скважины.

б: 1 – разломы, ограничивающие рудную линзу; 2 – границы зон рассланцевания, содержащих вкрапленную и прожилково-вкрапленную пиритовую минерализацию; 3, 4 – разломы, вмещающие карбонат-кварц-полисульфидные прожилки: разломы с глиной трения (3), зоны трещиноватости (4); 5 – контуры горных выработок; б – содержания золота в контурах горных выработок по данным Миндякского рудника (г/т): а – >3, б – 1–3, в – <1.

в – прожилки: а – пиритовые (114 замеров, изолинии соответствуют 1, 3, 5%) и б – пирит-халькопирит-карбонат-кварцевые (85 замеров, изолинии соответствуют 1, 2, 4, 8%), южная выclinка Восточной линзы, горизонт 181 м, орт № 1. Точками обозначены оси главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$  – максимальных,  $\sigma_2$  – средних и  $\sigma_3$  – минимальных).

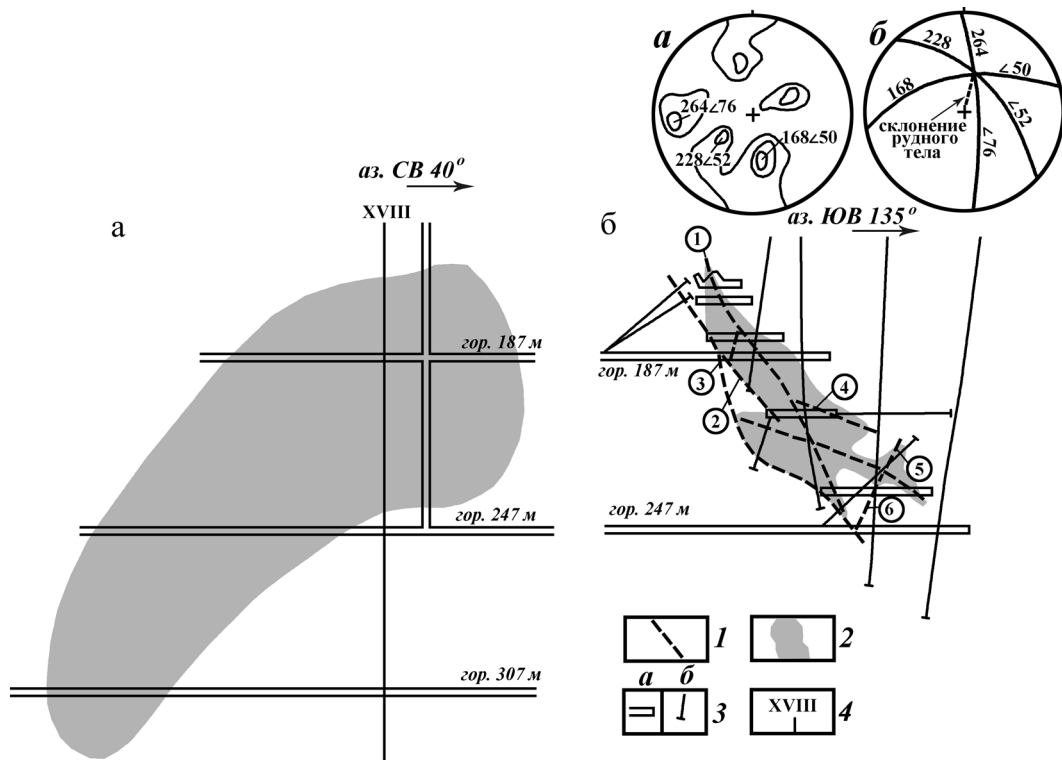
сдвига. Размещение апофиз контролируется дополнительными разрывами. При статистической обработке установлено, что наиболее крупные рудовмещающие разломы Южной линзы группируются на круговой диаграмме в три основных максимума: 1) аз.пд. ЮВ 168  $\angle 50^\circ$ , 2) аз.пд. ЮЗ 264  $\angle 76^\circ$  и 3) аз.пд. ЮЗ 228  $\angle 52^\circ$  (диаграмма а на рис. 8б). Линия пересечения разрывов этих трех систем совпадает с линией склонения Южной линзы (диаграмма б на рис. 8б).

Тектонические реконструкции, выполненные с помощью метода П.Н. Николаева [17] показали, что формирование как ранней прожилково-вкрапленной пиритовой, так и поздней сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации осуществлялось под действием сдвиговых и сбросо-сдвиговых полей палеонапряжений в условиях близширотной ориентировки оси главных минимальных нормальных напряжений (диаграммы “в”, “з”, “е” и “ж” на рис. 2, “а” и “б” на рис. 7). При сохранении плана

деформаций тектонические напряжения резко различались по абсолютным значениям в начале и в конце рудного этапа. Судя по морфологии рудовмещающих разрывов, образование ранней пиритовой минерализации происходило в обстановке сильного латерального стресса. В период формирования позднего прожилкового оруденения произошло резкое падение интенсивности сжимающих напряжений. По данным доломит-кальцитового геотермометра [15] сульфидно-карбонат-кварцевая минерализация образовалась при  $T = 195\text{--}205^\circ\text{C}$  и  $P = 0.04\text{--}0.13$  кбар.

Послерудные деформации проявлены на месторождении слабо. Авторами статьи наблюдались мелкие взбросы, взбросо-сдвиги и надвиги северо-западного и северо-восточного простираний, секущие рудные тела. Они представлены в основном зеркалами скольжения и разрывами, выполненными глиной трения. Изученная амплитуда смещения не превышает первых метров. Кинематиче-





**Рис. 8.** Продольная проекция на вертикальную плоскость (а) и разрез по линии XVIII (б) Южной рудной линзы (по данным Миндякского рудника с дополнениями авторов).

*а-б* – диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера): *а* – плотностей полюсов рудовмещающих разрывов (71 замер, изолинии соответствуют 1, 3, 5 %), *б* – реконструкции линии их пересечения. 1 – рудовмещающие разломы; 2 – Южная рудная линза; 3 – горные выработки (*а*) и скважины (*б*); 4 – линия профиля XVIII. Арабскими цифрами в кружках обозначены: 1–2 – магистральные разломы (1 – аз.пд.  $165^\circ/70^\circ$ , 2 – аз.пд.  $160^\circ/55^\circ$ ), 3–6 – дополнительные разрывы (3 – аз.пд.  $175^\circ/85^\circ$ , 4 – аз.пд.  $220^\circ/50^\circ$ , 5 – аз.пд.  $225^\circ/50^\circ$ , 6 – аз.пд.  $260^\circ/60^\circ$ ).

ский анализ векторов смещений по зеркалам скольжения, развитым в карьере Благодатный, позволил реконструировать поле палеонапряжений на послерудном этапе. Оно характеризуется пологой северо-восточной ориентировкой оси сжатия и относится к полям взбросо-сдвигового типа [5].

Как видно из приведенных выше данных, ведущим фактором локального структурного контроля золото-сульфидного оруденения Миндяк служили сдвиговые деформации.

#### ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ И РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Для оценки возможных источников вещества золото-сульфидного оруденения проведены изотопные исследования серы пирита различных генераций, углерода и кислорода карбонатов из рудоносных сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков, а также изучено распределение РЗЭ в пирите, околорудных метасоматитах и во вмещающих породах.

*Изотопный состав серы* изучен в пирите (табл. 2), представленном на месторождении тремя основными генерациями (от ранних к поздним):

1) глобулярным и конкреционным пиритом, 2) пиритом прожилково-вкрапленных руд, 3) пиритом сульфидно-карбонат-кварцевой прожилковой минерализации.

Соотношение изотопов серы в глобулярном и конкреционном пирите изменяется от  $-25.3$  до  $-5.2\text{‰}$  ( $n = 6$ ). Эти данные позволяют предполагать его осадочно-биогенное происхождение и подтверждают сингенетичное образование с вмещающими породами.

Пирит II и III генераций Северной, Южной и Восточной рудных линз, а также минерализованной зоны участка Куш-таш, характеризуется устойчивыми околонулевыми значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0.1$  до  $2.9\text{‰}$  ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 1.4\text{‰}$ ,  $n = 12$ ), свидетельствующими о поступлении серы из магматического источника. Ранее близкие результаты были получены Л.А. Логиновой и Г.Н. Засухиным [12] при анализе изотопного состава серы пирита Восточной рудной линзы. Установлены вариации  $\delta^{34}\text{S}$  в интервале от  $-2.0$  до  $2.5\text{‰}$ . Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  составило  $0.1\text{‰}$ ,  $n = 40$ . На преимущественно магматический источник серы пирита указывают также данные В.В. Мурзина с соавторами [14, 15].

**Таблица 2.** Результаты изотопного анализа серы пирита Миндякского месторождения

№ п/п	№ образца	Место отбора пробы	Характеристика образца	$d^{34}\text{S}, \text{‰}$
1	В-171-16г	Восточная рудная линза участок Куш-таш	глобулярный пирит первой генерации	-5,2
2	К-11-26п		глобулярный и тонкозернистый пирит первой генерации	-12,6
3	К-11-12п	—"	глобулярный пирит первой генерации	-9,7
4	К-11-3	—"	конкреционный пирит первой генерации	-6,1
5	К-11-9ц	—"	конкреционный пирит первой генерации (центр конкреции)	-14,1
6	К-11-9к	—"	то же, край конкреции	-25,3
7	Ю-4-2	Южная рудная линза	пирит второй генерации	0,0
8	В-171-8п	Восточная рудная линза	—"	2,1
9	В-171-8		пирит третьей генерации	2,9
10	В-171-13	—"	—"	-0,1
11	В-171-15к	—"	—"	1,1
12	В-171-16	—"	—"	2,4
13	В-171-4	—"	—"	0,0
14	Ю-4п	Южная рудная линза	—"	0,4
15	Ю-8	—"	—"	1,2
16	33/2	Северная рудная линза	—"	2,5
17	3/2		—"	2,7
18	К-91-1п	участок Куш-таш	—"	1,3

Примечание. Измерения изотопного состава серы выполнены в ИГ УфНЦ РАН.

**Таблица 3.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Миндякского месторождения

№ п/п	№ образца	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}, \text{‰}$
1	В-171-15к	-6,6	19,4	-6,4	9,6
2	Ю-4к	-7,0	19,9	-6,8	10,1
3	Ю-8к	-7,3	19,6	-7,1	9,8
4	33/2к	-6,4	20,1	-6,2	10,3
5	Эр-756*	-7,4	20,1	-8,2	10,0
6	Эр-758*	-21,6	19,6	-22,4	9,5
7	Эр-759*	-9,2	28,5	-10,0	18,4
8	Эр-760*	-6,3	20,4	-7,1	10,3
9	Эр-1164*	-6,1	18,3	-6,4	8,2

Примечание. Пробы В-171-15к, Ю-4к, Ю-8к, 33/2к – кальцит из рудоносных карбонат-кварцевых прожилков, развитых в аподиабазовых метасоматитах (Ю-4к) и метасоматитах по осадочным породам (В-171-15к, Ю-8к, 33/2к). Измерение изотопного состава углерода и кислорода выполнены в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН. \* – данные В.В. Мурзина с соавторами [14]. Пробы Эр-756, Эр-758, Эр-759, Эр-760 – доломит, проба Эр-1164 – доломит+кальцит из продуктивных метасоматитов, образовавшихся по осадочным породам (Эр-756, Эр-758, Эр-759) и диабазам (Эр-760, Эр-1164).

М.А. Голуб с соавторами [4] на участке Куш-таш выявлена пирит-арсенопиритовая минерализация с сильно утяжеленным изотопным составом серы. В пирите значения  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют от 5,8 до 20,9‰ ( $n = 31$ ), а в арсенопирите – от 7,7 до 13,2‰ ( $n = 7$ ). Эта минерализация вскрыта скважинами в лиственитизированных осадочных породах западнее тектонической пластины полимиктового олистострома и ее возрастные и генетические соотношения с золото-сульфидным оруденением неизвестны.

Изотопный состав углерода и кислорода месторождения Миндяк изучался В.В. Мурзиным с соавторами [14, 15]. По результатам исследования  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты, извлеченной из флюидных включений кварца, а также  $\delta^{18}\text{O}$  кварца и альбита околорудных метасоматитов было установлено, что рудоносный флюид отвечает магматическому ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -7,8 \dots -6,2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,3 \dots 8,2\text{‰}$ ). В то же время значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов из продуктивных метасоматитов, и соответственно  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  равновесного с ними флюида отличаются значительными вариациями ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -22,4 \dots 1,6\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 8,5 \dots 15,7\text{‰}$ ), что, по мнению указанных выше исследователей, обусловлено взаимодействием магматического рудоносного флюида с вмещающими породами.

Кроме того, В.В. Мурзиным с соавторами [14, 15] был изучен изотопный состав С и О карбонатов из дорудных лиственитов, который также отличается широкими колебаниями  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-5,4 \dots 8,0\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  ( $18,4 \dots 29,92\text{‰}$ ).

Нами определен изотопный состав углерода и кислорода кальцита из сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков, развитых в пределах Северной, Южной и Восточной рудных линз (табл. 3). Изотопные составы С и О во флюиде рассчитаны по уравнениям фракционирования в системах кальцит– $\text{CO}_2$  [31] и кальцит– $\text{H}_2\text{O}$  [34] с учетом температуры минералообразования  $200^\circ\text{C}$ , которая в большинстве случаев устанавливается для карбонатов из продуктивных метасоматитов [14]. Рассчитанные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -7,1 \dots -6,2\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 9,6 \dots 10,3\text{‰}$  рудоносного флюида близки

к углероду и кислороду магматического происхождения (рис. 9).

Таким образом, результаты исследований изотопного состава серы, углерода и кислорода свидетельствуют о преимущественно магматическом источнике рудоносных флюидов.

Распределение РЗЭ изучено в пирите всех основных генераций, в околорудных метасоматитах и в рудовмещающих диабазах и углеродсодержащих глинисто-кремнистых сланцах (табл. 4).

В настоящее время опубликовано большое количество работ, посвященных распределению РЗЭ в сульфидах [19, 29 и др.]. Благодаря развитию прецизионной аналитической аппаратуры стало возможным их определение в минералах с крайне небольшими концентрациями лантаноидов, к которым, в частности, относится и пирит.

Принято считать, что РЗЭ в пирите связаны, главным образом, с флюидными включениями и не могут входить в его кристаллическую структуру, поскольку их ионные радиусы ( $RZ\text{Э}^{3+} = 0.0977\text{--}0.116$  нм) превышают размер  $Fe^{2+}$  (0.078 нм). Однако выполненные в последнее время исследования современных субмаринных гидротермальных систем показали, что флюиды и

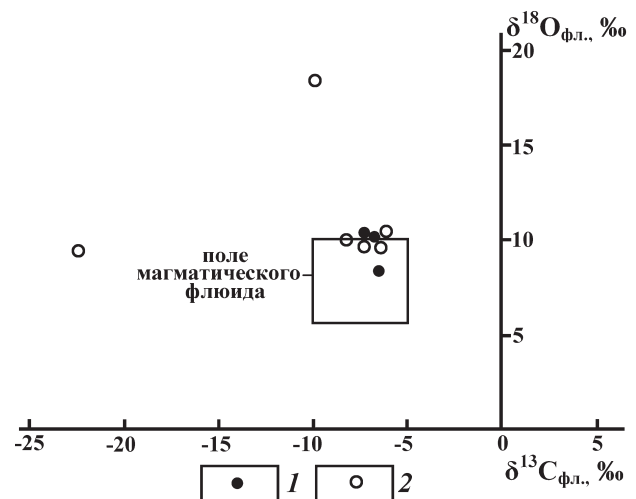


Рис. 9. Изотопный состав рудоносного флюида месторождения Миндяк.

1–2 – фигуративные точки изотопного состава флюида, рассчитанного по изотопному составу кальцита и доломита из сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков и сульфидизированных метасоматитов, образовавшихся по диабазам (1) и осадочным породам (2). Поле магматического флюида по данным Г. Фора [23] и П. Хью и Х.П. Тейлора [25].

Таблица 4. Состав РЗЭ в углеродсодержащих глинисто-кремнистых сланцах, метасоматитах и пирите различных генераций (г/г)

Элемент	К-11-12*	Ю-4*	К-91-1м*	В-171-8м*	К-11-3*	К-11-12п**	К-11-26п**	Ю-4-2*	В-171-8п*	В-171-15*	К-91-1п*	Ю-8*
La	39.1	45.0	43.4	28.5	0.45	29.11	7.31	14.9	8.4	2.8	16.9	0.38
Ce	61.6	139	84.4	80.2	1.0	53.09	15.64	45.0	23.5	6.2	32.2	0.95
Pr	7.3	11.5	10.3	6.9	0.12	6.34	2.17	3.7	2.1	0.68	4.1	0.12
Nd	24.2	42.4	42.0	27.5	0.57	21.81	8.3	14.4	8.5	2.8	16.1	0.68
Sm	3.3	7.2	8.3	5.3	0.16	3.29	1.34	2.9	1.6	0.70	2.8	0.21
Eu	0.47	1.5	1.7	1.05	< 0.01	0.52	0.21	0.65	0.29	0.16	0.39	0.035
Gd	2.7	6.8	7.9	4.4	0.39	2.36	0.86	3.0	1.4	0.81	2.1	0.49
Tb	0.44	1.0	1.1	0.56	< 0.03	0.4	0.11	0.43	0.18	0.090	0.22	< 0.03
Dy	3.1	5.6	6.8	3.2	0.19	2.8	0.7	2.8	1.2	0.55	1.2	0.25
Ho	0.78	1.2	1.3	0.65	0.047	0.65	0.14	0.59	0.27	0.12	0.24	0.05
Er	2.8	3.6	4.0	2.1	0.15	1.85	0.4	1.8	0.92	0.41	0.81	0.15
Tm	0.47	0.55	0.57	0.31	0.022	0.28	0.06	0.26	0.15	0.06	0.14	0.022
Yb	3.7	3.9	3.8	2.3	0.16	1.6	0.42	1.8	1.1	0.45	1.1	0.15
Lu	0.59	0.63	0.57	0.37	0.025	0.21	0.07	0.28	0.18	0.078	0.18	0.023
∑РЗЭ	150.55	269.88	216.14	163.34	3.32	124.31	37.73	92.51	49.79	15.91	78.42	3.55
РЗЭ <sub>л</sub>	135.97	246.36	190.1	149.45	2.31	114.16	34.97	81.55	44.39	13.34	72.49	2.38
РЗЭ <sub>н</sub>	14.58	23.28	26.04	13.89	1.014	10.15	2.76	10.96	5.4	2.57	5.93	1.17
∑L/∑H	9.33	10.59	7.30	10.76	2.28	11.25	12.67	7.44	8.22	5.19	12.22	2.03
Eu/Eu*	0.47	0.65	0.63	0.65	< 0.12	0.54	0.56	0.67	0.58	0.65	0.47	0.32
Ce/Ce*	0.83	1.46	0.95	1.36	1.03	0.92	0.95	1.44	1.33	1.07	0.92	1.08
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.58	8.28	8.19	8.89	2.02	13.05	12.48	5.94	5.48	4.46	11.02	1.82
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.6	1.44	1.72	1.58	2.02	1.22	1.69	1.38	1.05	1.49	1.58	2.7
(La/Sm) <sub>N</sub>	7.65	4.03	3.38	3.47	1.82	5.71	3.52	3.32	3.39	2.58	3.9	1.17

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-MS: \* – в ИПТМ РАН, \*\* – в ИГТ УрО РАН. Обр. К-11-12 – углеродсодержащий глинисто-кремнистый сланец; обр. Ю-4, К-91-1м – аподиабазовые кварц-хлорит-серицитовые (обр. Ю-4) и карбонат-кварц-хлорит-серицитовые (обр. К-91-1м) метасоматиты; обр. В-171-8м – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты по осадочной породе; обр. К-11-30ц – конкреционный пирит первой генерации; обр. К-11-12п, К-11-26п – глобулярный пирит первой генерации; обр. Ю-4-2, В-171-8п, В-171-15 – рудный пирит второй генерации из кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, образовавшихся по диабазам (обр. Ю-4-2) и осадочным породам (обр. В-171-15, В-171-8п); обр. К-91-1п, Ю-8 – рудный пирит третьей генерации из карбонат-кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, образовавшихся по диабазам (обр. К-91-1п) и осадочным породам (обр. Ю-8).

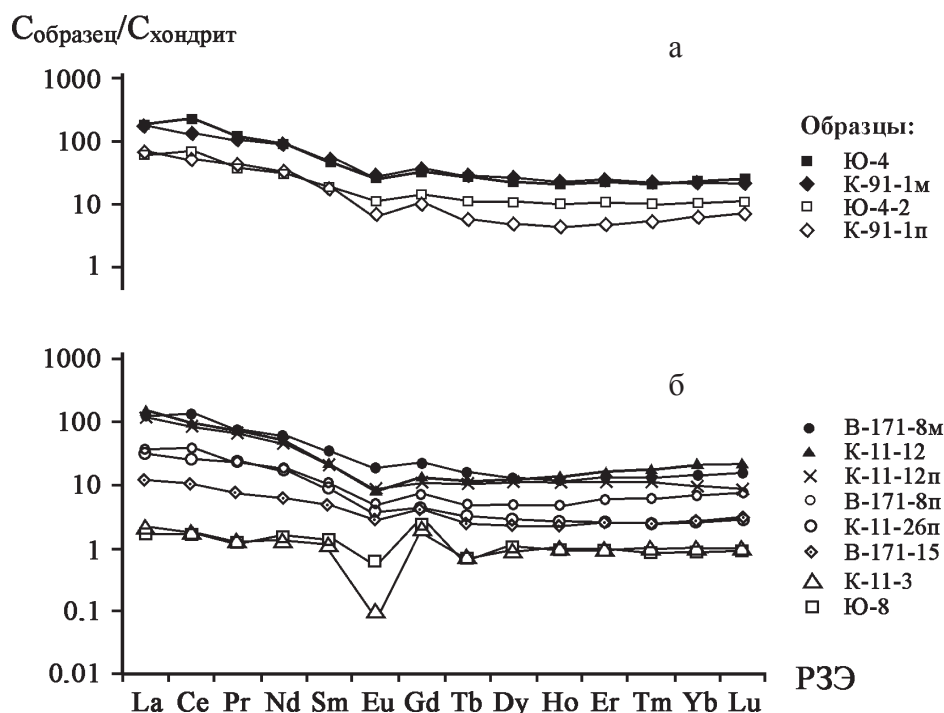


Рис. 10. Нормализованные графики распределения РЗЭ.

а – в аподиабазовых метасоматитах и рудных пиритах из этих пород, б – в метасоматитах по осадочным породам, углеродсодержащем сланце и пирите различных генераций. Исходные данные для построения графиков приведены в табл. 4.

образующиеся из них сульфиды характеризуются сходными особенностями в распределении лантаноидов, т.е. составы РЗЭ в сульфидах в целом наследуют состав флюида, в котором устойчивость лантаноидов определяется хлоридными комплексами. Сульфиды накапливают относительно флюида преимущественно тяжелые РЗЭ, а легкие элементы сорбируются на их поверхности, главным образом в виде свободных ионов, или, вероятно, в виде гидроксокомплексов [19]. Таким образом, современные исследования свидетельствуют о возможности использования РЗЭ в сульфидах в качестве индикатора для выяснения источников рудного вещества.

На месторождении Миндяк максимальные суммарные концентрации РЗЭ (216.1–269.9 г/т) выявлены в окорудных аподиабазовых метасоматитах, при этом непосредственно рудовмещающие диабазы отличаются невысокими их содержаниями (35.7–50.0 г/т). Неизменные углеродсодержащие сланцы и метасоматиты, сформировавшиеся по этим породам, характеризуются близкими и довольно значительными концентрациями лантаноидов, составляющими 150.6 и 163.3 г/т, соответственно.

Минимальные значения  $\sum$ РЗЭ установлены в конкреционном пирите (3.3 г/т). В глобулярном и тонкозернистом пирите первой генерации выявлены значительные вариации суммарных содержаний

лантаноидов от 37.7 г/т до 124.3 г/т. Среди рудных сульфидов пириты второй генерации (16.0–92.5 г/т), по сравнению с пиритами третьей генерации (3.6–78.4), обладают более высокими суммарными концентрациями РЗЭ. При этом в пирите из аподиабазовых метасоматитов их содержания самые высокие.

Несмотря на различное содержание, редкоземельные элементы в окорудных метасоматитах, сформировавшихся как по диабазам, так и по осадочным породам, углеродсодержащих глинисто-кремнистых сланцах и пирите всех генераций имеют близкие спектры распределения, отличающиеся накоплением легких лантаноидов и наличием европиевого минимума (рис. 10). В отдельных образцах метасоматитов и пирита из них проявлена слабая цериевая положительная аномалия. Характерным при этом являются сходные соотношения легких и тяжелых РЗЭ и близкие величины европиевой и цериевой аномалий. Например, в метасоматически измененных осадочных породах (обр. В-171-8м) и тонковкрапленном пирите из них (обр. В-171-8п) устанавливаются сходные значения индикаторных отношений:  $\sum L/\sum H$  – 10.76 и 8.22;  $Eu/Eu^*$  – 0.65 и 0.58;  $Ce/Ce^*$  – 1.36 и 1.33;  $(La/Yb)_N$  – 8.89 и 5.48;  $(Gd/Yb)_N$  – 1.58 и 1.05;  $(La/Sm)_N$  – 3.47 и 3.39, соответственно. Следует также подчеркнуть, что тренды распределения лантаноидов в рудоносном пирите обеих генераций и конкреционном пирите первой генерации очень близки между собой, а в от-

дельных пробах пирита почти полностью совпадают (обр. К-11-3 и Ю-8).

Главные рудовмещающие породы месторождения – диабазы характеризуются принципиально другим спектром распределения РЗЭ (рис. 4). В основных вулканитах установлено преобладание тяжелых лантаноидов по отношению к легким. Еи аномалия в них отсутствует или выражена крайне слабо. Сильно отличаются и другие геохимические модули:  $(La/Yb)_N$  составляет 0.48...0.55;  $(Gd/Yb)_N$  – 0.98...1.11;  $(La/Sm)_N$  – 0.54...0.57.

Из приведенных данных по распределению РЗЭ следует, что одним из источников рудных компонентов при формировании продуктивного на золото оруденения служили углеродсодержащие глинисто-кремнистые сланцы цемента полимиктового олистодрома, и сингенетичная им сульфидная минерализация, представленная глобулярным и конкреционным пиритом.

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Результаты исследований, приведенные в настоящей статье, в сочетании с ранее опубликованными данными [5] позволяют представить модель месторождения, включающую шесть основных стадий его формирования. Важнейшими событиями, произошедшими в течение этих стадий были следующие (от ранних к поздним): 1) накопление в раннем карбоне полимиктового олистодрома в бассейне, расположенном во фронтальной части тектонического покрова; 2) формирование в послевизейское (возможно, в послераннесерпуховское) время пакета тектонических пластин; 3) образование взбросо-надвига северо-восточного простирания, а в его пределах трансферных сдвигов, западвергентной линейной антиформы и продольно осевых чешуйчатых взбросо-надвигов юго-восточного падения, концентрирующихся на северо-западном крыле складки; 4) формирование Баишевско-Тимирязовской тектонической зоны, завершившееся после прекращения активного стресса в период релаксации лиственитизацией рудовмещающих пород; 5) трансформация взбросо-надвиговой пластины в рудоконтролирующую зону правого сдвига и формирование во вторичных разрывах этой зоны вначале прожилково-вкрапленной пиритовой, а позднее прожилковой сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации; 6) образование после-рудных малоамплитудных разрывов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам исследований выяснены структурные, литологические и геохимические факторы формирования месторождения Миндяк. Его геолого-структурная позиция определяется приуро-

ченностью к узлу пересечения коллизионных разломов: взбросо-надвига северо-восточного простирания с более поздней близмеридиональной зоной малоамплитудных сдвигов и косых разрывов. В такой же структурной обстановке локализованы многие позднепалеозойские месторождения золота Учалинского рудного района, например, Муртыкты, Малый Каран, Среднеубалинское и другие [5], что позволяет говорить об общей закономерности регионального структурного контроля золотого оруденения в северной части Магнитогоской мегазоны.

На месторождении Миндяк структурный узел наложен на фрагмент сильно деформированной палеодепрессии. Этот фрагмент в современной структуре представлен тектонической пластиной полимиктового олистодрома, в котором концентрируется золото-сульфидное оруденение. Литологический контроль оруденения может быть обусловлен процессами заимствования рудных компонентов при формировании продуктивного на золото оруденения из вмещающего углеродсодержащего осадочного цемента олистодрома и развитой в нем сингенетичной пиритовой минерализации, о чем свидетельствуют данные по геохимии редкоземельных элементов.

Ведущим фактором локального структурного контроля оруденения служили сдвиговые деформации. Золото-сульфидная минерализация локализована во вторичных разрывах зоны правого сдвига, образовавшейся на месте взбросо-надвиговой пластины. Оруденение развито преимущественно в интервалах пересечения разрывами олистоплаков диабазов и их брекчий, что связано с их физико-механическими свойствами. По нашим данным [6], олистодром представляет собой гетерогенную в петрофизическом отношении среду, в которой наиболее благоприятными для формирования разрывных структур были олистоплаки диабазов и их брекчий.

Изотопный состав рудоносных флюидов свидетельствует о его магматической природе. Однако генетические (парагенетические) связи золото-сульфидного оруденения с интрузивными образованиями на месторождении не установлены. Возможно, магматический источник флюидов располагался на глубине.

Изученные закономерности размещения оруденения месторождения Миндяк могут быть использованы для разработки прогнозно-поисковой модели оруденения золото-сульфидно-углеродистого семейства Магнитогорской мегазоны.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р\_поволжье\_а).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Беликова А.Г. Золоторудное месторождение Миндяк // Геология главнейших золо-

- торудных месторождений Урала. М.: ОБТИ, 1952. Т. III. С. 108–138.
2. *Бородаевский Н.И.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1960. 265 с.
  3. *Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. и др.* Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд северо-востока России // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 3. С. 179–197.
  4. *Голуб М.Л., Бердников П.Г., Шаймарданова Р.М.* Новые данные по геохимии Миндякского месторождения // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1982. С. 77–80.
  5. *Знаменский С.Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
  6. *Знаменский С.Е., Мичурин С.В.* Структурный и литологический контроль золото-сульфидного оруденения месторождения Миндяк (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Металлогения древних и современных океанов-2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 165–168.
  7. Золотоносность Урала. Объяснительная записка к карте коренной золотоносности Урала м-ба 1 : 1 000 000 / Н.К. Курбанов, П.С. Ревякин, П.Г. Кучеревский и др. М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2005. 144 с.
  8. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Особенности структуры и ее влияние на рудообразование в районе нижнего течения р. Миндяк на Ю. Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: УНЦ РАН, 1990. С. 75–81.
  9. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др.* Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
  10. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
  11. *Лаверов Н.П., Сафонов Ю.Г., Величкин В.И.* Проблемы полигенно-полихронного рудообразования // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М.: МГУ, 2010. Т. 1. С. 38–59.
  12. *Логина Л.А., Засухин Г.Н.* Геохимические особенности пиритов Миндякских золото-сульфидных месторождений // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 88–100.
  13. Месторождения золота Урала / В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев и др. Екатеринбург: ИГГА, 1999. 570 с.
  14. *Мурзин В.В., Бортников Н.С., Сазонов В.Н.* Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 252–254.
  15. *Мурзин В.В., Бортников Н.С., Сазонов В.Н. и др.* Происхождение рудообразующего флюида на Миндякском золоторудном месторождении (Южный Урал) // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые: мат-лы науч. конф. (IX Чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 197–199.
  16. *Мурзин В.В., Кринов Д.И., Бортников Н.С. и др.* Стадийность, РТХ-условия образования руд и формы вхождения золота в рудах Миндякского месторождения (Южный Урал) // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 166–171.
  17. *Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей палеонапряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
  18. *Новожилов Ю.И.* Особенности структуры и локализации оруденения в лиственитизированных породах месторождения Благодатного на Ю. Урале. М.: ЦНИГРИ, 1964. С. 82–96.
  19. *Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В.* Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 5. С. 672–676.
  20. *Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пэк А.А. и др.* Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 5. С. 386–420.
  21. *Сорокин В.Н., Ломакина Г.В.* Золотосодержащие минеральные ассоциации Миндякского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1968. № 5. С. 41–50.
  22. Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (объяснительная записка) / И.Д. Соболев, С.В. Автоноев, Р.П. Белковский и др., Свердловск: ПГО “Урал-геология”, 1986. 168 с.
  23. *Фор Г.* Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 1989. 590 с.
  24. *Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К.* Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31–41.
  25. *Хью П., Тейлор Х.П.* Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–237.
  26. *Язева Р.Г., Бочкарев А.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.
  27. *Cox S.F.* Coupling between deformation, fluid pressure and fluid flow in oreproducing hydrothermal systems at dept in crust // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 39–75.
  28. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
  29. *Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G. et al.* Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of rare earths. 2009. V. 27, № 6. P. 1079–1087.
  30. *Kerrick R., Goldfarb R.J., Groves D.I. et al.* The characteristics, origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // Science in China. 2000. V. 43. P. 1–68.
  31. *Ohmoto H., Rye R.O.* Isotope of sulfur and carbon, in Barnes // Geochemistry of Hydrothermal deposits. 1979. P. 509–567.

32. *Spadea P., Antonio M., Kosarev A.* Arc–continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspect of the forearc–arc complex // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present. AGU Geophysical monograph series. 2002. V. 132. P. 101–134.
33. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. / A.D. Saunders, M.J. Norry eds. Geological Society Special Publication 1989. № 42. P. 313–345.
34. *Zheng Y.-F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. J.* 1999. V. 33. P. 109–126.

*Рецензент В.Н. Огородников*

## **Conditions of formation of Mindyak gold-sulfide deposit (Southern Ural): Structural and isotopic-geochemical aspects**

**S. E. Znamensky, S. V. Michurin**

*Institute of Geology, Ufimian scientific centre of RAS*

Structural and geochemical factors of formation of Mindyak gold-sulfide deposit were considered. It is shown that its regional geologic-structural position is determined as a junction of collisional northwestern thrust with younger zone of small amplitude shears and oblique ruptures of near a longitudinal strike. The shear deformations were the leading factor of the local structural control of the ore mineralization. The sulfur isotope data for pyrites of different generation, oxygen and carbon isotopes for carbonates support magmatic origin of ore-bearing fluids. The REE analysis have shown that a lithological control of the ore process may be related with extraction ore components from a cement of polymictic olistostrome, which contain syngenetic pyrite mineralization.

*Key words: gold-sulfide deposits, structural control of ore mineralization, isotopes sulphur, rare-earth elements.*