

РОЛЬ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ В ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НАТАЛКА И ПАВЛИК (*Яно-Колымский орогенный пояс*)

Т.И. Михалицына^{1,2}, О.Т. Соцкая¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, 685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия

²Северо-Восточный государственный университет, 685000, Магадан, ул. Портовая, 13, Россия

Приводятся данные по геохимии, распределению рудных, редкоземельных элементов (РЗЭ), благородных металлов и микроминералогии. Объектами исследований являются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения руч. Тихоня позднермского возраста (атканская (P_{3at}), омчакская (P_{3om}) свиты) и гидротермально-метаморфизованные породы золоторудных месторождений Наталка и Павлик Омчакского рудно-россыпного узла. Анализ распределения микроэлементов в рудах месторождений показал их обогащение халькофильными микроэлементами Au, Ag, As, W, Sb относительно средних значений верхней коры и вмещающих пермских пород. Повышенные концентрации в рудах W и Bi предполагают участие магматического флюида. Отсутствие аномальных концентраций Ni, Co, Sb, Mo, Cr, Se указывает на их переотложение из рудовмещающих толщ, без привноса рудообразующими флюидами, что подтверждается данными по изотопному составу серы сульфидов и характеристике углеродистого вещества руд. Формирование месторождений протекало с изменением концентраций РЗЭ. Все объекты имеют сходную картину: породы обогащены легкими лантаноидами, аномалии Ce не выражены. Однотипные закономерности распределения спектров РЗЭ в рудах отражают их унаследованную природу от неизменных верхнепермских отложений. Установлено, что рудообразование происходило в различных окислительно-восстановительных условиях, в основном при участии относительно окисленного флюида, обогащенного легкими лантаноидами гидротермальной системы NaCl—H₂O, с преобладанием Cl относительно F. Проведенные исследования показали, что в процессе формирования месторождений Наталка и Павлик важную роль сыграли особенности вмещающих углеродистых осадочных комплексов, послуживших дополнительными источниками благородных и сопутствующих металлов. Часть рудных элементов в неизменных отложениях имеет собственные минеральные формы.

Верхняя пермь, черносланцевые толщи, золоторудные месторождения Наталка и Павлик, редкоземельные элементы, рудные минералы, благородные металлы, микровключения, микроминералогия

THE ROLE OF BLACK-SHALE STRATA IN THE FORMATION OF THE NATALKA AND PAVLIK GOLD DEPOSITS (*Yana-Kolyma orogenic belt*)

T.I. Mikhailitsyna and O.T. Sotskaya

Data on geochemistry, distribution of ore and rare-earth elements and precious metals, and micromineralogy are presented. The objects of study are late Permian sedimentary and volcanosedimentary deposits of the Tikhonya Brook (Atkan (P_{3at}) and Omchak (P_{3om}) formations) and hydrothermally metamorphosed rocks of the Natalka and Pavlik gold deposits of the Omchak ore-placer cluster. Analysis of the deposit ores showed enrichment in chalcophile trace elements Au, Ag, As, W, and Sb relative to their average contents in the upper crust and the host Permian rocks. The high contents of W and Bi in the ores suggest the participation of a magmatic fluid. The absence of abnormal contents of Ni, Co, Sb, Mo, Cr, and Se indicates the redeposition of these elements from ore-bearing rocks, without their input by ore-forming fluids, which is confirmed by the isotopic composition of sulfide sulfur and the characteristics of carbonaceous ore material. The formation of deposits proceeded with a change in REE contents. All objects show similar trace-element patterns: The rocks are enriched in LREE and lack a Ce anomaly. The identical REE patterns of ores reflect their inheritance from unaltered late Permian deposits. It has been established that the ores formed under different redox conditions, mainly with the participation of a relatively oxidized fluid enriched in LREE of the hydrothermal system NaCl—H₂O, with domination of Cl over F. The studies have shown that the host carbonaceous sedimentary complexes, which served as additional sources of precious and associated metals, played a crucial role in the formation of the Natalka and Pavlik gold deposits. Some of the ore elements in the unaltered deposits form their own minerals.

Late Permian, black-shale strata, Natalka and Pavlik gold deposits, rare-earth elements (REE), ore minerals, precious metals, microinclusions, micromineralogy

ВВЕДЕНИЕ

Пермские отложения широко распространены в пределах Куларо-Нерского турбидитового террейна, входящего в состав Яно-Колымского орогенного пояса. В них локализованы разведанные на северо-востоке Азии крупные месторождения, такие как Наталка, Павлик, Дегдекан и ряд различных по масштабам рудопроявлений благородных металлов. К пермским отложениям не прекращается повышенный интерес исследователей, что обусловлено, прежде всего, отсутствием единого взгляда на источник металлов и рудообразование, а также на роль рудовмещающих толщ в формировании золотого оруденения. Применительно к золоторудным месторождениям, приуроченным к углеродисто-терригенным (черносланцевым) комплексам, наиболее часто используются модели осадочного [Гарьковец, 1973; Vutton, 1976], гидротермально-осадочного [Hutchinson, 1987; Константинов и др., 1988; Константинов, 1993], вулканогенно-осадочного [Barnett et al., 1982; Tomich, 1986] и метаморфогенного рудообразования [Boyle, 1979; Буряк, 1982; Буряк и др., 1988]. Одной из основных проблем подобных моделей является недостаточная их обоснованность специальными литолого-геохимическими исследованиями рудовмещающих углеродисто-терригенных комплексов. Низкие содержания золота в этих отложениях требуют для объяснения повышенной золотоносности рудоносных участков привлекать подкорковый источник рудных элементов. Считается, что они привносятся субмаринными гидротермальными растворами, действующими одновременно с терригенным осадконакоплением. В метаморфогенной модели также возникает вопрос относительно низкой концентрации золота в метаморфизируемых породах, которой недостаточно для образования месторождений при его мобилизации из реальных объемов осадочных толщ [Константинов, 1993; Сафонов, 1997].

Проведенные А.В. Волковым, А.А. Сидоровым и И.Н. Томсоном исследования золотоносности углеродисто-терригенных комплексов северо-востока показали, что в качестве промежуточного источника золота при образовании эндогенных месторождений могут выступать зоны сульфидно-вкрапленной минерализации в черносланцевых толщах, названные ими базовыми формациями [Сидоров, Волков, 1998, 2001, 2002; Сидоров, Томсон, 2000]. Как выявлено О.В. Япаскуртом [1999], полнота проявления стадий литогенеза и особенности аутигенного минералообразования во многом определяются фаціальным составом осадков и геодинамическим типом развития осадочно-породных бассейнов. Одновременно в работах В.Н. Холодова показано, что фазовая дифференциация вещества, проявляющаяся в условиях гипергенеза и седиментогенеза, продолжается при диагенезе и катагенезе и, в зависимости от особенностей тектонической обстановки, приводит к формированию стратиформных месторождений меди, свинца, цинка или урана [Холодов, 1982, 2001; Холодов, Шмариович, 1992].

Таким образом, специфика рудообразующих процессов в осадочных толщах тесно связана с особенностями литогенеза и полнотой проявления постседиментационных преобразований, определяемых, в свою очередь, конкретной геодинамической обстановкой. Все вышесказанное диктует необходимость рассматривать предысторию формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах в рамках рудно-литогенных систем. Применительно к рудовмещающим терригенным толщам Яно-Колымского орогенного пояса недостаточно изученными остаются следующие вопросы: поведение золота при различных геологических процессах, роль вмещающих пород, их литолого-геохимические характеристики и закономерности размещения золотого оруденения в зависимости от литолого-стратиграфических подразделений осадочных пород.

В связи с этим выбраны объекты, которые позволили с применением современных методов исследования получить новый фактический материал по вещественному составу в различной степени измененных пород.

Район исследований расположен на территории Аян-Юряхского антиклинория, являющегося одним из наиболее крупных тектонических элементов террейна. Он граничит на северо-востоке с Иньяли-Дебинским синклинорием. Является составной частью Яно-Колымского металлогенического пояса, его специфика заключается в преобладании золото-кварцевого оруденения, с которым связаны многочисленные россыпные месторождения, над другими видами рудной минерализации [Геодинамика..., 2006].

Аян-Юряхский антиклинорий характеризуется линейной складчатостью с относительно пологими крыльями, осложненными складками высоких порядков; преобладанием разломов северо-западного простирания с развитием субширотных разломов, вмещающих дайки и гранитоидные массивы. Представлен морскими терригенными и терригенно-вулканогенными, главным образом пермскими отложениями, подразделяющимися на пионерскую ($P_{1,2pn}$), атканскую (P_{3at}), омчакскую (P_{3om}) и старательскую (P_{3st}) свиты [Бяков, Ведерников, 1990] (рис. 1). Толща осадочных пород прорвана рядом гранитоидных тел и даек различного состава и возраста (J_3-K_1). На рассматриваемой территории осадочные породы преобразованы процессами регионального метаморфизма начальных стадий зеленосланцевой фации (развитие низкотемпературных минеральных ассоциаций).

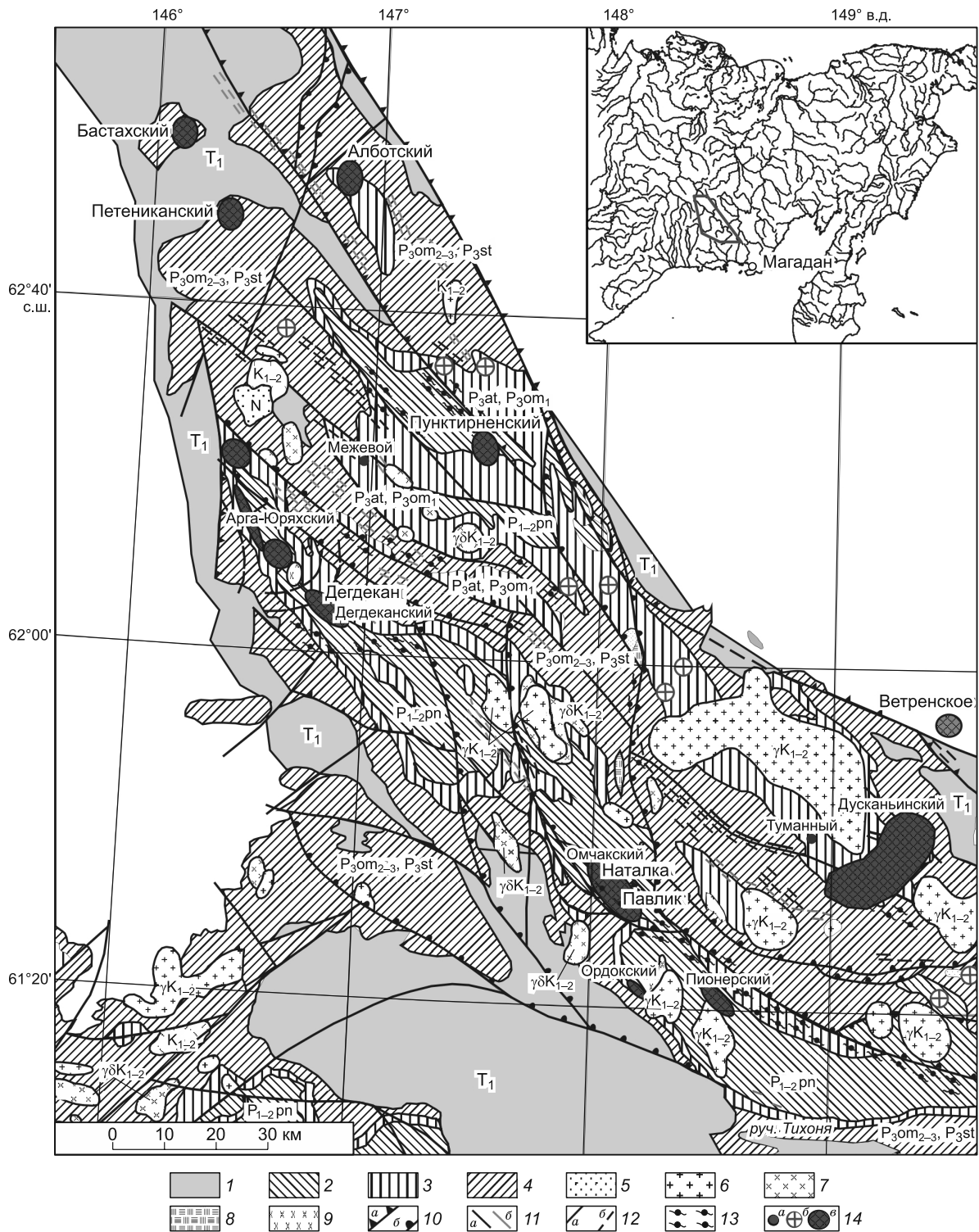


Рис. 1. Схема геологического строения Аян-Юряхского антиклинория [Астахов и др., 2010].

1–5 — осадочные отложения: 1 — T_1 , нерасчлененные; 2 — P_{1-2pn} ; 3 — P_{3at}, P_{3om1} ; 4 — P_{3om2-3}, P_{3st} ; 5 — N; 6 — γK_{1-2} граниты, гранит-порфиры, лейкограниты; 7 — $\gamma\delta K_{1-2}$ гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 8 — λK_2 субвулканические риолиты, риодациты; 9 — δK_{1-2} диориты; 10 — взбросы (а), надвиги (б); 11 — дайки: λJ_3 (а), $q\lambda J_3$ (б); 12 — разломы достоверные (а), предполагаемые (б); 13 — регионально-метаморфизованные породы зеленосланцевой фации; 14 — отдельные рудопоявления (а), рудные узлы с пунктами минерализации и россыпями (б), рудные узлы с месторождениями и рудопоявлениями (в).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены материалы, полученные авторами при полевых и лабораторных исследованиях в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан).

Каменный материал отбирали из естественных обнажений в юго-западной (руч. Тихоня, правобережье р. Нелькоба, расположенный на удалении от крупных разрывных нарушений и рудных объектов; 107 образцов) и центральной (Омчакский рудно-россыпной узел; 99 образцов) частях Аян-Юряхского антиклинория. Главный критерий отбора образцов — наличие неокисленных сульфидов железа и отсутствие явных гипергенных изменений пород. Всего проанализировано по неизменным породам 43 пробы; в пределах золоторудных месторождений 46 проб.

Исходный материал проб представлял собой обломки породы размером от 5—10 до 10—15 см. Для получения тяжелой фракции, необходимой для микроминералогического изучения, один из авторов дробил пробы в ступке, что гарантировало исключение заражения проб на данном этапе.

Микроминералогический состав пород определен методами сканирующей электронной микроскопии с рентгеноспектральным микроанализом. Содержания породообразующих оксидов и элементов примесей в породах определяли рентгенофлуоресцентным, атомно-эмиссионным спектральным анализом (Аналитический центр СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). Определение содержания благородных и редкоземельных элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS; центр коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск).

Основной проблемой в изучении руд месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа является их существенная дисперсность, затрудняющая информативность традиционных минералогических методов, в связи с чем, наряду с классическими методами петрографии (поляризационный микроскоп AxioPlan Imaging), минералогии и геохимии, был сделан акцент на применение высокочувствительных и точных методик специального электронно-микроскопического изучения руд.

Микроминералогические исследования проводили на аппаратно-программном комплексе QEMSCAN (Австралия, Германия), представляющем собой сканирующий электронный микроскоп EVO-50, оснащенный четырьмя энергодисперсионными (ЭДС) спектрометрами фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax. В приборе используется расположение ЭДС-детекторов по схеме «напротив друг друга», что позволяет анализировать неполированные образцы.

Поиск и изучение минеральных включений проводили в режиме обратнорассеянных электронов (BSE), при котором яркость фазы соответствует ее среднему атомному номеру. При этом благородные металлы как элементы с большим атомным номером обеспечивают яркое «свечение» на фоне остальных минералов.

Минералы тяжелой фракции руд изучали после разделения их в бромформе. Затем изготавливали образцы двух видов: в первом случае минералы наносили тонким слоем на углеродистый скотч и напыляли углеродом; во втором — минералы монтировали в полированные шашки из эпоксидной смолы. Условия проведения измерений: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток пучка 120 пА, размер излучающей области около 4 мкм, увеличение более 500. При анализе мелких фаз, размер которых меньше размера зоны генерации рентгеновского излучения или соизмерим с ним, происходил захват материала окружающей матрицы, что требовало исключения элементов матрицы и дальнейшей пересчета получаемого валового химического состава. Эти пересчеты основывались на данных, полученных при изучении шлифов под микроскопом. Все электронно-микроскопические изображения приводятся в режиме обратнорассеянных электронов.

Для восстановления первоначальной природы метаосадочных пород рассматривается распределение редкоземельных элементов в связи с их инертным поведением на ранних стадиях метаморфизма [Балашов, 1976; Ефремова, Стафеев, 1985; Холодов, 2001]. До настоящего времени вопрос о мобильности лантаноидов остается дискуссионным. Из литературных данных [Grauch, 1989; Lottermoser, 1992] следует, что РЗЭ наиболее мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах [Колонин и др., 2001], менее мобильны при низко- и умеренно температурном метаморфизме [Hellman et al., 1979; Ague, 2001] и условно инертны при высокотемпературном метаморфизме [Muecke et al., 1979; Гильберт и др., 1988; Bingen et al., 1996; и др.].

Редкоземельные элементы изучали в осадочных и вулканогенно-осадочных породах позднепермского возраста (атканской и омчакской свит) руч. Тихоня и метасоматических и рудных образованиях Наталкинского и Павликовского золоторудных полей. При интерпретации результатов содержания РЗЭ нормализованы на состав хондрита [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Используются следующие критерии оценки составов лантаноидов: $Eu_{an} = Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$; $Ce_N = Ce/Ce^* = Ce_N / ((2La_N + Sm_N)/3)$ [Дубинин, 2006]. Для сопоставления химического состава рудовмещающих и неизмененных пород рассматриваются петрохимические параметры: нормированная щелочность (НКМ) — $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, модуль щелочности (ЩМ) — Na_2O/K_2O , фемический (ФМ) — $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$, гидро-

лизатный (ГМ) — $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, калиевый (КМ) — $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Юдович, Кетрис, 2000].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами исследований являются коренные месторождения золота Наталка и Павлик, выявленные в 1942 г. рудопоисковой партией, возглавляемой Е.П. Машко. В качестве эталонного объекта для изучения вещественной характеристики основных рудолокализирующих толщ опробован разрез, представленный моноклинально залегающими породами позднепермского возраста, от отложений атканской свиты (P_{3at}) до отложений нижнего триаса (T_1) общей мощностью более 4000 м. Он расположен (правобережье р. Нелькоба, руч. Тихоня) на юго-западном фланге Аян-Юрхского антиклинория, в пределах северо-восточного крыла Тенькинской антиклинали на удалении от рудных объектов (см. рис. 1) [Михалицына, 2011, 2014]. Ниже приводится краткая литологическая характеристика двух свит позднепермского возраста (снизу вверх), к которым приурочены золоторудные месторождения Наталка и Павлик.

Атканская свита благодаря своему специфическому облику является маркирующим региональным горизонтом; представлена неслоистыми или неясно-слоистыми осадочными и вулканогенно-осадочными породами (диамиктитам). В составе обломков преобладают эффузивные породы, количество обломков меняется от единичных, «взвешенных» в матриксе, до 50 % и более [Михалицына, 2014]. Присутствие туфов, обилие инситных вулканических обломков и остроугольных обломков стекла в матриксе диамиктитов указывают на то, что осадконакопление было связано с соседней вулканической дугой (Охотско-Тайгоносской). Об этом же свидетельствуют диаграммы Бхатия с распределением редкоземельных элементов в вулканитах, свойственным энсиматической островной дуге [Isbell et al., 2016]. По результатам датировок цирконов U-Pb SHRIMP методом в прослоях туфов в диамикритах установлен возраст 262.5 ± 0.2 и 269.8 ± 0.1 млн лет, что согласуется и с окаменелостями, содержащимися в матриксе [Бяков и др., 2010; Davydov et al., 2016; Isbell et al., 2016].

По химическому составу отложения атканской свиты относятся к натриевому типу щелочности (ЩМ — 1.54); отмечается прямая корреляционная связь титанового и фемического модулей, что связано с наличием эффузивных включений (табл. 1).

Таблица 1. Средний химический состав неизменных пород и рудовмещающих толщ, мас. %

Компонент/модуль	РААС	Неизменные отложения		Месторождения	
		P_{3at}	P_{3om}	Наталка (P_{3at})	Павлик (P_{3om})
				Среднее	Среднее
	20*	12	31	24	22
SiO_2	62.8	65.23	64.97	74.37	67.25
TiO_2	1.0	0.80	0.76	0.45	0.54
Al_2O_3	18.9	15.90	15.78	8.93	12.85
Fe_2O_3 общ.	6.5	6.08	5.21	3.15	4.40
MnO	0.11	0.10	0.05	0.08	0.11
MgO	2.2	2.08	1.60	1.36	1.43
CaO	1.3	0.59	0.86	2.57	2.38
Na_2O	1.2	3.49	3.05	2.60	1.62
K_2O	3.7	2.26	3.04	2.01	2.89
P_2O_5	0.16	0.14	0.23	0.10	0.13
ГМ	0.42	0.35	0.33	0.19	0.28
ФМ	0.14	0.12	0.10	0.07	0.09
ТМ	0.053	0.050	0.048	0.049	0.042
КМ	0.20	0.14	0.19	0.22	0.22
НКМ	0.26	0.36	0.39	0.54	0.35
ЩМ	0.32	1.54	1.00	1.96	0.66

Примечание. Химический анализ выполнен в аналитическом центре СВКНИИ ДВО РАН, аналитик С.В. Михайлова. Здесь и далее: РААС — постархейский глинистый сланец Австралии.

* Здесь и далее: количество проб.

Омчакская свита представлена флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов; характерны горизонтальная слоистость, в меньшей степени — косая и градационная. Согласно литологическому составу пород, отмечается неравномерность распределения содержания натрия и калия. Для грубозернистых пород наблюдается повышение значений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} — 3.10$; $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3) — 0.55$ и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 — до 0.066$, в среднем ЦМ — 1.00. В глинистых породах увеличивается содержание калия $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} — 0.43—0.90$, отмечается снижение значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 — 0.035—0.041$.

В целом по петрохимическим параметрам верхнепермские отложения обладают нормальной щелочностью с преобладанием натрия над калием, калиевая щелочность типична для алевритистых прослоев верхней части омчакской свиты. Среднее содержание S_{opr} : $P_{3\text{at}} — 0.45 \%$, $P_{3\text{om}} — 0.35 \%$ [Ведерников, 2009]. Считается [Кокин и др., 1999], что первоначальное содержание S_{opr} в осадке вдвое выше, чем в литифицированной породе, что позволяет относить описываемые толщи к черносланцевой формации. Встречаются единичные слои с содержаниями органического углерода на порядок выше фонового (23 %), но в расчет среднего они не принимались [Ведерников, 2009].

В обеих свитах фиксируются пирит, рутил и апатит. Наиболее обогащены пиритом отложения нижней части омчакской свиты; в атканской свите пиритизация отмечается в пачках переслаивания диамиктитов с тонкорассланцованными аргиллитами. Общее количество пирита составляет 1—3 %, редко достигая 30 %. Следует отметить первичную природу глобулярного пирита и метагенетичный характер кристаллического пирита [Буряк и др., 2002]. Исследование изотопного состава серы сингенетичного пирита показало его неоднородность от +17.8 до -15.69 ‰ в отличие от жильного пирита, обладающего устойчиво-легкой серой [Чанышев, Степанов, 1987; Мирзеханов, Мирзеханова, 1991].

Содержание золота в пирите колеблется от 0.14 до 3 г/т (в среднем 0.57 г/т), в мышьяковистом пирите в среднем составляет 1.34 г/т. В верхнепермских породах Аян-Юрхского антиклинория среднее содержание золота в пирите 0.58 г/т [Чанышев, Степанов, 1987]. Пирротин образует рассеянную вкрапленность, линзочки в породах, реже прожилки двух генераций: магнитной и немагнитной. Как правило, он более поздний, чем пирит.

Другие сульфиды — галенит, сфалерит, халькопирит — образуют мелкую вкрапленность, реже метакристаллы (арсенопирит) в матрице пород, не превышающие 1—2 %.

По степени интенсивности процессов химического выветривания в области сноса отложения относятся к глинистым породам и грауваккам ($\text{ГМ} — 0.35 (P_{3\text{at}}) — 0.33 (P_{3\text{om}})$) и являются нормальнощелочными ($\text{НКМ} — 0.36 (P_{3\text{at}}) — 0.39 (P_{3\text{om}})$) (см. табл. 1).

В пермских породах установлены надкларковые и околокларковые содержания следующих микроэлементов: Au, Ag, Co, Cu, Zn, Mo, Pb, Bi и элементов платиновой группы (ЭПГ) относительно верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] (табл. 2). Выявлены характерные геохимические ассоциации: $P_{3\text{at}} — \text{Mo-Pb-Li-Fe-Zn-Ag (1)}$, $\text{Mn-Cr-Ca-Co-Mg (2)}$; $P_{3\text{om}} — \text{Ca-Mn (1)}$, Co-Ag-Cu (2) , $\text{Sn-Fe-Ni-Cr-Mg-Zn (3)}$ [Михалицына, 2014]. По данным ICP MS, концентрации Au в алевролитах омчакской свиты близки содержаниям в диамиктитах атканской свиты (см. табл. 2). Элементы платиновой группы распределены в разрезе неравномерно. Максимальные концентрации палладия наблюдаются в аргиллитах $P_{3\text{om}}$; повышенные содержания платины характерны для пород $P_{3\text{at}}$. Для пермских пород разреза типична тесная корреляция Au-Pd и незначимая с Pt.

Месторождения Наталка, Павлик. Золоторудные месторождения входят в Омчакский рудно-россыпной узел, который включает в себя большое количество рудопроявлений и пунктов минерализации, а также целый ряд россыпных месторождений. Оруденение контролируется крупными разрывными нарушениями северо-западного направления, относящимися к зоне Тенькинского глубинного разлома. В геологическом строении района принимают участие терригенные породы верхоянского комплекса пермского возраста. Отложения прорваны плутонами гранитов, гранодиоритов и мелкими интрузиями различного состава. Среди магматических образований установлены реликты раннепозднемилового вулканизма [Горячев, 2003], обусловившие проявление поздней минерализации в составе золотых руд месторождений [Сидоров и др., 2003].

В металлогеническом отношении месторождения Наталка и Павлик однотипны и относятся к пирит-арсенопиритовому типу золото-кварцевой малосульфидной формации; локализованы в зоне хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма.

Месторождение Наталка — в настоящее время одно из крупнейших золоторудных месторождений России. Рудовмещающими породами являются гидротермально-метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста пионерской ($P_{1-2\text{pn}}$), атканской ($P_{3\text{at}}$) и омчакской ($P_{3\text{om}}$) свит. В размещении рудной залежи отмечается литолого-стратиграфический контроль. Основная часть рудных тел месторождения сконцентрирована в диамиктитах атканской свиты. В выше- и нижележащих породах рудные тела прослеживаются вдоль зон крупных разломов до 200 м от контакта с атканской свитой [Стружков и др., 2006]. Минерализованная зона Наталкинского месторождения простирается на расстояние около 5 км при общей ширине 1 км и вертикальном размахе оруденения 900—

Таблица 2. Микроэлементы в осадочных и вулканогенно-осадочных породах руч. Тихона и в рудах месторождений Наталка и Павлик, г/т

Элемент	Состав верхней континентальной коры										Атланская свита (P _{3at})										Омгачская свита (P _{3om})					Месторождение Наталка										Месторождение Павлик				
	Среднее	Алевро-аргиллит	Диамиктит	Среднее	Аргиллит	Алевролит	Песчаник	Среднее	Группа			Среднее	Группа			Среднее	Группа																							
									1	6	7		4	9	3		16	12,78	12,23	12,27	24	6	7	9	2	12	7	2												
Co	15.50	16.79	15.31	12.39	12.78	12.23	12.27	5.98	7.15	10.01	2.91	2.16	6.52	6.43	8.51	2.49	1.77	10	15.50	16.79	15.31	12.39	12.78	12.23	12.27	5.98	7.15	10.01	2.91	2.16	6.52	6.43	8.51	2.49	1.77					
Ni	8.42	15.14	7.46	9.86	8.94	9.91	10.98	12.51	18.30	17.31	7.22	2.18	12.76	12.83	14.47	5.02	15.52	20	8.42	15.14	7.46	9.86	8.94	9.91	10.98	12.51	18.30	17.31	7.22	2.18	12.76	12.83	14.47	5.02	15.52					
Cu	22.21	19.57	22.59	22.15	20.13	22.61	23.61	11.28	17.80	17.55	4.03	2.42	23.66	33.56	15.85	3.42	0.001	25	22.21	19.57	22.59	22.15	20.13	22.61	23.61	11.28	17.80	17.55	4.03	2.42	23.66	33.56	15.85	3.42	0.001					
Zn	90.11	104.26	88.09	127.51	86.98	90.27	88.12	44.79	64.06	65.91	24.52	0.75	71.85	78.90	87.24	11.62	0.09	71	90.11	104.26	88.09	127.51	86.98	90.27	88.12	44.79	64.06	65.91	24.52	0.75	71.85	78.90	87.24	11.62	0.09					
As	15.71	7.11	14.48	8.3	3.81	10.24	11.59	53.08	16.03	31.57	88.69	79.21	2179.8	217.99	5548.35	2498.22	1505.6	1.5	15.71	7.11	14.48	8.3	3.81	10.24	11.59	53.08	16.03	31.57	88.69	79.21	2179.8	217.99	5548.35	2498.22	1505.6					
Se	—	—	—	—	—	—	—	0.50	0.001	0.03	0.80	2.29	0.33	0.01	0.59	0.94	1.02	—	0.001	0.03	0.80	2.29	0.33	0.01	0.59	0.94	1.02	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	1.02				
Te	—	—	—	—	—	—	—	0.73	0.001	0.001	1.11	3.74	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	—	0.001	0.001	1.11	3.74	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001			
Rb	112	60.54	54.64	95.61	78.67	102.14	98.63	52.43	89.23	68.21	25.93	6.01	84.03	98.04	84.15	37.73	7.69	112	60.54	54.64	95.61	78.67	102.14	98.63	52.43	89.23	68.21	25.93	6.01	84.03	98.04	84.15	37.73	7.69	7.69	7.69	7.69	7.69		
Sr	350	78.44	84.57	115.95	168.00	107.57	74.67	198.03	346.57	226.79	111.99	38.91	210.97	248.80	195.10	99.08	91.96	350	78.44	84.57	115.95	168.00	107.57	74.67	198.03	346.57	226.79	111.99	38.91	210.97	248.80	195.10	99.08	91.96	91.96	91.96	91.96	91.96		
Y	22	8.69	8.70	22.53	19.97	24.73	19.31	5.39	9.63	6.31	2.83	1.02	9.79	10.97	10.25	5.05	1.88	22	8.69	8.70	22.53	19.97	24.73	19.31	5.39	9.63	6.31	2.83	1.02	9.79	10.97	10.25	5.05	5.05	5.05	5.05	5.05	5.05		
Zr	190	46.75	44.04	131.89	67.21	158.82	137.32	25.18	51.59	22.95	13.43	5.62	64.52	73.90	65.59	29.15	15.18	190	46.75	44.04	131.89	67.21	158.82	137.32	25.18	51.59	22.95	13.43	5.62	64.52	73.90	65.59	29.15	29.15	29.15	29.15	29.15	29.15		
Nb	25	5.94	5.50	12.04	7.41	13.49	13.89	1.33	3.02	1.19	0.57	0.22	4.51	4.84	5.32	1.72	0.55	25	5.94	5.50	12.04	7.41	13.49	13.89	1.33	3.02	1.19	0.57	0.22	4.51	4.84	5.32	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72		
Mo	1.5	0.51	0.45	1.47	1.21	1.64	1.34	1.43	2.78	1.25	0.76	1.08	0.78	0.75	0.80	0.86	0.82	1.5	0.51	0.45	1.47	1.21	1.64	1.34	1.43	2.78	1.25	0.76	1.08	0.78	0.75	0.80	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86			
Sn	5.5	2.14	1.90	3.91	1.30	5.62	2.27	2.54	3.09	4.41	1.28	0.001	1.48	1.40	1.00	2.25	4.26	5.5	2.14	1.90	3.91	1.30	5.62	2.27	2.54	3.09	4.41	1.28	0.001	1.48	1.40	1.00	2.25	2.25	2.25	2.25	2.25			
Sb	0.2	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1.12	0.63	0.93	1.59	1.11	3.22	2.80	4.09	3.70	1.24	0.2	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1.12	0.63	0.93	1.59	1.11	3.22	2.80	4.09	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70		
W	2	0.69	0.65	1.35	0.80	1.75	0.86	16.57	46.32	5.86	8.06	3.11	7.25	4.74	1.37	9.02	4.86	2	0.69	0.65	1.35	0.80	1.75	0.86	16.57	46.32	5.86	8.06	3.11	7.25	4.74	1.37	9.02	9.02	9.02	9.02	9.02	9.02		
Pb	20	9.34	10.33	36.19	13.37	50.07	24.95	17.45	37.57	9.54	13.27	3.60	18.33	20.81	20.06	3.49	6.13	20	9.34	10.33	36.19	13.37	50.07	24.95	17.45	37.57	9.54	13.27	3.60	18.33	20.81	20.06	3.49	3.49	3.49	3.49	3.49	3.49		
Bi	0.127	1.83	1.93	2.71	1.12	3.46	2.84	0.09	0.19	0.09	0.05	0.03	4.37	0.33	13.16	0.07	0.07	0.127	1.83	1.93	2.71	1.12	3.46	2.84	0.09	0.19	0.09	0.05	0.03	4.37	0.33	13.16	13.16	13.16	13.16	13.16	13.16			
La	30	11.65	18.38	30.37	20.52	34.06	32.44	11.36	19.90	13.05	6.27	2.73	28.05	31.71	30.01	10.75	5.03	30	11.65	18.38	30.37	20.52	34.06	32.44	11.36	19.90	13.05	6.27	2.73	28.05	31.71	30.01	10.75	10.75	10.75	10.75	10.75			
Th	10.7	2.51	1.91	8.05	4.08	9.46	9.13	0.26	4.46	2.14	1.28	0.53	7.77	9.05	7.75	2.45	1.60	10.7	2.51	1.91	8.05	4.08	9.46	9.13	0.26	4.46	2.14	1.28	0.53	7.77	9.05	7.75	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45			
U	2.8	0.74	0.67	1.62	0.79	2.00	1.61	0.42	0.85	0.37	0.24	0.10	1.21	1.40	1.23	0.43	0.33	2.8	0.74	0.67	1.62	0.79	2.00	1.61	0.42	0.85	0.37	0.24	0.10	1.21	1.40	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23	1.23			
Ag	0.05	0.29	0.28	0.44	0.35	0.50	0.39	1.43	1.67	1.54	0.79	0.001	0.99	1.06	0.81	0.50	2.44	0.05	0.29	0.28	0.44	0.35	0.50	0.39	1.43	1.67	1.54	0.79	0.001	0.99	1.06	0.81	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50			
Au	1.8·10 ⁻³	0.03	0.02	0.01	8.5·10 ⁻⁴	0.02	8.7·10 ⁻³	4.34	9.94	0.39	4.44	0.94	0.72	0.66	0.53	0.18	3.86	1.8·10 ⁻³	0.03	0.02	0.01	8.5·10 ⁻⁴	0.02	8.7·10 ⁻³	4.34	9.94	0.39	4.44	0.94	0.72	0.66	0.53	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18			
Pt	н. о.	0.01	0.01	2.1·10 ⁻³	0.00	2.8·10 ⁻³	2.8·10 ⁻³	0.009	0.008	0.004	0.016	0.002	1·10 ⁻²	7·10 ⁻³	2·10 ⁻²	5·10 ⁻²	9·10 ⁻⁴	н. о.	0.01	0.01	0.01	2.1·10 ⁻³	0.00	2.8·10 ⁻³	2.8·10 ⁻³	0.009	0.008	0.004	0.016	0.002	1·10 ⁻²	7·10 ⁻³	2·10 ⁻²	5·10 ⁻²	5·10 ⁻²	5·10 ⁻²				
Pd	5·10 ⁻³	0.03	0.02	0.15	0.35	3·10 ⁻⁵	0.01	0.006	0.002	0.014	0.004	0.00	7·10 ⁻³	1·10 ⁻²	4·10 ⁻³	7·10 ⁻⁴	0.000	5·10 ⁻³	0.03	0.02	0.02	0.15	0.35	3·10 ⁻⁵	0.01	0.006	0.002	0.014	0.004	0.00	7·10 ⁻³	1·10 ⁻²	4·10 ⁻³	7·10 ⁻⁴	0.000	0.000				
Ir	2·10 ⁻⁵	1.4·10 ⁻⁴	1.6·10 ⁻⁴	8.0·10 ⁻³	0.00	0.00	3.0·10 ⁻⁵	1.3·10 ⁻⁴	4.0·10 ⁻⁵	3.9·10 ⁻⁴	0.00	0.00	4·10 ⁻⁴	6·10 ⁻⁴	0.00	1·10 ⁻⁴	0.000	2·10 ⁻⁵	1.4·10 ⁻⁴	1.6·10 ⁻⁴	8.0·10 ⁻³	0.00	0.00	3.0·10 ⁻⁵	1.3·10 ⁻⁴	4.0·10 ⁻⁵	3.9·10 ⁻⁴	0.00	0.00	4·10 ⁻⁴	6·10 ⁻⁴	0.00	1·10 ⁻⁴	0.000	0.000	0.000				
Ru	н. о.	2.4·10 ⁻⁴	2.9·10 ⁻⁴	4.9·10 ⁻⁵	0.00	5.0·10 ⁻⁶	1.7·10 ⁻⁴	7.3·10 ⁻⁴	6.3·10 ⁻⁴	1.3·10 ⁻³	4.0·10 ⁻⁴	4.4·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴	н. о.	2.4·10 ⁻⁴	2.9·10 ⁻⁴	4.9·10 ⁻⁵	0.00	5.0·10 ⁻⁶	1.7·10 ⁻⁴	7.3·10 ⁻⁴	6.3·10 ⁻⁴	1.3·10 ⁻³	4.0·10 ⁻⁴	4.4·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴	4·10 ⁻⁴				
Rh	»	6.1·10 ⁻³	5.2·10 ⁻³	1.5·10 ⁻⁴	0.00	3.8·10 ⁻⁶	5.7·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁵	1.0·10 ⁻⁵	1.6·10 ⁻⁴	2.0·10 ⁻⁵	0.00	1·10 ⁻³	1·10 ⁻³	4·10 ⁻⁵	1·10 ⁻⁴	0.000	»	6.1·10 ⁻³	5.2·10 ⁻³	1.5·10 ⁻⁴	0.00	3.8·10 ⁻⁶	5.7·10 ⁻⁴	6.0·10 ⁻⁵	1.0·10 ⁻⁵	1.6·10 ⁻⁴	2.0·10 ⁻⁵	0.00	1·10 ⁻³	1·10 ⁻³	4·10 ⁻⁵	1·10 ⁻⁴	0.000	0.000					
Co/Ni	0.50	1.99																																						

1000 м. Ведущий структурно-морфологический тип оруденения — жильно-прожилковый. Рудными телами являются зоны сближенных прожилков кварца с участками метасоматического окварцевания и редкими линзами и жилами кварца. Золоторудная минерализация контролируется разломами северо-западного простирания.

Минеральный состав месторождения включает более 70 жильных и рудных минералов, главным из которых является кварц (70—80 %). Подчиненное значение имеют карбонаты и полевые шпаты. Рудные минералы на 95—99 % представлены арсенопиритом и пиритом, второстепенные — пирротин, галенит, сфалерит, шеелит, халькопирит, самородное золото, ильменит, рутил. Количество сульфидов в рудах не превышает 1—3, реже 5 % [Гончаров и др., 2002].

Метасоматические изменения пород представлены карбонатизацией (дорудный этап), березитизацией (золоторудный этап) и околожильным преобразованием пород с развитием карбонат-полевошпатарсенопирит-кварцевых прожилков. Карбонатизация развита в отложениях обеих свит (P_{3at} , P_{3om}), заключается в замещении карбонатами хлорита и кварца, слабой сульфидизации (пирит, реже пирротин). Гидротермальные изменения представлены березитизацией, признаками которой являются равномерная вкрапленность пирита, замещение альбита серицитом и кварцем; развитием прожилков кварц-полевошпатового, кварц-карбонатного и кварцевого состава с включением арсенопирита. Максимальное количество новообразований наблюдается в диамиктитах атканской свиты [Алпатов, Михалицына, 2000].

Вмещающие породы характеризуются повышенной щелочностью (НКМ — 0.54) с преобладанием натрия над калием (ЩМ — 1.96). В зоне интенсивной березитизации отмечается увеличение относительного количества калия при соотношении (Na_2O/K_2O — 0.21). По гидролизатному модулю породы относятся к классу глинисто-кремнистых сланцев (ГМ — 0.19) (см. табл. 1).

Породы рудовмещающей толщи Наталкинского месторождения в разной степени насыщены углеродистым веществом (УВ). Присутствуют скопления дисперсного органического вещества вдоль сланцеватости, составляющие основную долю УВ; тончайшие чешуйки графита (от тысячных долей до 0.1—0.2 мм); включения УВ нефтяного ряда — изометрично-округлые, линзовидно-овальные, угловатые (0.1—0.4 мм); скопления глобулярного УВ в линзочках кварцевого и кварц-хлоритового состава (0.05—0.06 мм) [Плутешко и др., 1988]. Средний изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) для пород и руд Наталкинского месторождения составляет около -22 ‰, а для тектонитов -17 ‰, что свидетельствует о первично-осадочной природе органического вещества и об образовании карбонатов в породах, тектонитах и рудах за счет его преобразования [Ворошин и др., 2000; Гончаров и др., 2002].

Месторождение Павлик локализовано в позднепермских отложениях омчакской и атканской свит. Рудоконтролирующие структуры месторождения аналогичны структурам Наталкинского рудного поля. Рудные тела месторождения приурочены к оперяющим трещинам основных разломов, преимущественно к сколовым трещинам северо-западного простирания. Метасоматические преобразования пород выражены березитизацией (развитие карбонат-кварцевых гидротермалитов штокверкового типа с вкрапленностью пирита, арсенопирита, золота) и пропилитизацией (хлорит, серицит, пирит). Состав жильных образований существенно-кварцевый, кварц-карбонатный, редко карбонатный. Из жильных минералов преобладает кварц, слагающая 90 % объема; в небольшом количестве присутствуют кальцит, хлорит, серицит, альбит, каолинит, калиево-натриевый полевой шпат, адуляр. Количество кальцит-кварцевого материала в составе руд невелико и редко превышает 5—10 % общей массы или объема руды. Рудные минералы — арсенопирит (преобладает), пирит, самородное золото; менее распространены сфалерит и галенит; реже встречаются халькопирит, ильменит, рутил, шеелит, апатит. Суммарное количество рудных минералов не более 0.5—1.0 % от общей массы руды [Гончаров и др., 2002].

По петрохимическим параметрам рудовмещающие породы Павликовского месторождения характеризуются нормальной щелочностью (НКМ — 0.35) с преобладанием калия (ЩМ — 0.66) (см. табл. 1).

Анализ изотопного состава серы арсенопирита и пирита руд месторождений показал, что значения $\delta^{34}S$ от -3.4 до -3.8 ‰ (Наталка) и от -2.8 до -3.5 ‰ (Павлик) в целом близки, что может указывать на коровый источник серы.

Рудовмещающие породы месторождений характеризуются высокими содержаниями халькофильных элементов Au, Ag, As, W, Sb и околокларковыми концентрациями Pb, Cu, Zn, Ni, Co относительно средних значений состава верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] и неизмененных пермских пород (руч. Тихоня) (см. табл. 2). Следует отметить высокую обогащенность Bi (в десятки раз) пород Павликовского месторождения. Аналогичная особенность была отмечена для месторождения Родионовское [Волков и др., 2016].

В целях выявления геохимических ассоциаций в рудах месторождений Наталка и Павлик рассчитывали корреляционные зависимости для 99 %-го уровня значимости [Смагунова, Карпукова, 2012]. Для Наталкинского месторождения типичны следующие геохимические ассоциации: 1) тесная связь Au с элементами-индикаторами оруденения Pb-Bi-W; 2) Co-Zn-Cu; 3) Ni-Sn-Ag (с менее тесной связью Mo); 4) As-Sb; 5) Se-Te. На месторождении Павлик: 1) Ag-Au; 2) Co-Zn-Ni-Pb-Mo-Sn; 3) W-Sb-Se (с менее тесной связью Cu).

Распределение РЗЭ в неизмененных позднепермских породах. Результаты определения содержания редкоземельных элементов в неизмененных осадочных, вулканогенно-осадочных породах руч. Тихоня и гидротермально-метаморфизованных породах золоторудных месторождений Наталка и Павлик приведены в табл. 2.

Разрез руч. Тихоня. Одними из эффективных методов реконструкции состава пород седиментационного бассейна и определения окислительно-восстановительных условий их формирования являются: 1) сопоставление состава глинистых сланцев и аргиллитов с такими геохимическими эталонами, как PAAS, NASC, ES или RPSC; 2) выяснение характера поведения Eu/Eu^* и Ce/Ce^* аномалий; 3) анализ соотношения в глинистых сланцах и аргиллитах малых элементов, типичных для пород кислого или основного состава (на основе рассмотрения значений геохимических коэффициентов — Th/La , Nb/La , U/Th , Co/Ni . Аномалии Eu/Eu^* и Ce/Ce^* используются для определения окислительно-восстановительных характеристик раствора в связи с нахождением этих элементов в двух валентных состояниях [Вау, 1991].

Максимальные суммарные содержания РЗЭ установлены в алевролитах $\text{P}_{3\text{om}}$ (173.25 г/т), минимальные — в диамиктитах $\text{P}_{3\text{at}}$ (63.67 г/т). Отношения LREE/HREE в породах $\text{P}_{3\text{at}}$ варьируют от 4.9 до 9.3, составляя в среднем 7.57 ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ — 6.76—9.00); наиболее значительна дифференциация в отложениях омчакской свиты, где LREE/HREE от 5.2 до 11.16, в среднем 8.60 ($(\text{La}/\text{Yb})_N$ — 8.27—16.83).

Отложения $\text{P}_{3\text{om}}$ обогащены легкими РЗЭ, имеют ярко выраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu^* — 0.60), что в среднем сопоставимо с содержанием PAAS (Eu/Eu^* — 0.66). Породы $\text{P}_{3\text{at}}$ обладают дифференциацией легких РЗЭ, незначительной отрицательной Eu аномалией (Eu/Eu^* — 0.79). Цериевая (Ce/Ce^*) аномалия в неизмененных породах не выражена. Проанализированные образцы руч. Тихоня, относительно постаршейского глинистого сланца Австралии (PAAS), в среднем незначительно обеднены легкими лантаноидами [Nance, Taylor, 1976] (табл. 3).

Таблица 3. Среднее содержание редкоземельных элементов в осадочных и вулканогенно-осадочных породах руч. Тихоня и в рудах месторождений Наталка и Павлик, г/т

Элемент	PAAS	Атканская свита			Омчакская свита				Месторождение Наталка				Месторождение Павлик					
		Среднее	Алев-роар-гиллит	Диамиктит	Среднее	Аргиллит	Алев-ролит	Песчаник	Среднее	Группа				Среднее	Группа			
										I	II	III	IV		I	II	III	IV
20*	8	2	6	16	4	9	3	24	6	7	9	2	22	12	7	2	1	
La	38.0	11.65	18.38	10.30	30.37	20.52	34.06	32.44	11.36	19.90	13.05	6.27	2.73	28.05	31.71	30.01	10.75	5.03
Ce	80.0	27.07	40.52	24.38	64.05	44.86	71.03	68.72	24.60	42.81	28.69	13.43	5.89	58.19	66.08	61.67	22.62	10.32
Pr	8.9	3.52	5.07	3.21	7.90	5.71	8.76	8.24	3.05	5.07	3.74	1.67	0.73	6.68	7.54	7.15	2.61	1.22
Nd	32.0	15.24	20.87	14.11	31.04	23.86	33.80	32.34	12.94	21.08	16.28	7.10	3.09	24.84	27.86	26.79	10.05	4.60
Sm	5.6	3.33	4.33	3.13	6.15	5.23	6.46	6.43	2.78	4.35	3.67	1.51	0.63	4.42	4.88	4.85	1.99	0.82
Eu	1.1	0.81	0.96	0.78	1.16	1.16	1.17	1.14	0.70	1.06	0.96	0.39	0.14	0.90	0.98	1.00	0.50	0.19
Gd	4.7	3.01	3.92	2.83	5.90	5.09	6.25	5.93	2.46	3.48	3.50	1.39	0.57	4.27	4.69	4.65	2.08	0.86
Tb	0.8	0.38	0.46	0.36	0.78	0.70	0.83	0.73	0.28	0.46	0.37	0.15	0.06	0.46	0.50	0.50	0.22	0.08
Dy	4.4	1.81	2.01	1.77	4.01	3.70	4.30	3.57	1.34	2.26	1.67	0.70	0.26	2.07	2.28	2.24	1.04	0.37
Ho	1.0	0.35	0.38	0.34	0.80	0.72	0.87	0.69	0.23	0.40	0.29	0.12	0.04	0.39	0.43	0.42	0.19	0.07
Er	2.9	1.09	1.25	1.05	2.36	2.04	2.60	2.08	0.73	1.30	0.86	0.38	0.13	1.20	1.36	1.25	0.59	0.24
Tm	0.4	0.17	0.20	0.16	0.34	0.29	0.38	0.31	0.10	0.18	0.12	0.05	0.02	0.17	0.19	0.18	0.08	0.04
Yb	2.8	1.12	1.38	1.07	2.10	1.67	2.34	1.94	0.75	1.38	0.86	0.39	0.14	1.19	1.37	1.19	0.55	0.26
Lu	0.4	0.20	0.24	0.19	0.34	0.26	0.39	0.33	0.12	0.22	0.14	0.06	0.02	0.19	0.22	0.19	0.09	0.04
Σ РЗЭ	183.0	69.72	99.97	63.67	157.32	115.78	173.25	164.88	61.44	103.95	74.20	33.61	14.46	133.01	150.07	142.08	53.38	24.13
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	9.15	7.13	9.00	6.76	13.66	8.27	16.83	11.33	10.71	9.74	10.00	11.00	13.21	15.53	15.58	16.43	13.16	13.30
$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$	1.34	2.29	2.30	2.29	3.18	2.47	3.73	2.48	2.87	2.07	3.34	2.98	3.34	2.90	2.77	3.07	3.04	2.72
LREE/HREE	9.68	7.57	9.29	7.23	8.60	7.35	8.79	9.71	9.40	9.83	8.65	9.43	10.55	12.33	12.63	12.55	10.21	11.50
Eu/Eu^*	0.66	0.79	0.71	0.80	0.60	0.70	0.57	0.57	0.82	0.86	0.83	0.82	0.72	0.64	0.63	0.63	0.75	0.69
Ce/Ce^*	1.07	1.08	1.07	1.08	1.05	1.05	1.05	1.05	1.04	1.05	1.04	1.03	1.04	1.06	1.07	1.04	1.06	1.04

Примечание. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N \times (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]; $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / ((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3)$ [Evensen et al., 1978], где N — нормирование по хондриту. Метод ICP MS (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск).

Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в рудных и неизмененных породах.

a — Наталка, *б* — Павлик: I — слабоизмененные породы; II — березиты — метасоматически преобразованные породы с включением пирита кубической формы и кварцевым прожилкованием; III — окварцованные и брекчированные породы; IV — жильный кварц; *в* — нормированные по породам руч. Тихоня (Наталка — сплошная линия, Павлик — штриховая).

В неизмененных породах руч. Тихоня значение Eu/Eu^* менее единицы, что свидетельствует о преобладании Eu^{3+} и, соответственно, об участии относительно окислительных условий осадконакопления.

Минералами-концентраторами РЗЭ являются монацит (куларит), Nd-монацит и ксенотим. В породах P_{3om} редкоземельные фосфаты представлены монацитом (куларитом) овальной, округлой формы с шагреновой поверхностью, размером 47–93 мкм, содержащим оксиды Ce и La. В отложениях обеих свит установлены комковато-угловатые зерна Nd-монацита, иногда с примесью ThO_2 (3–9 мас. %) (размер зерен 28–70 мкм), и ксенотима с примесью Dy_2O_3 , Er_2O_3 , Gd_2O_3 [Михалицына, Соцкая, 2016].

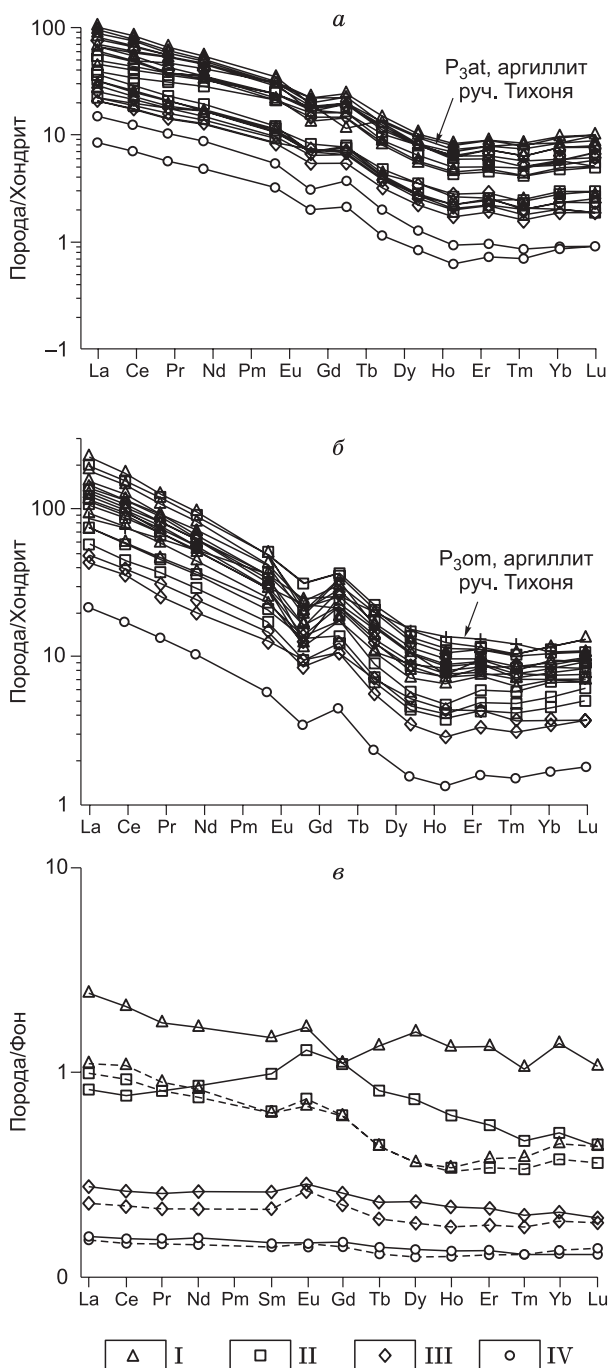
Для оценки редокс-обстановки в седиментационном бассейне позднепермского возраста использованы индексы U/Th_{cp} и Co/Ni_{cp} . [Jones, Manning, 1994; Kun et al., 2014].

В окислительной среде $U/Th \leq 0.75$; $U/Th = 0.75–1.25$ характерно для не содержащей кислород среды; для восстановительной среды $U/Th > 1.25$. Величина $Co/Ni < 1$ отражает низкую температуру минерализации; значение $Co/Ni > 1.5$ свидетельствует об относительно высокой температуре при участии магматического флюида [Jones, Manning, 1994; Kun et al., 2014].

В неизмененных породах индекс U/Th_{cp} составляет в P_{3at} — 0.27, P_{3om} — 0.20, что сопоставимо с составом верхней коры (PAAS — 0.25) и отражает окислительные условия формирования отложений. Значения отношений Co/Ni варьируют в P_{3at} — от 1.11 в тонкозернистых породах до 2.11 в диамиктитах; P_{3om} — от 1.17 в песчаниках до 1.50 в аргиллитах. Повышенные значения индекса Co/Ni могут указывать на роль магматического источника при формировании диамиктитов атканской свиты.

Распределение РЗЭ в рудах месторождений Наталка и Павлик. Для построения графиков распределения РЗЭ использована процедура нормализации по хондриту (рис. 2). Для оценки поведения РЗЭ в рудообразующем процессе выполнено нормирование гидротермально измененных пород к фоновым содержаниям РЗЭ исходных пород (руч. Тихоня) (см. рис. 2).

По структурно-вещественным признакам проанализированные образцы рудовмещающих пород месторождений являются однотипными и условно подразделяются на четыре группы. В группу I (слабоизмененные породы) входят углистые глинистые сланцы и алевролиты с редкой вкрапленностью сульфидов (менее 1 %) и примесью туфогенного материала не более 5 %, с единичными кварцевыми и карбонатными просечками; группа II — березиты — включает в себя алевролиты с вкрапленностью сульфидов около 3 % и с прожилками кварцевого, карбонатного состава; группа III — окварцованные и брекчированные породы; группа IV — жильный кварц.



Максимальные суммарные содержания РЗЭ отмечены для слабоизмененных пород (I группа) на месторождениях Наталка и Павлик (103.95 и 150.07 г/т соответственно); минимальные — в жильном кварце (IV группа — 14.46 и 24.13 г/т соответственно). В среднем суммарное содержание в рудах месторождений ниже, чем во вмещающих породах (см. табл. 3).

Все гидротермально измененные породы обогащены легкими лантаноидами. Наиболее высокие значения LREE/HREE отмечаются в рудовмещающих породах месторождения Павлик — 10.21–12.63, в среднем — 12.33 ((La/Yb)_N — 13.16–16.43); для пород месторождения Наталка отношение LREE/HREE варьирует от 8.65 до 10.55, в среднем — 9.40 ((La/Yb)_N — от 9.74 до 13.21).

Сравнительный анализ средних значений РЗЭ в рудах месторождений с данными по PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] показал, что суммарное содержание РЗЭ в рудах значительно ниже; повышенное отношение LREE/HREE отмечается на месторождении Павлик (см. табл. 3).

Значение Eu/Eu* аномалии в породах месторождения Павлик варьирует от 0.41 до 0.90 (Eu/Eu* в среднем 0.64), что близко к средним значениям континентальной коры (PAAS, Eu/Eu* = 0.66) и отложений P₃om (Eu/Eu* = 0.60) (руч. Тихоня). На месторождении Наталка отношение Eu/Eu* колеблется от 0.68 до 1.01, составляя в среднем 0.82, что сопоставимо с отложениями P₃at (руч. Тихоня) и выше среднего значения PAAS.

Аномалии Ce близки к фоновым (см. табл. 3), составляя в среднем на месторождении Наталка 1.04 и на месторождении Павлик 1.06; преобладают значения Eu* аномалии менее единицы, что свидетельствует о преимуществе Eu³⁺ и об участии относительно окислительного флюида при формировании их отложений. Увеличение данного параметра до 1.01 указывает на незначительное восстановление минералообразующего флюида [Ананьев, 2012].

Индекс U/Th < 0.75 в рудах месторождений Наталка и Павлик (0.16–0.20) (см. табл. 2) свидетельствует об окислительной среде их формирования. Величина отношения Co/Ni на месторождении Наталка менее 1.5 (0.45–1.23), что характерно для низкой и средней температуры рудообразования. На месторождении Павлик индекс Co/Ni заметно снижается, составляя 0.11–0.59, указывая тем самым на относительно низкую температуру рудоносных флюидов. Полученные данные в целом хорошо согласуются с проведенными ранее исследованиями [Савчук и др., 2018].

Исследования [Oreskes, Einaudi, 1990; Kun et al., 2014] показали, что гидротермальные флюиды, обогащенные Cl, эффективно концентрируют LREE, но бедны HREE при значениях Nb/La и Th/La ниже единицы, а гидротермальные флюиды, обогащенные F, одновременно концентрируют легкие и тяжелые РЗЭ, при значениях Nb/La, Th/La обычно больше единицы [Oreskes, Einaudi, 1990; Kun et al., 2014]. Для обоих месторождений отношения Nb/La и Th/La менее единицы (см. табл. 2), что соответствует гидротермальной системе NaCl–H₂O, обогащенной Cl относительно F.

В результате анализа спектров распределения РЗЭ, нормированных на исходные породы (руч. Тихоня), наблюдается перераспределение РЗЭ: слабоизмененные породы Наталкинского месторождения обогащены РЗЭ, Павликовского — только легкими РЗЭ. В березитах происходит привнос промежуточных (для руд Наталкинского) и вынос остальных лантаноидов. Для окварцованных метасоматитов, кварцевых брекчий и жильного кварца спектры для обоих месторождений практически идентичны, что, на наш взгляд, может подтверждать единую природу гидротермальных флюидов (см. рис. 2).

Таким образом, формирование золоторудных месторождений протекает с изменением концентраций РЗЭ. Все объекты имеют сходную картину распределения РЗЭ: породы обогащены легкими лантаноидами, аномалии Ce не выражены (0.95 < Ce/Ce* < 1), что свидетельствует о незначительной роли окисленных метеорных вод при формировании оруденения. Eu/Eu* аномалия менее единицы отражает относительную окисленность флюида с преобладанием Eu³⁺ [Ананьев, 2012]. Рост Eu/Eu* аномалии в вулканогенно-осадочных породах P₃at (0.82–0.86) может указывать на магматогенный источник РЗЭ.

Микроминералогия. *Атканская свита руч. Тихоня.* При детальном изучении диамиктитов атканской свиты было выявлено наличие сульфидов — пирита, арсенопирита, галенита и сфалерита. Пирит представлен кубическими кристаллами и зернами неправильной формы размером от 20 до 52 мкм (рис. 3, а). Сфалерит и галенит встречаются довольно редко. Галенит, помимо самостоятельных кристаллов кубической формы (до 20 мкм) и их сростков, образует удлиненные микровключения от 4 до 12 мкм в зернах пирита (см. рис. 3, б). Установлены единичное зерно самородного Au размером 2–4 мкм (см. рис. 3, в), микровключения самородного Bi (до 2 мкм). В алевроаргиллитах выявлены марказит, единичные включения самородного Bi (0.8–1.2 мкм), самородной Cu (1.2 мкм) и Fe-Cr состава (2.6 мкм) (см. рис. 3, г).

Довольно часто в диамиктитах встречаются Nd-монацит и ксенотим. Nd-монацит (30–53 мкм) представлен как кристаллами толстотаблитчатого призматического облика и их сростками (рис. 4, а), так и комковато-угловатыми зернами. По данным рентгеноспектрального микроанализа, содержание Nd₂O₃ в монаците колеблется в широких пределах — от 7.79 до 31.73 мас. % (табл. 4). Ксенотим (20–70 мкм) имеет вид комковатых зерен с угловатыми краями, встречаются кристаллы короткостолбчатого

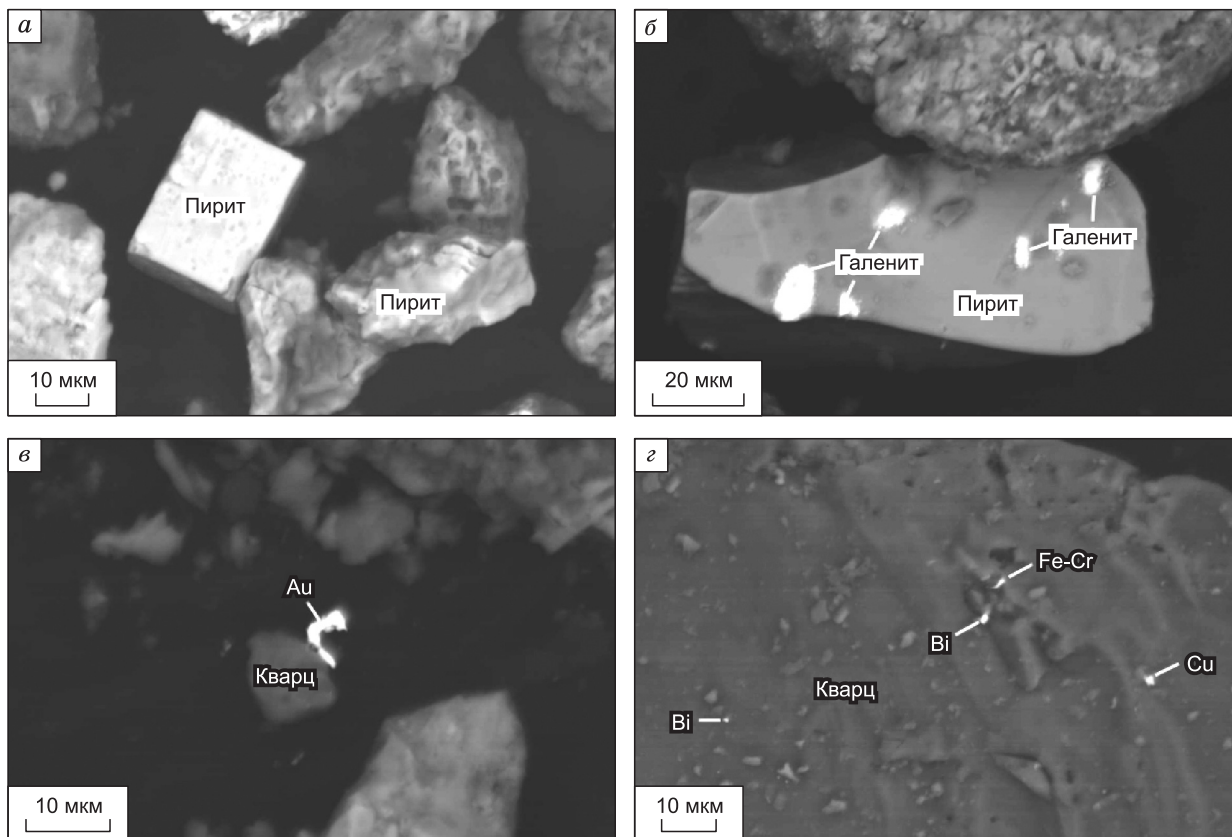


Рис. 3. Рудная минерализация P₃at руч. Тихоня:

a — кубический кристалл и зерно пирита неправильной формы (пр. 2-8); *б* — микровключения галенита в пирите; *в* — самородное золото (пр. 2-4); *г* — микровключения самородных Bi, Cu и включение Fe-Cr состава в кварце (пр. 2-2).

и дипирамидального облика (см. рис. 4, б-г). В ксенотиме содержание Dy_2O_3 составляет 7.07—10.54 мас. %, Er_2O_3 — от 4.35 до 4.93 и Gd_2O_3 — 3.73—7.46 мас. % (см. табл. 4). Иногда в монаците и в ксенотиме присутствует примесь ThO_2 (от 3.46 до 7.21 мас. %). Помимо самостоятельных крупных зерен, минералы РЗЭ образуют микровключения размером около 3 мкм в сростках с серицитом, хлоритом, рутилом. Наблюдаются сростки зерен монацита (23 мкм) и ксенотима (75 мкм) (см. рис. 4, з).

В тонкозернистых разностях (алевроаргиллит) также установлены минералы редкоземельных фосфатов (Nd-монацит и ксенотим). Nd-монацит (28–70 мкм) представлен плотными комковато-угловатыми зернами удлиненной и изометричной формы. Содержание Nd_2O_3 варьирует от 11.51 до 21.12 мас. %; часто наблюдается примесь ThO_2 от 3 до 6 мас. % (см. табл. 4). Зерна ксенотима (36 до 100 мкм) тетрагонально-дипирамидальной формы содержат примеси (мас. %): Dy_2O_3 (7.37—7.89), Er_2O_3 (4.49—4.51), Gd_2O_3 (3.83—4.08) (см. табл. 4).

Омчакская свита руч. Тихоня. В алевролитах сульфиды представлены пирротином (от 43 до 85 мкм) и арсенипиритом (40 мкм) (рис. 5, а, б); встречаются зерна циркона (см. рис. 5, а) и галита (единично).

Редкоземельные фосфаты представлены монацитом (куларитом) и Nd-монацитом (см. рис. 5, в, г). Монацит (куларит) (47—93 мкм), содержащий только оксиды Ce и La, имеет вид комковатых, овальных и округлых зерен с шагреновой поверхностью (см. рис. 5, в). Nd-монацит образует плотные комковатые зерна с содержанием Nd_2O_3 от 22.10 до 31.47 мас. % (см. рис. 5, г; табл. 4). Помимо редкоземельных фосфатов, в одной из проб алевролитов присутствует Ce-алланит ($Ce_2O_3 = 12$ —13 мас. %, La_2O_3 около 7 мас. %), размером от 47 до 121 мкм (см. табл. 4).

В составе грубозернистых песчаников встречаются пирротин (40–50 мкм), циркон и редкоземельные фосфаты (монацит (куларит), Nd-монацит, ксенотим). Монацит (куларит) (от 47 до 93 мкм) с оксидами Ce и La представлен комковатыми овальными и округлыми зернами с шагреновой поверхностью. Nd-монацит (Nd_2O_3 от 20.28 до 37.38 мас. %) имеет вид плотных комковатых зерен (см. табл. 4). Довольно редко в составе монацита присутствует примесь ThO_2 (8.70—9.03 мас. %). Ксенотим (от 46 до

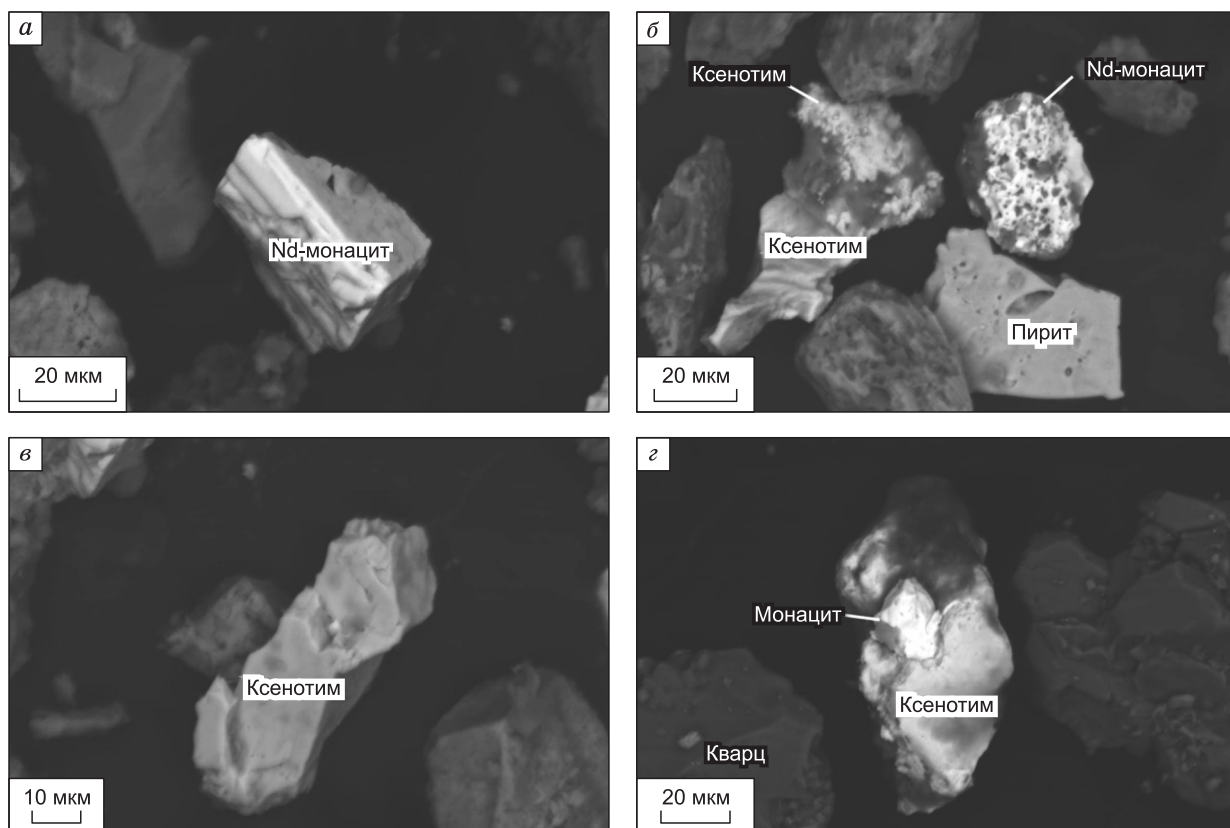


Рис. 4. Редкоземельные минералы Р₃ат руч. Тихоня:

a — призматический кристалл Nd-монацита; *б* — зерна Nd-монацита (куларит), ксенотима; *в* — сростки кристаллов ксенотима дипирамидального облика (*a–в* — пр. 2-8); *з* — сросток зерен монацита и ксенотима (пр. 2-4).

90 мкм) с примесью (мас. %): Dy_2O_3 (6.84—8.19), Er_2O_3 (3.36—3.89), Gd_2O_3 (2.33—3.76) представлен зернами толстотаблитчатой и удлиненно-призматической формы (см. табл. 4).

Прожилково-вкрапленные руды месторождений Наталка и Павлик. Сульфидные минералы прожилково-вкрапленных руд образуют тонкую вкрапленность в породах, реже скопления (5–10 мм). Основная масса минералов тяжелой фракции представлена преимущественно арсенопиритом и пиритом. Для арсенопирита характерны призматические, уплощенно-гексагональные, ромбические кристаллы и их обломки. Пирит образует скопления идиоморфных кубических и пентагон-додекаэдрических кристаллов, нередко с примесью As до 6.0 %.

Наряду с пиритом и арсенопиритом в рудах встречаются галенит, халькопирит, сфалерит, шеелит, рутил; редко наблюдаются монацит и ксенотим. Галенит образует мелкую вкрапленность (первые микроны) в арсенопирите, пирите и сфалерите; сростки с кобальтином и золотом; изредка встречаются самостоятельные кристаллы кубической формы (до 60 мкм).

Главным промышленным компонентом месторождений является самородное золото. Форма выделений золота — от микроскопических округлых, иногда неправильной формы чешуек и пленок, до отдельных кристаллов и сростков. Микровключения золота отмечаются в виде тонкой вкрапленности (от 0.6 до 6 мкм) в арсенопирите и пирите. Крупные зерна самородного золота (30—60 мкм и более) имеют неправильную форму и комковатый вид; присутствуют как округлые, так и угловатые зерна, нередко с ответвлениями; кристаллы с видимыми гранями октаэдра редки. Помимо этого на месторождении Наталка золото образует сростки с галенитом, сфалеритом (рис. 6, *д*), шеелитом и мелкую вкрапленность в кобальтине (см. рис. 6, *е*).

Месторождение Наталка. В рудах месторождения наблюдаются эпитактические срастания галенита с арсенопиритом. Отмечаются кристаллы шеелита (от 60 до 90 мкм) таблитчатой и псевдооктаэдрической формы и их сростки [Sotskaya et al., 2012]. Установлены включения герсдорфита и кобальтина (2—3 мкм), образующие вросстки в матрице породы, состоящей из серицита, альбита, хлорита, анкерита, кварца и ильменита (см. рис. 6, *а, б*). Содержание Ni в герсдорфите составляет от 27 до 30 %,

Таблица 4. Состав редкоземельных минералов в отложениях атканской и омчакской свит руч. Тихоня, мас. %

№ п/п	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Y ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма
<i>Алевроаргиллит (атканская свита, руч. Тихоня, пр. 2-2)</i>										
1	29.25	13.11	16.33	6.17	—	—	—	—	35.14	100.00
2	36.77	18.13	11.51	—	—	—	—	—	33.58	100.00
3	28.63	12.77	21.12	3.82	—	—	—	—	33.67	100.00
4	—	—	—	—	41.10	7.89	4.49	4.08	42.44	100.00
5	—	—	—	—	39.47	7.37	4.51	3.83	44.82	100.00
<i>Диамиктит (атканская свита, руч. Тихоня, пр. 2-1)</i>										
6	34.24	22.44	7.79	—	—	—	—	—	35.53	100.00
7	34.85	20.22	9.74	—	—	—	—	—	35.19	100.00
8	35.62	11.73	17.39	—	—	—	—	—	35.26	100.00
9	28.68	8.02	26.29	—	—	—	—	—	37.02	100.00
10	35.78	18.91	9.76	3.46	—	—	—	—	32.09	100.00
11	29.88	14.07	14.80	7.21	—	—	—	—	34.04	100.00
12	32.75	17.25	12.70	4.22	—	—	—	—	33.08	100.00
13	—	—	—	—	38.54	7.71	4.52	4.49	44.73	100.00
14	—	—	—	—	42.69	7.07	4.63	6.99	38.61	100.00
<i>Диамиктит (атканская свита, руч. Тихоня, пр. 2-4)</i>										
15	34.75	18.19	11.39	—	—	—	—	—	35.67	100.00
16	32.26	17.40	17.06	—	—	—	—	—	33.28	100.00
17	27.55	9.49	28.39	—	—	—	—	—	34.57	100.00
18	28.57	16.75	18.07	4.32	—	—	—	—	32.29	100.00
19	28.29	12.42	19.59	5.16	—	—	—	—	34.53	100.00
20	—	—	—	—	41.56	7.57	4.63	3.80	42.44	100.00
21	—	—	—	—	40.00	7.66	4.62	3.90	43.83	100.00
22	—	—	—	—	42.35	8.37	4.74	4.78	39.77	100.00
23	—	—	—	—	40.54	7.80	4.57	4.52	42.57	100.00
<i>Диамиктит (атканская свита, руч. Тихоня, пр. 2-8)</i>										
24	33.10	18.83	16.50	—	—	—	—	—	31.57	100.0
25	31.33	14.85	18.71	—	—	—	—	—	35.11	100.0
26	25.53	8.93	31.73	—	—	—	—	—	33.81	100.0
27	—	—	—	—	48.34	8.54	4.93	3.73	34.46	100.0
28	—	—	—	—	49.47	8.90	4.35	5.50	31.78	100.0
29	—	—	—	—	45.36	10.54	4.71	7.46	31.93	100.0
<i>Грубозернистый песчаник (омчакская свита, руч. Тихоня, пр. 2-37)</i>										
30	50.28	15.86	—	—	—	—	—	—	33.86	100.0
31	47.61	17.44	—	—	—	—	—	—	34.95	100.0
32	44.52	23.48	—	—	—	—	—	—	32.00	100.0
33	47.40	20.93	—	8.70	—	—	—	—	22.97	100.0
34	21.79	6.75	37.38	—	—	—	—	—	34.08	100.0
35	36.41	12.07	24.29	—	—	—	—	—	27.23	100.0
36	29.02	14.79	20.28	9.03	—	—	—	—	26.88	100.0
37	—	—	—	—	59.03	6.84	3.36	2.33	28.44	100.0
38	—	—	—	—	53.67	8.19	3.89	3.76	30.49	100.0
<i>Алевролит (омчакская свита, руч. Тихоня, пр. 2-38)</i>										
39	45.77	12.77	—	—	—	—	—	—	41.46	100.0
40	47.33	19.03	—	—	—	—	—	—	33.64	100.0
41	43.79	23.33	—	—	—	—	—	—	32.88	100.0
42	42.92	30.69	—	—	—	—	—	—	26.39	100.0
43	32.59	8.93	31.47	—	—	—	—	—	27.01	100.0
44	30.26	14.31	22.10	6.64	—	—	—	—	26.69	100.0

№ п/п	Se ₂ O ₃	La ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O	Сумма
<i>Алевролит (омчакская свита, руч. Тихоня, пр. 2-17)</i>								
45	13.31	6.92	11.83	14.58	22.60	27.76	3.00	100.0
46	12.28	6.90	11.56	12.76	24.86	28.64	3.00	100.0

Примечание. Прочерк — не обнаружен.

Со — около 7 %; в кобальтине примесь Ni около 5—8 % . Помимо мелких включений сульфоарсенидов Ni и Со, наблюдаются отдельные кристаллы кобальтина (от 20 до 35 мкм) кубической и октаэдрической формы, нередко в сростании с пиритом и арсенопиритом.

В зернах кобальтина встречаются включения галенита (от 0.5 до 10—15 мкм); в пирите — чешуйки молибденита (7—14 мкм) [Sotskaya et al., 2012]. В основной массе рудовмещающих пород (альбит, серицит, анкерит) отмечаются единичные включения висмутита (около 1 мкм) и самородного кадмия (2.6 мкм) (см. рис. 6, в, з). Ранее самородный Cd изучали в породах Южного Верхоянья в сростании с кварцем гидротермальных жил и прожилков, хлоритом и амфиболом (примесь Cr = 0.23—0.49 %). Можно предположить, что Cd образовался при невысокой температуре и давлении в процессе гидротермально-метасоматического изменения терригенных и карбонатных пород, предшествующего формированию прожилково-вкрапленной минерализации [Редкие минералы..., 1984].

Редкоземельная минерализация Наталкинского месторождения представлена монацитом и ксенохимом. Довольно часто зерна арсенопирита, пирита и агрегаты рудовмещающих пород содержат микровключения монацита размером от 1 до 7 мкм, редко достигая 10—15 мкм (см. рис. 6, б) [Sotskaya et al., 2012]. В монацитах присутствуют оксиды редких земель, преимущественно Се и La, и отсутствуют примеси других более тяжелых лантаноидов, в отличие от аутигенного куларита, описанного ранее [Некрасова, Некрасов, 1983; Тюкова и др., 2007] и в отложениях руч. Тихоня. Единично в рудовмещающих

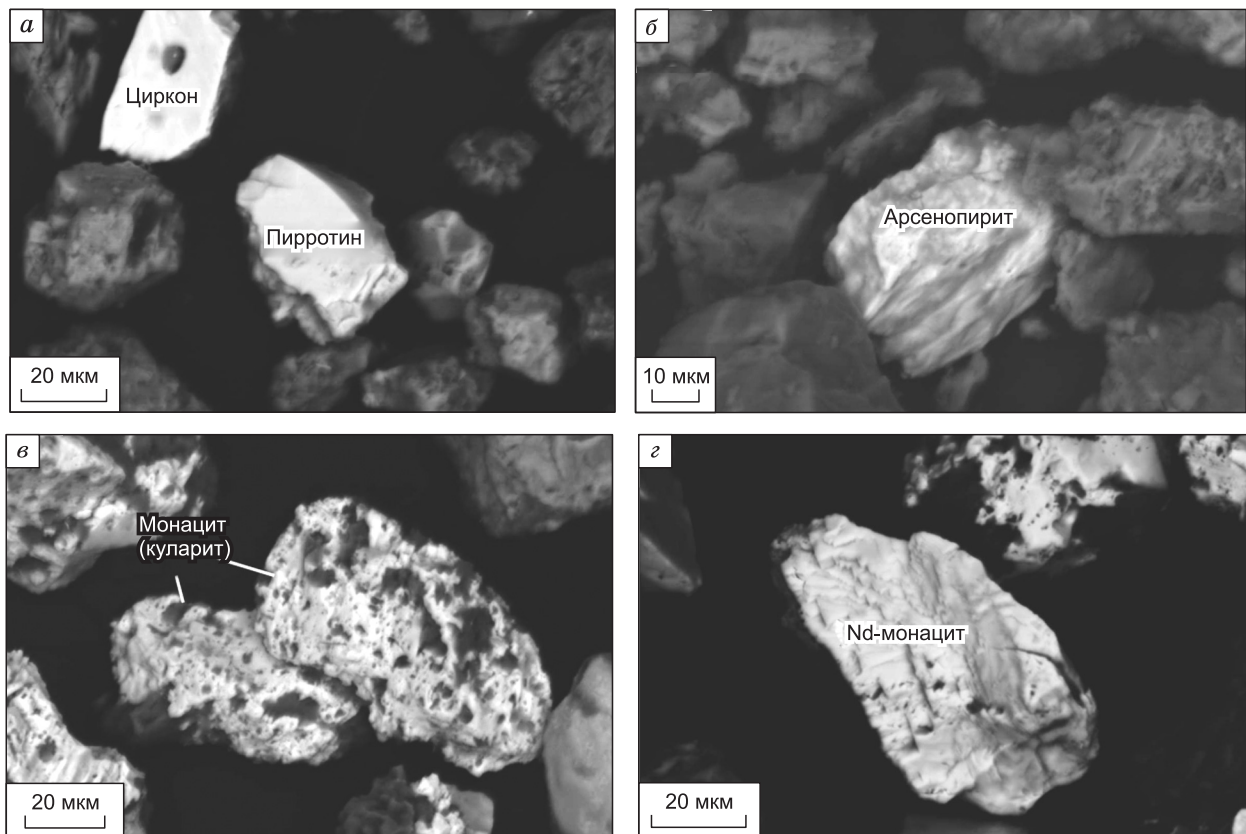


Рис. 5. Рудная и редкоземельная минерализация P₃от руч. Тихоня:

а — удлиненное зерно пирротина; б — зерно арсенопирита псевдопирамидального облика (а, б — пр. 2-17); в — зерна монацита (куларита); з — зерно Nd-монацита (пр. 2-38).

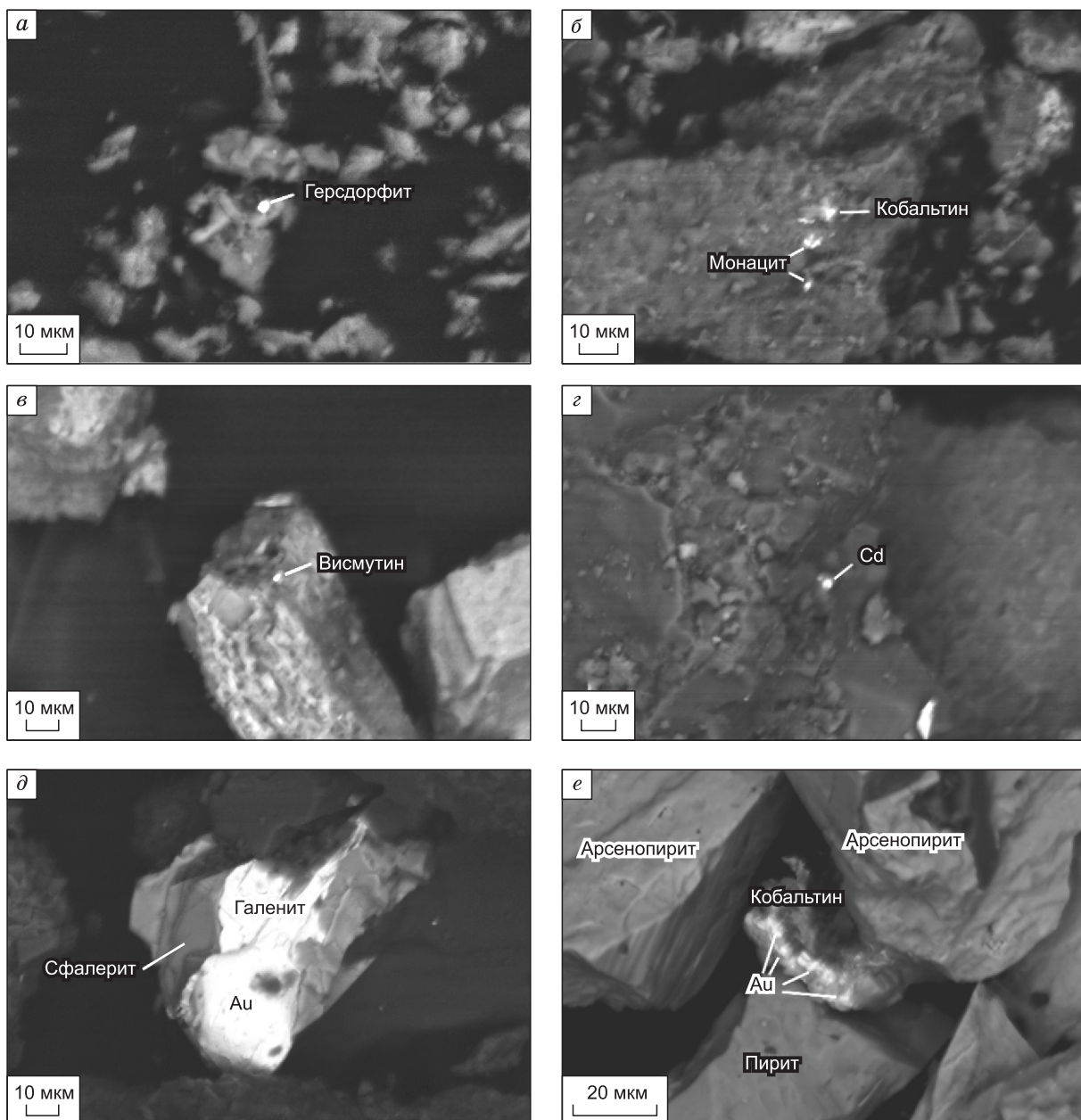


Рис. 6. Микровключения в рудах месторождения Наталка:

a — герсдорфит; *б* — кобальтин; *в* — висмутин; *г* — самородный кадмий в силикатной матрице; *д* — сросток золота с галенитом и сфалеритом; *е* — пленочное золото в ассоциации с кобальтином.

породах наблюдаются мелкие включения ксенотима (2—4 мкм), в составе которого, кроме Y_2O_3 , других примесей редких земель не установлено (табл. 5).

Месторождение Павлик. В рудах месторождения встречаются минералы Ni и Co как в виде отдельных кристаллов, так и в сростках с сульфидами. Кобальтин (от 2—3 до 20 мкм) образует включения в пирите; примесь Ni составляет 3—4 %, Fe — 6—9 %. В двух пробах месторождения Павлик установлен фрейбергит (от 4 до 50 мкм) с содержанием Ag (от 6 до 28 мас. %) в сростании с халькопиритом, арсенопиритом и пиритом (рис. 7, *a*).

Самородное золото образует изометричные включения (от 0.6 до 6 мкм) в арсенопирите (см. рис. 7, *б*) и пирите. Помимо самородного золота, обнаружены зерна селенидов Au и Ag — фишессерит (?) (от 0.6 до 2.5 мкм) в спорадически встречающихся сростках с арсенопиритом [Sotskaya et al., 2012].

Редкоземельные фосфаты представлены монацитом, Nd-монацитом и ксенотимом (см. рис. 7, *в*; табл. 5). Форма и размер выделений минералов РЗЭ подобны описанным на Наталке.

Таблица 5. Состав редкоземельных минералов месторождений Наталка и Павлик, мас. %

№ п/п	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Сумма	Проба, месторождение
Монацит							
1	43.22	25.31	—	—	31.47	100.00	H-11-2-33, Наталка
2	43.54	23.54	—	—	32.92	100.00	H-11-2-33, Наталка
3	46.18	22.56	—	—	31.26	100.00	1-2-33, Наталка
4	44.45	22.92	—	—	32.63	100.00	H-11-1-5, Наталка
5	47.02	21.10	—	—	31.88	100.00	H-11-1-5, Наталка
6	46.00	22.67	—	—	31.33	100.00	H-11-1-19, Наталка
7	46.20	22.77	—	—	31.03	100.00	H-11-1-19, Наталка
8	61.13	—	—	—	38.87	100.00	P-11-2-9, Павлик
Nd-монацит							
9	17.73	—	41.31	—	40.96	100.00	P-11-2-9, Павлик
10	25.62	—	35.45	—	38.93	100.00	P-11-2-9, Павлик
11	34.57	—	26.38	—	39.05	100.00	P-11-2-9, Павлик
12	27.74	—	36.98	—	35.28	100.00	P-11-2-9, Павлик
13	29.59	—	33.87	—	36.54	100.00	P-11-2-9, Павлик
Ксенотим							
14	—	—	—	56.29	43.71	100.00	700072, Наталка
15	—	—	—	59.11	40.89	100.00	700072, Наталка
16	—	—	—	57.13	42.87	100.00	700003, Наталка
17	—	—	—	68.05	31.95	100.00	H-11-1-19, Наталка
18	—	—	—	69.62	30.38	100.00	P-11-2-9, Павлик

Примечание. Прочерк — не обнаружен.

В рудах месторождений Наталка и Павлик установлено самородное серебро (от 1.1 до 5 мкм) округлой формы, находящееся в сростании с арсенопиритом, реже мышьяковистым пиритом. Помимо самородного серебра, на месторождении Павлик обнаружено одно зерно селенида Ag — науманнит. В рудах Наталкинского месторождения выявлен теллурид серебра — гессит (от 2 до 59 мкм) [Sotskaya et al., 2012].

Самородные Au, Ag, селениды Au и Ag, сульфоарсениды Ni, Co в рудах месторождений находятся в ассоциации с арсенопиритом и мышьяковистым пиритом; нередко золото образует сростания с галенитом, шеелитом и кобальтином. Помимо крупного самородного Au, широко распространены микроскопические выделения в виде капель, пленок и прожилков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пермские породы на всей рассматриваемой территории претерпели постдиагенетические и регионально-метаморфические преобразования (начальная стадия зеленосланцевой фации), в результате чего происходило изменение минералогических и структурных особенностей верхнепермских пород, выраженное в рассланцевании, появлении в зернистых породах структур растворения под давлением, развитию карбоната, серицита, сульфидной вкрапленности. Наличие в рассматриваемых породах большого количества эффузивных обломков, неустойчивых к растворению под давлением, приводит к формированию конформных структур и регенерации обломков. Наблюдается различная степень рассланцевания (грубообломочные породы слабо рассланцованы, глинистые — кливажированы). Во всех изучаемых отложениях присутствует рассеянная пиритизация.

Обобщив приведенные данные по петрохимическим показателям, можно отметить, что вариации значений модулей в неизменных и рудовмещающих породах на месторождениях незначительны. Наиболее контрастны различия по значениям гидролизатного модуля — неизменные породы относятся к сиаллитам — глинистым породам, а вмещающие породы месторождений Наталка и Павлик соответствуют глинистым силицитам — кремнисто-глинистым сланцам. Изученные отложения являются нормотитанистыми, что характерно для глинистых пород. Максимальные содержания щелочного модуля наблюдаются в отложениях атканской свиты руч. Тихоня и месторождения Наталка, что связано с поступлением вулканического материала в бассейн седиментации.

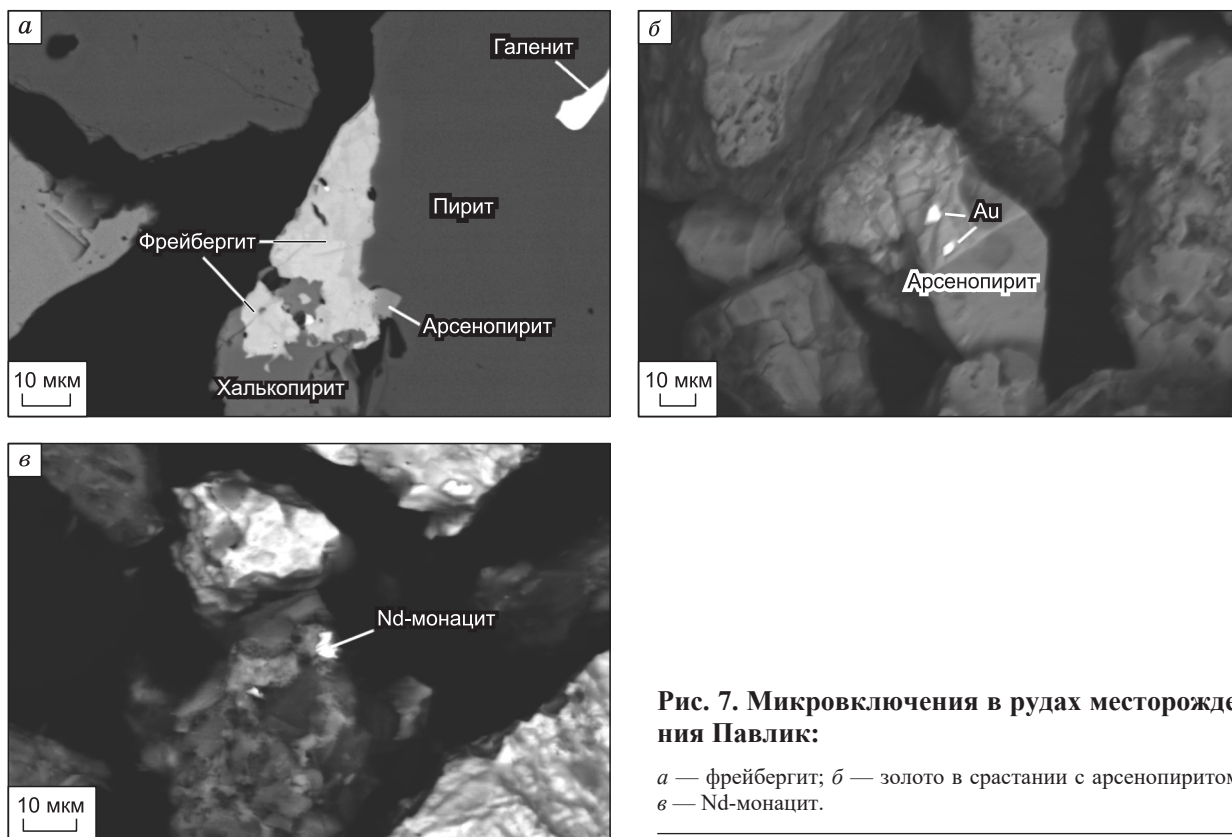


Рис. 7. Микровключения в рудах месторождения Павлик:

а — фрейбергит; *б* — золото в срастании с арсенопиритом; *в* — Nd-монацит.

Присутствие в породах омчакской свиты (P_3om) элементов карбонатной группы Ca-Mn подтверждается наличием карбонатных минералов в составе пермских отложений, возможным источником которых являлся биогенный карбонат. Многие микроэлементы (Co, Cr, Pb, Zn, Mo, Ag, Sn, Fe, Cu, Ti) также накапливаются в терригенных отложениях, содержащих возможные компоненты-концентраторы: глинистые минералы, органическое вещество, гидроксиды железа и марганца, тонкодисперсные сульфиды железа [McMurtry et al., 1991; Astakhov et al., 1995].

По данным ICP MS установлено обогащение относительно верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]: 1) Au, Ag, ЭПГ, Co, Zn, Bi, Pb — верхнепермские породы (руч. Тихоня); 2) As, Sb, W, Pb, Au, Ag, Pd, Ir, Bi, Cu, Zn — руда месторождений Наталка, Павлик. Обогащенность Bi Павликовского месторождения предполагает присутствие магматогенного флюида.

Значение Co/Ni на месторождении Павлик значительно ниже единицы, что характерно для относительно низкой температуры минерализации; на месторождении Наталка Co/Ni варьирует от 0.45 до 1.23, отражая низкосреднетемпературные условия рудообразующего флюида.

Формирование золоторудных месторождений протекает с изменением концентраций РЗЭ. Месторождения Наталка и Павлик имеют сходную картину распределения лантаноидов. Породы обогащены легкими лантаноидами, отмечается рост $(La/Yb)_N$ от исходных до гидротермально и метасоматически преобразованных пород. Аномалии Ce не выражены, что может свидетельствовать о незначительной роли окисленных метеорных вод при рудообразовании.

Рост Eu^* аномалии в вулканогенно-осадочных породах P_3at (0.82—0.86), морфологический облик зерен РЗЭ-минералов и примесь Nd в их составе, высокие значения Co/Ni более 1.5 (до 2.11) подтверждают присутствие магматического флюида.

Установлено, что образование месторождений протекало при различных окислительно-восстановительных условиях (U/Th (≤ 0.75), Nb/La и Th/La (< 1)), в основном при участии относительно окисленного флюида, обогащенного легкими лантаноидами гидротермальной системы $NaCl-H_2O$, с преобладанием Cl относительно F.

Микроминеральные формы рудообразующих и сопутствующих элементов типичны для руд месторождений в черносланцевых толщах, и при отсутствии аномальных концентраций часть из них может представлять собой продукты переотложения из рудовмещающих толщ. В том числе на важную роль протолитов в формировании оруденения указывают данные по изотопному составу серы сульфидов, предполагающие коровую природу серы, и характеристика углеродистого вещества пород и руд, свидетельствующая о первично-осадочной природе органического вещества.

Закономерно отмечается значительное повышение концентраций Au и Ag в рудных пробах месторождений Наталка и Павлик по сравнению с установленными в верхнепермских породах руч. Тихоня. Аномальные концентрации As, W в рудах связаны с наличием в них арсенопирита, шеелита.

На месторождении Павлик выявлены селениды Au и Ag — науманнит и фишессерит на гранях кристаллов арсенопирита [Соцкая, Горячев, 2012]. Судя по термобарометрическим наблюдениям [Гончаров и др., 2002; Горячев и др., 2008], процесс рудообразования рассматриваемых месторождений происходил при температуре 220—350 °С, что обеспечивает преимущественное формирование селенидов Ag и Au вследствие более сильного сродства Ag с Se, чем с S при таких *PT*-параметрах флюида [Некрасов, 1991]. Фактором, ограничивающим распространение селенидов, является низкая концентрация Se в рудовмещающих углеродистых толщах и, соответственно, в объеме флюидной системы месторождений.

Электронно-микроскопическое изучение неизмененных пород разреза руч. Тихоня показало, что отложения P_{3om} бедны рудной и редкоземельной минерализацией (пирротин, арсенопирит, монацит, Nd-монацит, Се-алланит, ксенотим). В породах P_{3at} установлено более широкое разнообразие — пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, марказит, самородные висмут, медь и золото, включения Fe-Cr состава, монацит, Nd-монацит, ксенотим, что отражает их осадочно-вулканогенную природу.

Редкоземельный фосфат, имеющий облик овальных зерен, принято называть куларитом. Изученные ранее в пермско-триасовых толщах Куларского кряжа [Некрасова, Некрасов, 1983] и на месторождении Наталка [Тюкова и др., 2007] зерна аутигенного монацита — куларита размером 0.1–1.5 мм имеют эллипсоидальную, реже комковатую форму с шагреновой поверхностью. В химическом составе куларита, описанного Р.А. Некрасовой и И.Я. Некрасовым [1983], помимо Се и La, отмечено низкое содержание Th (до 1.40 мас. %) и высокое Eu (до 2.19 мас. %), а также присутствие Sm, Pr, Nd, Gd, Tb, Dy. В куларите месторождения Наталка установлены Nd_2O_3 , Pr_2O_3 , Y_2O_3 и ThO_2 [Тюкова и др., 2007].

Монацит, имеющий вид овальных и округлых зерен с шагреновой поверхностью в отложениях P_{3om} руч. Тихоня, содержащий в своем составе оксиды Се и La, можно отнести к кулариту осадочного происхождения. Кроме того, в отложениях P_{3at} и P_{3om} руч. Тихоня присутствуют плотные комковатоглобоватые зерна Nd-монацита и ксенотима магматического происхождения.

В прожилково-вкрапленных рудах месторождений Наталка и Павлик минералы редкоземельных фосфатов (монацит и ксенотим) образуют микровключения в арсенопирите, пирите и в агрегатах метасоматитов.

Помимо различий морфологического облика, выявлена разница в химическом составе: в монаците из прожилково-вкрапленных руд присутствуют только оксиды Се и La и отсутствует примесь ThO_2 ; в ксенотиме отсутствуют Dy_2O_3 , Er_2O_3 , Gd_2O_3 . В связи с тем, что РЗЭ наиболее мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах [Колонин и др., 2001], вполне вероятно их растворение и перемещение в рудах из вмещающих пород. Тесная ассоциация монацита изученных руд с породообразующими минералами метасоматически преобразованных пород, а также с сульфидной минерализацией (пирит, арсенопирит), наряду с его морфологическими особенностями и различиями в составе примесей, позволяет предполагать его гидротермальный генезис. Вероятно, миграция РЗЭ на рассматриваемых месторождениях происходила в гидротермальных флюидах с восстановленной серой, связанной с сульфидной минерализацией [Giere, 1993], на что указывают сростания монацита и ксенотима с пиритом и арсенопиритом. Незначительная часть РЗЭ мигрировала в составе фосфатных комплексов, о чем свидетельствуют повышенные концентрации P_2O_5 (руч. Тихоня).

Гидротермальная природа редкоземельной и золоторудной минерализации известна и на других подобных месторождениях. Монацит в ассоциации с пиритом, рутилом и апатитом известен в метасоматитах месторождения Мурунтау, где установлена связь редкоземельной минерализации и золотого оруденения в процессе гидротермального рудообразования [Дунин-Барковская, 2007]. В пробе месторождения Чудное обнаружены микровключения самородного Au (около 2 мкм) в Се-алланите [Соцкая и др., 2014], что также указывает на связь редкоземельной и благороднометалльной минерализации в результате гидротермально-метасоматических процессов. Об этом свидетельствуют и выявленные мельчайшие (4–5 мкм) изометричные включения минералов РЗЭ — тиссонита, оксидов Се, La, Nd и монацита в матрице метасоматитов месторождения Чертово Кoryто, состоящей из фтор-апатита (до 7.5 % фтора), анкерита, кальцита, серицита и альбита [Tarasova et al., 2016].

В рудах изученных месторождений довольно часто встречаются кобальтин и герсдорфит, реже — висмутин. Вероятнее всего, часть минералов Ni-Co состава унаследована из вмещающих пород, а часть образовалась при их формировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение можно отметить, что вмещающие углеродистые толщи позднепермского возраста участвовали в формировании рассматриваемых месторождений, что выражено в перераспределении

благородных и сопутствующих элементов в результате гидротермально-метасоматических процессов из вмещающих и подстилающих пород с концентрированием их в рудах в виде новообразованных фаз.

Пермские отложения характеризуются надкларковыми, околокларковыми содержаниями Au, Ag, Co, Cu, Zn, Mo, Pb, Bi и элементов платиновой группы (ЭПГ) относительно верхней коры.

Полученные данные по акцессорной минерализации углеродсодержащих верхнепермских пород показали, что часть рудных элементов в них имеет собственные минеральные формы. Выявленные рудные минералы (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, самородные висмут, медь, золото) в неизмененных породах, характеризующихся невысокими околокларковыми содержаниями рудообразующих элементов, позволяют сделать предположение о рассеянной минеральной форме в осадках таких элементов, как мышьяк и висмут.

Обогащенность отдельных частей пермского разреза руч. Тихоня [Михалицына, 2011; Горячев и др., 2012] микроэлементами Ni, Cr и Co подтверждается наличием в составе верхнепермских неизмененных пород акцессорных минералов — самородных висмута и меди, интерметаллидов Fe-Cr состава, тем самым указывая на их ведущую роль в рудообразовании Аян-Юрхского антиклинория. Несмотря на то, что минералы Pt и Pd в рудах Наталки не обнаружены, отметим факт присутствия в корольке из руд этого месторождения 1 % Pt [Ворошин и др., 1995].

Анализируя распределение микроэлементов в рудах месторождений, следует отметить их обогащение халькофильными микроэлементами Au, Ag, As, W, Sb относительно средних значений верхней коры и вмещающих пермских пород. Повышенные концентрации в рудах W и Bi позволяют предположить участие магматического флюида при их формировании.

Выявленные микроминеральные формы рудообразующих и сопутствующих элементов (Ni, Co, Sb, Mo, Cr, Se) типичны для руд месторождений, локализованных в черносланцевых толщах. Отсутствие аномальных концентраций этих элементов указывает на их переотложение из рудовмещающих толщ, без привноса рудообразующими флюидами. На это также указывают данные изотопного состава серы сульфидов и характеристика углеродистого вещества руд. В ранее опубликованных материалах показано, что источником серы являются вмещающие породы при опосредованном влиянии глубинных источников [Гончаров и др., 2002; Тюкова, Ворошин, 2003; Горячев и др., 2013].

В процессе рудообразования происходит разрушение и вынос железа породообразующих минералов с формированием золоторудных пирита и арсенопирита в ходе реакций с привносимыми растворами S, As и Au [Захаревич и др., 1987]. Метасоматическая переработка пород сопровождается выносом Au, и в итоге происходит повышение его концентрации в растворе [Летников, Вилор, 1981]. Отложение золота осуществлялось, очевидно, из гидротермальных растворов на сульфидах (восстановительном барьере) с формированием микрочастиц свободного золота. Микроскопическое золото, находящееся в сростании с арсенопиритом и пиритом, отлагалось одновременно с вкрапленными сульфидами.

Широко распространена в рудах и редкоземельная минерализация, ассоциирующая с золотоносными сульфидами и сульфоарсенидами. Вероятно, при формировании руд происходило активное выщелачивание редкоземельных элементов из первичных минералов (алюмосиликатов) и дальнейшая их миграция в гидротермальных флюидах с последующим осаждением новообразованных фаз в виде мельчайших выделений. Все объекты имеют сходную картину распределения РЗЭ: породы обогащены легкими лантаноидами, аномалии Се не выражены, что может отражать их унаследованную природу от неизмененных верхнепермских отложений.

Установлено, что месторождения формировались при различных окислительно-восстановительных условиях, в основном при участии относительно окисленного флюида, обогащенного легкими лантаноидами гидротермальной системы NaCl — H₂O, с преобладанием Cl относительно F.

Проведенные исследования показали, что в процессе рудообразования месторождений Наталка и Павлик важную роль сыграли особенности вмещающих углеродистых осадочных комплексов, послуживших дополнительными источниками благородных и сопутствующих металлов, о чем свидетельствуют полученные нами геохимические и микроминералогические данные по перераспределению золота и сопутствующих ему элементов в процессе формирования золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Алпатов В.В., Михалицына Т.И. Гидротермальные изменения пород на золоторудном месторождении Наталка // Магматизм и метаморфизм северо-востока Азии: материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2000, с. 281—284.

Ананьев Ю.С. Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы // Изв. Том. ун-та, 2012, т. 321, № 1, с. 56—62.

Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений северо-востока Азии) // ДАН, 2010, т. 430, № 2, с. 1—6.

- Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976, 268 с.
- Буряк В.А.** Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982, 256 с.
- Буряк В.А., Бакулин Ю.И.** Металлогения золота. Владивосток, Дальнаука, 1998, 403 с.
- Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г.** Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1988, 116 с.
- Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В.** Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы, 2002, № 6, с. 25—36.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л.** Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Магадан, 1990, 69 с. (Препринт / СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; СВПГО).
- Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты северо-востока Азии и их вероятное происхождение // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2010, № 1, с. 14—24.
- Ведерников И.Л.** Распределение органического углерода в золотоносных толщах перми Аян-Юряхского антиклинория // Чтения памяти академика К.В. Симакова: тезисы докладов Всероссийской научной конференции / Ред. И.А. Черешнев. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2009, с. 43—44.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В.** Новые данные по геохимии руд золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 4, с. 77—85.
- Ворошин С.В., Сидоров В.А., Тюкова Е.Э., Приставко В.А., Мельник В.Г.** Геология, геохимия, минералогия и перспективы платиноносности Наталкинского золоторудного месторождения // Платина России. Т. II, кн. 2. М., Геоинформмарк, 1995, с. 161—176.
- Ворошин С.В., Тюкова Е.Э., Чиненов В.А.** Изотопный состав углерода и кислорода во вмещающих породах и рудах Наталкинского месторождения // Колыма, 2000, № 2, с. 58—65.
- Гарьковец В.Г.** О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений // Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1, с. 306—310.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** В 2-х кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с.
- Гильберт А.Э., Шацкий В.С., Козьменко О.А., Орестова И.И., Соболев Н.В.** Геохимические особенности эклитов некоторых метаморфических комплексов СССР // Докл. АН СССР, 1988, т. 302, № 1, с. 181—183.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.** Наталкинский золоторудный месторождение. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2002, 250 с.
- Горячев Н.А.** Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2003, 143 с.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.В., Голуб В.В.** Наталкинский золоторудный месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50, № 5, с. 414—444.
- Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Михалицына Т.И., Горячева Е.М., Маньшин А.П.** Оценка Au-Pt-Pd-Ni в рудах типовых месторождений (Наталка, Дегдекан) в черносланцевых толщах Яно-Колымского золотоносного пояса // Проблемы минерации России. М., ГЦ РАН, 2012, с. 325—336. <http://nznews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/>
- Горячев Н.А., Кузнецов С.К., Соцкая О.Т., Майорова Т.П., Михалицына Т.И.** Предпосылки возникновения ассоциации золота и платиноидов в рудах орогенных месторождений золота // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2013, № 4, с. 28—40.
- Дубинин А.В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане. М., Наука, 2006, 360 с.
- Дунин-Барковская Э.А.** Парагенезис редкоземельных минералов и элементов в золоторудных месторождениях Кызылкумов (Узбекистан) // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина (1897—2007). М., ИГЕМ РАН, 2007, с. 163—167.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.** Петрохимические методы исследования горных пород. М., Недра, 1985, 512 с.
- Захаревич К.В., Котов Н.В., Ваганов П.А., Кольцов А.Б.** Золото-сереброрудные метасоматиты в черносланцевых толщах. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1987, 252 с.
- Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р.** Региональная геохимия (Южное Верхоянье). Ростов-на-Дону, РостИздат, 1999, 426 с.
- Колонин Г.Р., Моргунов К.Г., Широносова Г.П.** Банк данных констант устойчивости комплексных соединений редкоземельных элементов в широком интервале температур и давлений // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (6), с. 881—890.

- Константинов М.М.** Стратиформное золотое оруденение — достижения и проблемы построения моделей рудообразующих систем // Руды и металлы, 1993, № 1–2, с. 14—20.
- Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю., Щитова В.И., Жидков С.Н., Слезко В.А.** Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений, 1988, № 5, с. 59—69.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В.** Золото в гидротермальном процессе. М., Недра, 1981, 224 с.
- Мирзаханов Г.С., Мирзаханова З.Г.** Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ Южного Верхоянья. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1991, 128 с.
- Михалицына Т.И.** Роль литолого-стратиграфического пермского уровня в формировании большого золотого оруденения Аян-Юрхского антиклинория (южный фланг Яно-Колымского золотоносного пояса): Автореф. дис... к. г.-м. н. Магадан, ДВГИ ДВО РАН, 2011, 28 с.
- Михалицына Т.И.** Литология и геохимия верхнепермских пород Аян-Юрхского антиклинория (на примере разреза руч. Тихоня) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН, 2014, № 4, с. 17—28.
- Михалицына Т.И., Соцкая О.Т.** Распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих толщах Яно-Колымского орогенного пояса // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России. Материалы III Всероссийской конференции, посвященной памяти А.П. Васильковского и в честь его 105-летия. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2016, с. 171—174.
- Некрасов И.Я.** Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М., Наука, 1991, 302 с.
- Некрасова Р.А., Некрасов И.Я.** Куларит — аутигенная разновидность монацита // Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 3, с. 688—693.
- Плутешко В.П., Яблокова С.В., Яновский В.М.** Наталкинское месторождение // Геология золоторудных месторождений востока СССР. М., ЦНИГРИ, 1988, с. 126—140.
- Редкие минералы в Якутии** / Ред. К.А. Лазебник. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984, 106 с.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М.** Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы, 2018, № 2, с. 77—85.
- Сафонов Ю.Г.** Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность, геолого-генетические типы и продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 25—40.
- Сидоров А.А., Волков А.В.** Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // ДАН, 1998, т. 362, № 4, с. 533—537.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н.** Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеанская геология, 2000, № 1, с. 37—49.
- Сидоров А.А., Волков А.В.** Источники рудного вещества и условия формирования золоторудных месторождений Северо-Востока России // ДАН, 2001, т. 376, № 5, с. 658—661.
- Сидоров А.А., Волков А.В.** Об уникальности металлоносности рудных узлов Чукотки // ДАН, 2002, т. 382, № 1, с. 87—91.
- Сидоров В.А., Горячев Н.А., Зименко Е.А.** Меловое вулканическое жерло штока Ванин (Омчакский рудный узел) — уникальный геологический памятник // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2003, т. 2, с. 149—153.
- Смагунова А.Н., Карпукова О.М.** Методы математической статистики в аналитической химии. Ростов-на-Дону, Феникс, 2012, 352 с.
- Соцкая О.Т., Горячев Н.А.** Микроминеральные формы нахождения золота и серебра во вкрапленно-сульфидных «черносланцевых» рудах (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Издательский дом СВФУ, 2012, т. 2, с. 173—177.
- Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Майорова Т.П.** Микроминералогия месторождения Чудное (Приполярный Урал) // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения чл.-кор. АН СССР, проф. Феликса Николаевича Шахова [Электрон. ресурс, октябрь 2014]. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2014, с. 664—668. <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/>.
- Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Голубев С.Ю., Данильченко В.А., Обушков А.В., Зайцева М.А., Кряжев С.Г.** Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы, 2006, № 3, с. 34—44.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В.** Температура образования сульфидных парагенезисов в Верхнеколымском регионе по данным отношений изотопов серы // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2003, т. 2, с. 211—213.

Тюкова Е.Э., Михалицына Т.И., Викентьева О.В. Редкоземельная минерализация Наталкинского золото-кварцевого месторождения (Магаданская область) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2007, ч. 1, с. 168—171.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Элизионный катагенез // Литология и полезные ископаемые, 1982, № 5, с. 15—32.

Холодов В.Н. Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М., МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 54—92.

Холодов В.Н., Шмаринович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений, 1992, № 1, с. 3—22.

Чанышев И.С., Степанов В.А. Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения // Литология и полезные ископаемые, 1987, № 3, с. 112—118.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере. Процессы и факторы. М., ГЕОС, 1999, 260 с.

Ague J.J. Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism // XI Goldschmidt Conf. Abstr., 2001, p. 3641.

Astakhov A.S., Beloglazov A.I., Mozherovskiy A.V. Mineral-geochemical association in bottom sediments of the East China Sea // Terr. Atmos. Ocean. Sci., 1995, v. 6, № 1, p. 91—102.

Barnett E.S., Hutchinson R.W., Adamcik A., Barnett R. Geology of the Agnico-Eagle gold deposit, Quebec // Precambrian sulphide deposits / Eds. R.W. Hutchinson, C.D. Spence, J.M. Franklin. Geol. Assoc. Canada, Special Paper 25, 1982, p. 403—426.

Bau M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chem. Geol., 1991, v. 93, № 3—4, p. 219—230.

Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 1341—1354.

Boyle R.W. The geochemistry of gold and its deposits // Geol. Surv. Canada, 1979, Bull. 280, p. 412—423.

Button A. Transvaal and Hamersley basins: review of basin development and mineral deposits // Miner. Sci. Eng., 1976, v. 8, № 4, p. 262—293.

Davydov V.I., Biakov A.S., Isbell J.L., Crowley J.L., Schmitz M.D., Vedernikov I.L. Middle Permian U-Pb zircon ages of the glacial deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: Their significance for global climatic interpretations // Gondwana Res., 2016, v. 38, p. 74—85.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta, 1978, v. 42, p. 1199—1212.

Giere R. Transport and deposition of REE in H₂S-rich fluids: evidence from accessory mineral assemblages // Chem. Geol., 1993, v. 110, p. 251—268.

Grauch R.I. Rare earth elements in metamorphic rocks. // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Eds. B.R. Lipin, G.A. McKay. Rev. Mineral., 1989, v. 21, p. 147—167.

Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P. The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism // Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 71, p. 23—44.

Hutchinson R.W. Metallogeny of Precambrian gold deposits; space and time relationships // Econ. Geol., 1987, v. 82, № 8, p. 1993—2007.

Isbell J.L., Biakov A.S., Vedernikov I.L., Gulbranson E.L., Fedorchuk N.D. Permian diamictites in northeastern Asia: Their significance concerning the bipolarity of the late Paleozoic ice age // Earth Sci. Rev., 2016, v. 154, p. 279—300.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol., 1994, v. 111, p. 111—129.

Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., Rui L., Ping T. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem., 2014, v. 33, p. 109—118.

Lottermoser B.G. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes // Ore Geol. Rev., 1992, v. 7, p. 25—41.

McMurtry G.M., DeCarlo E.H., Kee Hyun Kim. Accumulation rates, chemical partitioning, and Q-mode factor analysis of metalliferous sediments from the North Fiji Basin // Mar. Geol., 1991, v. 98, p. 271—295.

Muecke G.K., Pride C., Sarkar P. Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks // Origin and distribution of the elements / Ed. L.H. Ahrens. Oxford, Pergamon Press, 1979, p. 449—464.

Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element patterns and crustal evolution — I. Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, p. 1539—1551.

Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare-earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol., 1990, v. 85, № 1, p. 1—28.

Sotskaya O.T., Goryachev N.A., Goryacheva E.M., Nikitenko E.M. Micromineralogy of «black shale» disseminated-sulphide gold ore deposit of the Ayan-Yuryakh anticlinorium (North-East of Russia) // J. Earth Sci. Eng., 2012, v. 2, № 12, p. 744—753.

Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit // Geodyn. Tectonophys., 2016, v. 7, № 4, p. 663—677.

Tomich S.A. An outline of the economic geology of Kalgoorlie, Western Australia // Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1986, v. 89, № 1, p. 35—55.

*Рекомендована к печати 7 мая 2020 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию 27 июля 2018 г.,
после доработки — 12 марта 2020 г.*