



Особенности геологического строения и генезиса месторождения Дюсембай Центральный (Саяхат)

Geological features and genesis of the Dyusembay Central (Sayakhat) ore deposit

Нуржанов Г. Ж., Кузнецов В. В.,
Ниценко П. А., Кудрявцева Н. Г.,
Кузнецова Т. П., Мурзагулов М. М.

Nurzhanov G. Zh., Kuznetsov V. V.,
Nitsenko P. A., Kudryavtseva N. G.,
Kuznetsova T. P., Murzagulov M. M.

Рассмотрено геологическое строение и вещественный состав руд свинцово-цинкового месторождения Дюсембай Центральный (Саяхат) в Карсакапайском металлогеническом комплексе (Центральный Казахстан), который исторически рассматривался промышленно значимым не по свинцу, цинку, меди, а в основном по железу. Показано, что в геологическом строении месторождения принимают участие туфогенные, алевропесчаниковые, углеродисто-терригенные (рудовмещающие), терригенные и вулканогенные образования (нижняя подсвита жиландысайской свиты верхнего протерозоя). Выявленные и околтуренные субвулканические породы относятся к жерловым фациям и представлены автомагматическими брекчиями кислого состава. Все комплексы пород претерпели многократные изменения: региональные, поствулканические, контактовые и гидротермальные (околорудные). Промышленные руды представлены прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в углеродистых алевроаргиллитах и алевропесчаниках, в разной степени регионально и метасоматически изменённых. Рудные залежи сложены гетерогенными минеральными ассоциациями, отвечающими различным этапам и стадиям рудообразования. Состав и структурно-текстурные особенности руд отражают сложную и длительную историю их формирования. Сделан вывод, что месторождение относится к новому формационному типу стратифицированных прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых месторождений, локализованных в черносланцевых толщах при значительной роли вулканической активности и регионального метаморфизма, и является ремобилизованным месторождением типа SEDEX.

Ключевые слова: месторождение Дюсембай Центральный (Саяхат), жиландысайская свита, углеродисто-терригенная (рудовмещающая) пачка, метаморфизм, свинец, цинк, палеодепрессия, рудообразование.

The article considers the geological features and ore composition of the Dyusembay Central (Sayakhat) lead-zinc deposit in the Karsakpai metallogenic complex in the Central Kazakhstan. Historically, the complex was considered industrially significant in terms of iron ores, rather than of lead, zinc, and copper. It is shown that the ore deposit is composed of tuffaceous, silty-sandstone, carbonaceous-terrigenous (ore-hosting), terrigenous, and volcanogenic rocks assigned to the lower subformation of the Zhilandysai Formation of the Upper Proterozoic. The subvolcanic rocks identified and outlined in the area of the ore deposit belong to vent volcanic facies and are represented by felsic automagmatic breccias. All the rock complexes developed within the deposit have undergone multiple alterations: the regional, postvolcanic, contact, and hydrothermal (near-ore) ones. Commercial ores are represented by veinlet-disseminated sulfide mineralization in carbonaceous mudstones and silty sandstones, regionally and metasomatically altered to varying degrees. The ore bodies are composed of heterogeneous mineral assemblages corresponding to various stages and phases of the ore formation. The composition and structural and textural features of the ores reflect the long and complicated history of their formation. It is concluded that this ore deposit belongs to a new formational type of veinlet-disseminated stratified lead-zinc deposits localized in black shale sequences, with a significant role of volcanic activity and regional metamorphism, and is a remobilized SEDEX-type ore deposit.

Key words: Dyusembay Central (Sayakhat) deposit, Zhilandysai Formation, carbonaceous-terrigenous (ore-hosting) member, metamorphism, ore, lead, zinc, paleodepression, ore formation.

Для цитирования: Нуржанов Г. Ж., Кузнецов В. В., Ниценко П. А., Кудрявцева Н. Г., Кузнецова Т. П., Мурзагулов М. М. Особенности геологического строения и генезиса месторождения Дюсембай Центральный (Саяхат). Руды и металлы. 2022. № 4. С. 79–101. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10023

For citation: Nurzhanov G. Zh., Kuznetsov V. V., Nitsenko P. A., Kudryavtseva N. G., Kuznetsova T. P., Murzagulov M. M. Geological features and genesis of the Dyusembay Central (Sayakhat) ore deposit. Ores and metals, 2022, № 4, pp. 79–101. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10023

Месторождение Дюсембай расположено в пределах сложнодислоцированного Майтубинского антиклинория с сочетанием разноамплитудных синклинальных и антиклинальных складок второго порядка, осложнённых складчатостью третьего и более высоких порядков с системами зон разрывных нарушений различной кинематики на сопряжении с Карсакпайским региональным прогибом Улугтау-Аргантинской зоны [2, 5, 10].

В строении района месторождения принимают участие вулканогенно-терригенно-туфогенные и туфогенно-терригенные комплексы пород нижнего протерозоя и рифея, представленные толщами порфиритоидов, порфиroidов (кварцевых порфиров, фельзитов), лавоагломератов кислых эффузивов и их пирокластических аналогов с редкими прослоями основных эффузивов (реже базальтоидов), графитистых и железистых кварцитов, микрокварцитов, кварцитовидных песчаников и конгломератовидных кварцитов, филлитов (графитистых сланцев, кварцитов и кварцитовидных сланцев, а также хлоритовых, серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев). Эти образования слагают толщи и пачки с неодинаковым, но близким по составу набором пород с преобладанием лавовых и пирокластических аналогов андезит-дацит-риолитового вулканизма с различными объёмами терригенных и туфогенных образований в толщах рифея [11, 12].

Среди всех разновозрастных стратифицированных толщ установлены углеродсодержащие фации флишоидного строения с горизонтами карбонатных фаций, благоприятные для локализации как колчеданно-полиметаллической, медно-колчеданной, свинцово-цинковой прожилково-вкрапленной, так и золоторудной минерализации.

Эти комплексы слагают флишоидную (углеродисто-терригенную, углеродисто-кремнисто-терригенную) и вулканогенно-сланцевую (базальт-дацит-риолитовую с субвулканическими телами) толщи. Дацит-риолитовые фации и комагматичные им субвулканические тела слагают вулканоплутонические структуры, в том числе и предполагаемые на месторождении Дюсембай.

В палеоструктурном плане месторождение приурочено к рифтогенному прогибу с накоплением вулканогенно-углеродисто-терригенной формации (лавы, кристалло- и литокластические туфы, туфогенные песчаники, алевропесчаники, алевролиты, кварциты, в том числе их углеродистые разности с рассеянной вкрапленностью сульфидов железа (преимущественно пирита и пирротина).

Район месторождения Дюсембай Центральный (рис. 1) сложен структурно-вещественными комплексами со стратифицированными толщами верхнего протерозоя, включая сланцевую толщу флишоидного строения с графитистыми и кремнистыми сланцами, графитовыми филлитами, кварцитами, мраморами, железистыми кварцитами, бластосаммитовыми серицит-биотит-полевошпатовыми сланцами, серицит-полевошпат-кварцевыми и хлорит-серицит-полевошпатовыми сланцами, горизонтами базальтовых порфиритов, порфиroidами по литокристаллокластическим туфам и лавам дацит-риолитового состава. Углеродсодержащие фации с горизонтами карбонатных фаций благоприятны для локализации стратоидных рудных залежей с колчеданно-полиметаллической и свинцово-цинковой жильно-прожилково-вкрапленной минерализацией. Накопление толщ проходило во впадинах, вблизи центров подводного вулканизма, которые характеризуются фациальной латерально-вертикальной изменчивостью накопления туфогенно-терригенных (песчано-алевоаргиллитовые, в том числе углеродсодержащие) толщ в прогибах с регрессивно-трансгрессивными циклами.

Стратифицированные толщи района месторождения деформированы разностадийными складчато-разрывными нарушениями различной амплитуды и кинематики (сбросо-сдвиги, сбросо-надвиги от пологонаклонного до крутонаклонного залегания) с дислоцированием гранитоидов фундамента и интрузивированием телами диоритов, роговообманковых тоналитов, габбродиоритов и гранодиоритов [12].

Металлогения рудного района определяется наличием железорудных проявлений и мес-

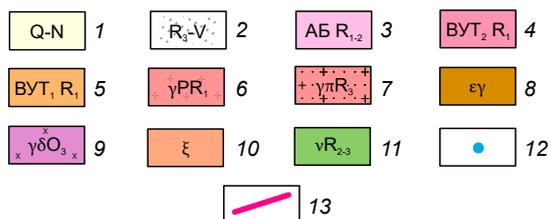
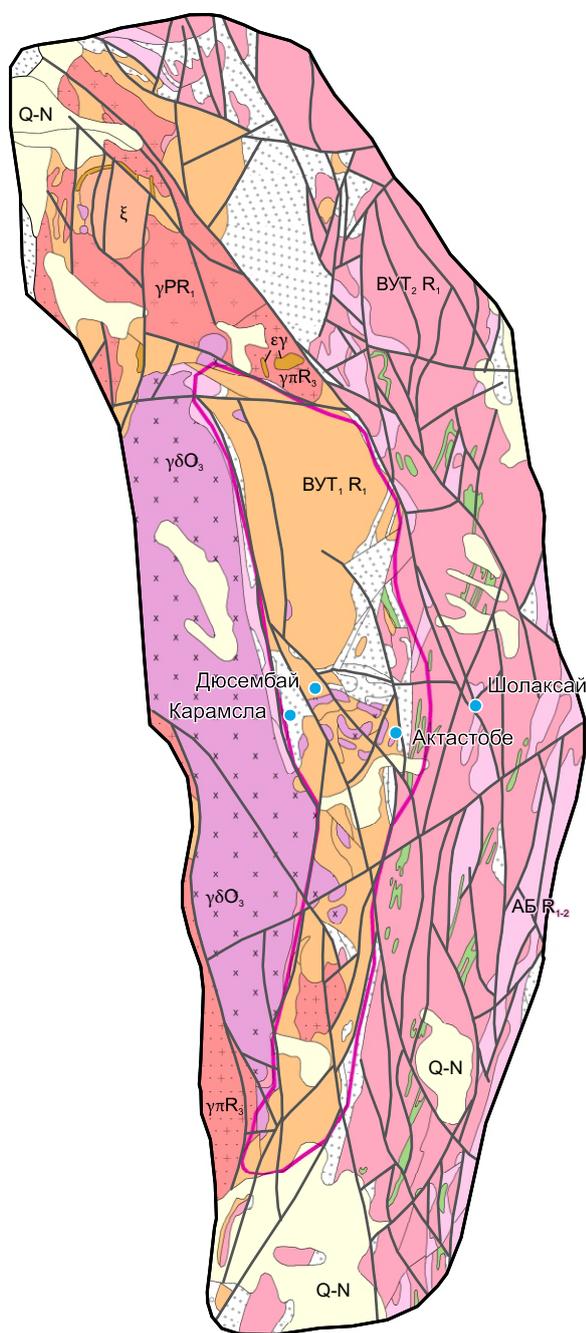


Рис. 1. Структурно-формационная схема района месторождения Дюсембай Центральный:

1 – аллювиальные отложения нерасчленённые; 2 – надрудные раннерифейско-вендские отложения; 3 – андезит-базальтовая формация; вулканогенно-углеродисто-терригенная формация, субформации: 4 – верхняя, 5 – нижняя; интрузивные породы: 6 – граниты, 7 – гранит-порфиры, 8 – граниты субщелочные, 9 – гранодиориты, 10 – сиениты, 11 – габброиды; 12 – рудопроявления; 13 – контур Дюсембаевского рудного узла

Рис. 1. Структурно-формационная схема района месторождения Дюсембай Центральный:

1 – alluvial deposits, undivided; 2 – supra-ore Early Riphean-Vendian rocks; 3 – andesite-basalt formation; volcanogenic-carbonaceous-terrigenous formation: 4 – upper subformation, and 5 – lower subformation; intrusive rocks: 6 – granites, 7 – granite-porphyrries, 8 – subalkaline granites, 9 – granodiorites, 10 – syenites, and 11 – gabbroids; 12 – ore occurrences; 13 – Dusembay ore cluster

торождений, а также стратойдных рудопроявлений полигенно-полихронных свинцово-цинковых руд колчеданно-полиметаллической рудной формации в зонах метасоматитов березит-лиственитовой группы формаций среди вулканогенных и флишоидных толщ и свинцово-цинковых жильно-прожилковых и скарновых руд в терригенно-карбонатных толщах.

Высокая перспективность месторождения и ряд особенностей его геологического строения была показаны ранее в работах Г. Н. Нуржанова [8], Б. С. Хамзина и др. [13], Е. К. Исабаева [3], Е. К. Каримова [4] и других. Ниже приводятся материалы, полученные при изучении месторождения в период с 2019 г. по настоящее время.

В геологическом строении месторождения Дюсембай Центральный принимают участие отложения нижней подсвиты жиландысайской свиты верхнего протерозоя, которая в его пределах имеет пятичленное строение снизу вверх (рис. 2–4).

Туфогенная пачка (1) проявлена спорадически и представлена серыми, с зеленоватым

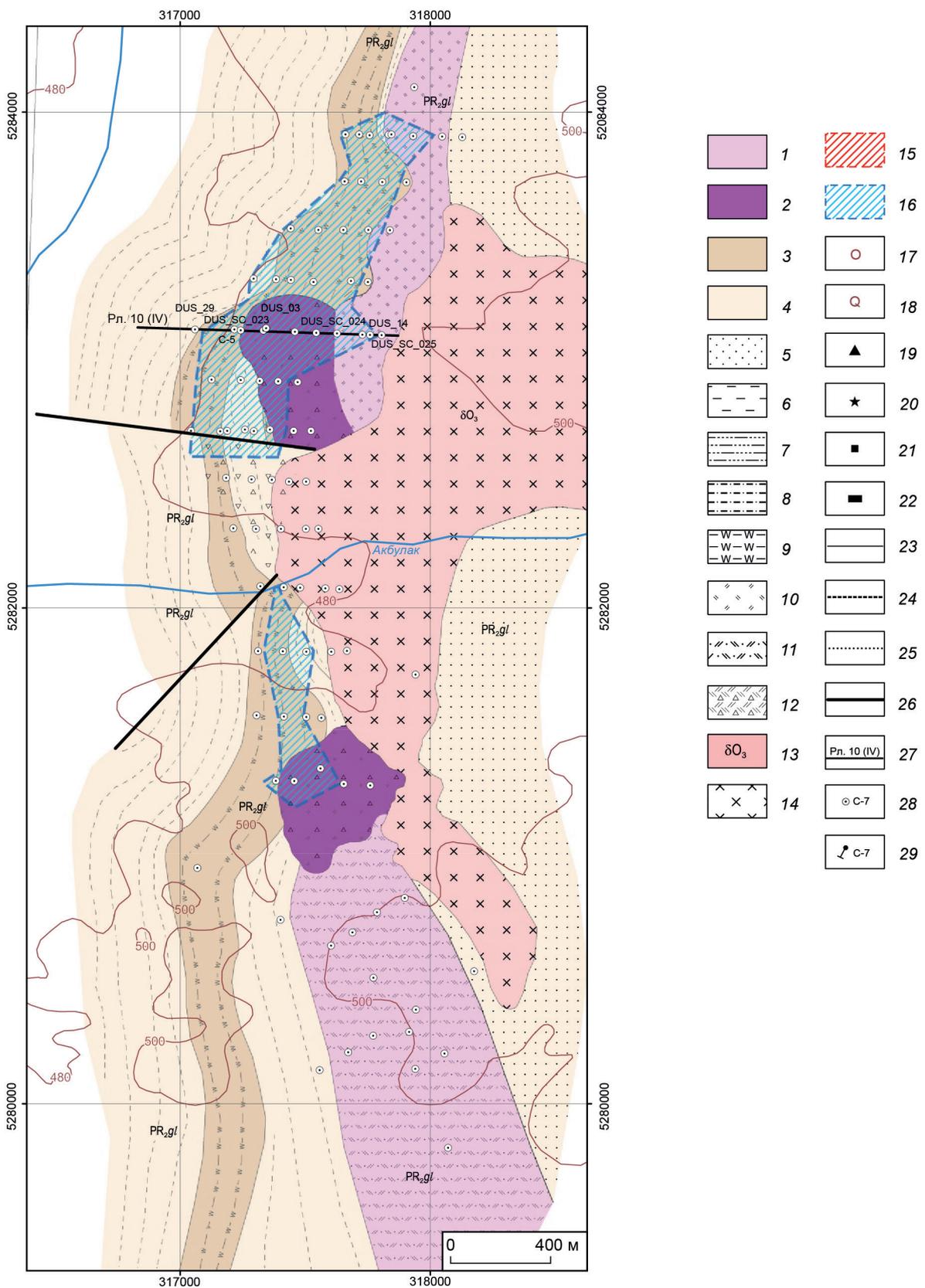




Рис. 2. Схематическая литолого-фациальная карта месторождения:

верхний протерозой, жиландысайская свита без расчленения (PR_{2gl}), фации пород: 1 – вулканитов околожерловой и промежуточной фации, 2 – вулканитов жерловой фации, 3 – углеродистых терригенных отложений, 4 – терригенных отложений; литологические разности: 5 – неяснослоистые туфогенные серые и светло-серые мелко-тонкозернистые песчаники; 6 – серые и тёмно-серые туфогенные алевролиты и алевроаргеллиты рассланцованные; 7 – серые и тёмно-серые туфогенные алевропесчаники; 8 – тонкое и мелкое переслаивание (от первых см до 1 м) серых, светло-серых алевроаргиллитов и мелкозернистых песчаников; 9 – тёмно-серые до чёрных углеродисто-кремнистые алевроаргиллиты рассланцованные; 10 – лавы кислого состава: риолиты, риодациты; 11 – туфы кислого состава; 12 – автомагматические брекчии кислого состава: риолиты, риодациты; интрузивные образования: 13 – позднеордовикские интрузии: диориты, габбродиориты, гранодиориты; 14 – диориты, гранодиориты, граниты; 15 – контуры минерализованной зоны (на разрезе); 16 – проекция минерализованной зоны на горизонтальную поверхность; вторичные изменения: 17 – ороговикование, 18 – окварцевание; минерализация: 19 – галенит, 20 – сфалерит, 21 – пирит, 22 – пирротин; 23 – геологические границы; 24 – структурные линии; 25 – фациальные переходы; 26 – разрывные нарушения; 27 – линия разреза и её номер; скважины: 28 – на карте; 29 – на разрезе

Fig. 2. Schematic lithological and facies map of the deposit:

Upper Proterozoic, Zhilandysai Formation, undivided (PR_{2gl}), lithological facies: 1 – near-vent and intermediate facies volcanics, 2 – vent facies volcanics, 3 – carbonaceous terrigenous deposits, and 4 – terrigenous deposits; lithological varieties: 5 – indistinctly laminated gray and light gray fine-grained tuffaceous sandstones; 6 – schistose gray and dark gray tuffaceous siltstones and mudstones; 7 – gray and dark gray tuffaceous silty sandstones; 8 – thin and fine interbedding (from a few cm to 1 m) of gray, light gray mudstones and fine-grained sandstones; 9 – schistose dark gray to black carbonaceous-siliceous mudstones; 10 – felsic lavas: rhyolites, rhyodacites; 11 – felsic tuffs; and 12 – automagmatic felsic breccias: rhyolites, rhyodacites; intrusive formations: 13 – Late Ordovician intrusions: diorites, gabbrodiorites, granodiorites; 14 – diorites, granodiorites, granites; 15 – contours of the mineralized zone (in cross-section); 16 – projection of the mineralized zone onto a horizontal surface; secondary alterations: 17 – hornfelses, and 18 – silicification; ore mineralization: 19 – galena, 20 – sphalerite, 21 – pyrite, and 22 – pyrrhotite; 23 – geological boundaries; 24 – structural lines; 25 – facial transitions; 26 – faults; 27 – cross-section line and its number; boreholes: 28 – on the map; 29 – on the cross-section

оттенком туфами кислого состава от мелко-среднеобломочных до крупнообломочных литокристаллокластических (рис. 5). Породы обломочной текстуры мелко- или крупнообломочной структуры. Обломки составляют 10–50 % объёма, они угловатой или окатанной формы, представлены кристаллами плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца (размер 0,25–2,0 мм), кремнистых пород (до 4,0–5,0 мм). Основная масса мелкозернистая, состоит из кварца, полевых шпатов и чешуек мусковита. Последние развиты в виде как мелких, так и более крупных чешуек, образующих пятнистые выделения и скопления, приуроченные к зальбандам обломков кристаллов полевых шпатов. Основная масса существенно окремнена и серицитизирована.

Алевропесчаниковая пачка (2) представлена кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевропесчаниками, кремнистыми, кремнистоглинистыми, глинистыми алевролитами с примесью вулканогенного материала. Все разности пород слоистые за счёт чередования слоёв различной зернистости. Отмечается рассланцевание всех разностей пород и их ороговикование. Указанные разности пород фациально замещают друг друга как по простиранию, так и по падению пачки. Наиболее характерная для пачки разновидность пород – туфогенные алевропесчаники.

Алевропесчаники (рис. 6) состоят из мелкозернистого кварца, полевых шпатов (размер от 0,02 до 0,2–0,3 мм) и чешуек мусковита (от 0,02 до 0,3–0,4 мм). Порода полосчатой

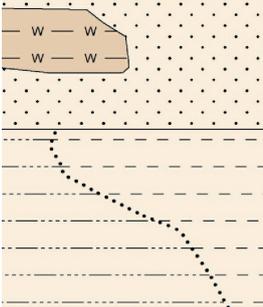
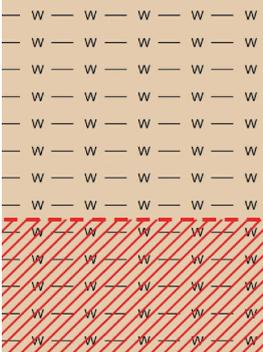
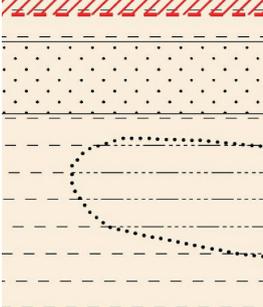
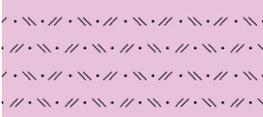
Формационная колонка	Мощность	Состав
	> 100 м	Вулканогенная пачка. Серые до тёмно-серых туфолавы, возможно, лавобрекчии риодацитового состава, порфиоровые, массивные. Также в пачке наблюдаются кислые лавы и туфы от мелкообломочных до крупнообломочных.
	100–200 м	Терригенная пачка. Серые алевропесчаники, туфогенные, слоистые, мощностью первые сантиметры. Порода серицитизирована, окварцована, иногда порфиризована с образованием порфиробласт полевого шпата. Среди алевропесчаников наблюдаются прослои туфов. Переслаивание грубое, преобладающая мощность отдельных прослоев от 10 до 40 см.
	50–225 м	Углеродисто-терригенная пачка. Основная рудовмещающая. Тёмно-серые до чёрных углеродсодержащие алевроаргиллиты, неяснослоистые за счёт распределения углеродистого материала или чёткослоистые из-за наличия прослоев мощностью до 5 см, низкоуглеродистой песчанистой разности. Для пачки характерно переменное количество углеродистого материала от 1 до 5 %.
	50–250 м	Алевропесчаниковая пачка. Кварц-полевошпатовые песчаники, алевропесчаники, кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые алевролиты, вероятно, с примесью вулканогенного материала. Указанные разности пород фациально замещают друг друга как по простиранию, так и по падению пачки.
	> 50 м	Нижняя туфогенная пачка. Литокристаллокластические туфы. Порода окремнена и участками серицитизирована.

Рис. 3. Обобщённая литолого-фациальная колонка месторождения:

усл. обозн. см. рис. 2

Fig. 3. Generalized lithofacies column of the ore deposit:
for legend see Fig. 2

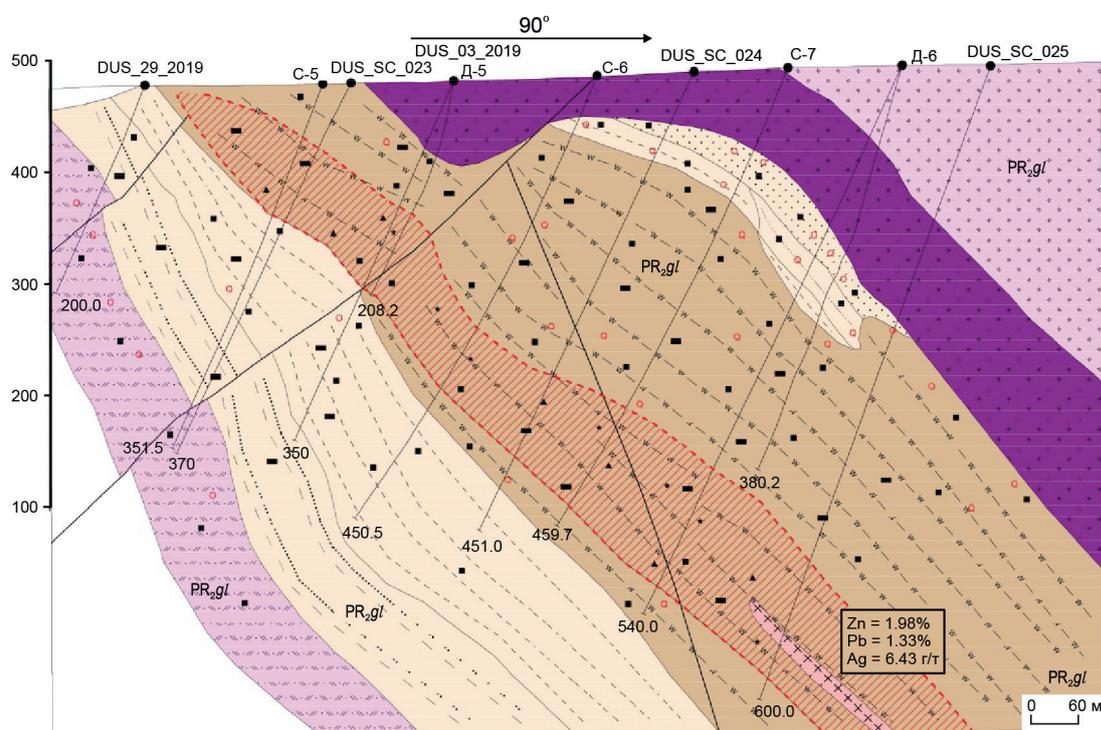


Рис. 4. Схематический литолого-фациальный разрез по профилю 10 (IV):
усл. обозн. см. рис. 2

Fig. 4. Schematic lithofacies section along Profile 10 (IV):
for legend see Fig. 2

текстуры. Последняя обусловлена чередованием прослоев, состоящих из минералов (кварц, плагиоклаз) разной размерности и различным количеством чешуек серицита и мусковита. В направлении полосчатости, являющейся, вероятно, отражением первичной слоистости,

ориентированы пластинки биотита, замещённые хлоритом. Часто в алевропесчаниках отмечаются единичные обломки кристаллов полевого шпата (размер 0,5–0,7 мм), замещённых чешуйками серицита и карбоната, превышающие по размеру таковые в основной массе

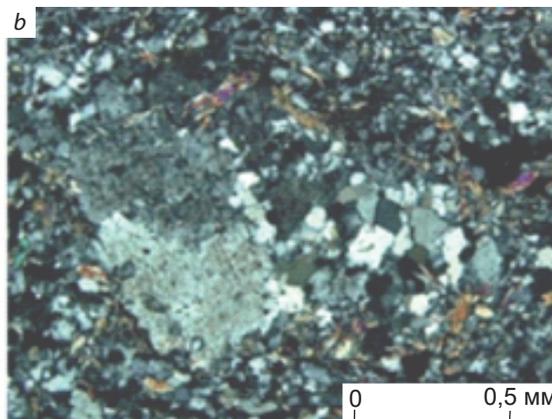


Рис. 5. Крупнообломочный литокристаллокластический туф нижней пачки:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 5. Coarse-clastic lithocrystalloclastic tuff of the lower member:
a – macro, *b* – micro; crossed nicols

породы. Такая порода классифицируется как туфогенный алевропесчаник. Алевропесчаниковая пачка по набору слагающих её пород сходна с терригенной. Но имеются и различия. В алевропесчаниковой пачке преобладают более грубозернистые породы (алевропесчаники, песчаники), а в терригенной – менее грубозернистые (алевропесчаники, алевролиты). В обеих пачках породы содержат туфогенный материал, но в терригенной он встречается чаще. Кроме того, в терригенной пачке отмечаются маломощные прослои туфов кислого состава. Породы алевропесчаниковой пачки содержат значительно больше рудных минералов (пирит, галенит, сфалерит).

Углеродисто-терригенная пачка (3) представлена тёмно-серыми (до чёрных) углеродсодержащими алевроаргиллитами (рис. 7, а), неяснослоистыми за счёт распределения углеродистого материала или чёткослоистыми из-за наличия прослоев мощностью до 5 см, низкоуглеродистых песчаных разностей. Для пачки характерно переменное количество углеродистого материала, визуальное от 1–2 до 3–5 %. Часто наблюдается микроскладчатость. Пачка является рудовмещающей.

Алевроаргиллит состоит из мельчайших зёрен кварца, полевого шпата, чешуек мусковита и углеродистого вещества. В породе отмечаются плейчатые структуры, микроскладки (см. рис. 7, б), которые хорошо подчёркиваются расположением углеродистого вещества,

а также рудного минерала (пирита). Породы обладают полосчатой текстурой, обусловленной первичной слоистостью, и она выражена в чередовании прослоев с преимущественным развитием чешуек мусковита и подчинённого количества кварца и полевого шпата и прослоев, состоящих из мелких зёрен кварца и полевого шпата с подчинённым количеством слюды. Мусковитовые слои обладают лепидогранобластовой структурой. Кварц-полевошпатовые – гранобластовой. Те и другие прослои пронизаны углеродистым веществом и рудным материалом. В прослоях со значительным количеством слюды проявлены микрорейчатые текстуры и микроскладки.

В результате проведённых исследований установлено, что рудовмещающие углеродистые отложения отличаются повышенным содержанием оксидов Са, Mg и Fe по сравнению с безрудными толщами. Можно предположить, что под влиянием метаморфизма и восходящих из недр газовых или жидких растворов происходил метасоматический процесс, связанный с выносом Fe, Mg и Са и, вероятно, рудного вещества из окружающих толщ, и переотложением этих веществ в углеродистой толще как на геохимическом барьере.

Терригенная пачка (4) включает алевропесчаники, туфогенные алевропесчаники и кремнистые туфогенные алевролиты. Породы серицитизированы, окварцованы, иногда порфиризованы с образованием порфиробласт по-



Рис. 6. Слоистые кремнистые серицитизированные туфогенные алевропесчаники:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 6. Laminated sericitized tuffaceous cherty silty sandstones;

a – macro, *b* – micro; crossed nicols



Рис. 7. Углеродсодержащие алевроаргиллиты:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены; микроскладки выполнены серицитом, углеродистым и рудным веществом

Fig. 7. Carbonaceous mudstones:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols; microfolds are filled with sericite and carbonaceous and ore matter

левого шпата. Слоистость рваная, возможно, мутьевая. Среди алевропесчаников наблюдаются прослой туфов. Иногда пачка представлена переслаиванием серых, тёмно-серых кремнистых алевролитов и мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Переслаивание грубое, преобладающая мощность отдельных прослоев от 10 до 40 см. Кроме того, внутри каждого прослоя есть более тонкое чередование тех же разновидностей пород. Участками наблюдается ритмичная и градационная слоистость.

Алевролит кремнистый туфогенный (рис. 8). Порода псаммито-алевритовой структуры, состоит из мелких (0,025–0,03 мм) обломков кварца и полевых шпатов, на фоне которых отмечаются мельчайшие чешуйки серицита, развитые в виде тончайших прожилков или пятнистых выделений. Порода содержит прожилки кварца в ассоциации с мусковитом. Последний образует также самостоятельные прожилки и пятнистые выделения, с которыми ассоциирует рудный минерал (пирит) и редко – карбонат. Кроме того, в алевролите отмечаются единичные обломки кварца размером 0,2 × 0,3 мм, что свидетельствует о том, что в породе присутствует туфогенный материал.

Отложения описанных выше терригенных пачек приурочены к удалённым от центра вулканизма зонам, включают в себя шельфовые и прибрежно-морские фации осадочно-пирокластических пород (чередование алевролитов, алевропесчаников, песчаников, в том числе с примесью туфогенного материала). Согласно модулю Н. М. Страхова, соотноше-

ние (Fe + Mn) / Ti у осадочных пород месторождения 20–30, что выше, чем у обычных морских осадков, но ниже, чем, например, в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия – срединно-океанического хребта (более 300). Причиной, скорее всего, являлось загрязнение описываемых осадочных пород шельфовой зоны пирокластическим материалом, поступающим от близко расположенного палеовулкана.

Для кремнистых, глинистых, кремнисто-глинистых и углеродистых пород, образующихся в шельфовой, прибрежно-морской мелководной обстановке, характерна кислая среда с pH от 3,5 до 6,5 ввиду практически полного отсутствия карбонатов. Наиболее выдержанный элемент терригенных отложений – серые, тёмно-серые глинистые, алевритоглинистые, кремнисто-глинистые сланцы. В своём развитии они тяготеют к нижней и верхней частям разреза. Выделяются два генетических типа: первый, преобладающий – западинно-шельфовые (возможно, пелагические) тихоходные глинистые отложения, второй включает редкие слои дистальных алевритоглинистых турбидитов. Образование этих отложений происходило, по-видимому, при начавшемся прогибании шельфовой области в результате очередной активизации Карсакпайской рифтовой зоны.

Углеродистая толща. В составе отложений выделяется один обобщённый генетический тип отложений – углеродистые пиритоносные алевроаргиллиты застойных пелагических обстановок осадконакопления. Единич-

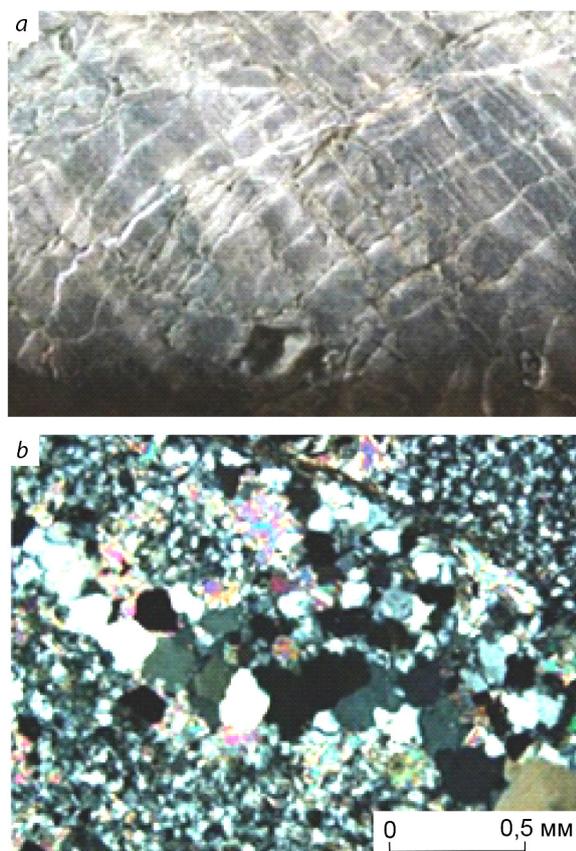


Рис. 8. Кремнистые туфогенные алевролиты:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 8. Tuffaceous cherty siltstones:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

ные маломощные слои глинисто-алевритовых турбидитов соответствуют элементам инъективного режима осадконакопления. Наиболее полно данная толща соответствует геологической и палеогеографической обстановке глубоководного морского палеобассейна, возможно, с органической циркуляцией, обусловленной существованием мелкодонного порога.

Вулканогенная пачка (5). Наиболее характерные породы – серые до темно-серых туфолавы и лавобрекчии риодацитового состава, порфиоровые, массивные. При изучении под микроскопом лавобрекчий установлено, что породы обладают обломочной текстурой и эвпорфировой структурой. Обломочный облик

имеют порфиоровые выделения плагиоклаза оскольчатой или угловатой формы размером от 0,3–0,4 до 2,5–3,0 мм. Обломки составляют от 15–20 до 30–40 % объема породы и четко выделяются на фоне основной массы. Плагиоклазы пелитизированы, пронизаны чешуйками мусковита и реже карбонатизированы. Основная масса мелкозернистая, состоит из полевых шпатов, кварца и мельчайших чешуек биотита, частично замещенного хлоритом. Чешуйки биотита ориентированы по сланцеватости, что придает породе полосчатую текстуру. В этом же направлении развиты линзовидные полосы, струи, состоящие из кварца, биотита, замещенного хлоритом, а также скопления мусковита и карбоната с магнетитом, реже – с пиритом.

Туфолавы риодацитового состава (рис. 9) – породы темно-серого цвета, во многом сходны с лавобрекчиями. Породы обладают обломочной текстурой, эвпорфировой структурой. Обломки составляют 20–25 % объема породы и представлены кварцем и полевыми шпатами. Зёрна кварца округлой формы, имеют размеры от 0,3 до 1,0 мм, полевые шпаты оскольчатой формы – от 0,3 до 2,0 мм. Изменены они по-разному: одни только пелитизированы, другие частично замещены серицитом и карбонатом, третьи почти целиком серицитизированы. Основная масса мелкозернистая кварц-полевошпатового состава, с незначительным количеством серицита. В основной массе развиты пятнистые выделения мусковита, реже карбоната, а также отдельные чешуйки биотита, хлорита и магнетита. В породе встречаются линзовидные и прожилковидные выделения крупнозернистого кварца, содержащие кристаллики магнетита размером 0,03–0,7 мм. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит и циркон.

Туфы кислого состава (рис. 10). Породы обломочной текстуры мелко- или крупнообломочной структуры. Обломки составляют 10–25 % объема породы, они угловатой или окатанной формы, представлены кристаллами плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца размером 0,25–2,0 мм и кремнистых пород размером до 4,0–5,0 мм. Основная масса

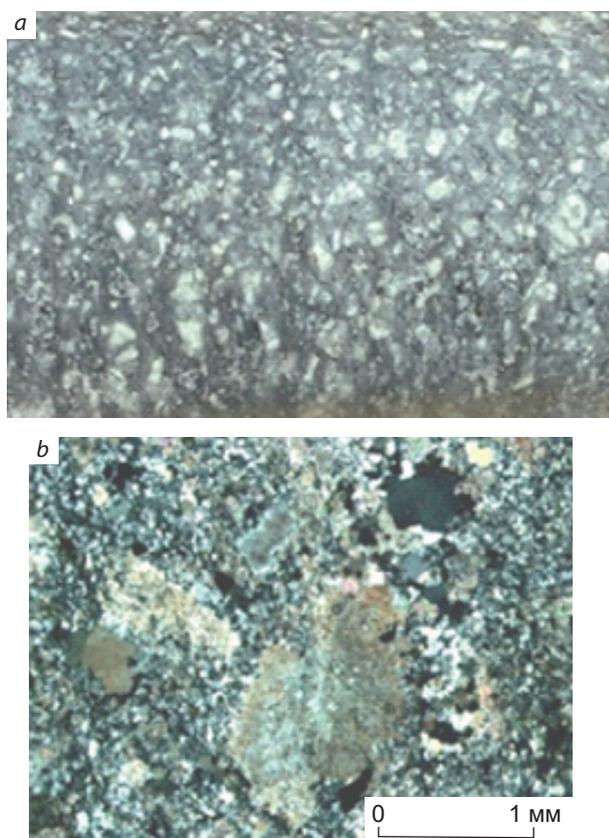


Рис. 9. Туфолоавы, насыщенные обломками:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 9. Tuff lavas saturated with rock fragments:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

мелкозернистая, состоит из кварца, полевых шпатов и чешуек мусковита. Последние развиты как в виде мелких, так и более крупных чешуек, образующих пятнистые выделения и скопления, приуроченные к зальбандам обломков кристаллов полевых шпатов.

Риодациты. Порода обладает порфировой структурой. Количество фенокристаллов 10–20 % объёма породы. Они представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем (рис. 11). Размер зёрен полевых шпатов 0,3–2,0 мм, кварца – 0,5–1,0 мм. Вкрапленники плагиоклаза замещены чешуйками мусковита, а калиевого полевого шпата – альбитом. Основная масса перекристаллизована, состоит из мелкозернистого кварца, полевых шпатов (0,05–0,3 мм) и чешуек мусковита (0,04–0,3 мм).

Все вулканогенные породы месторождения относят к существенно калиевой серии с соотношением $K/Na = 3 : 1$.

Субвулканические породы, отнесённые к жерловым фациям, представлены автомагматическими брекчиями кислого состава. Последние содержат от 30 до 70 % обломочного материала, содержащего кварц, полевые шпаты и обломки различных по составу изменённых пород. Основная масса состоит из кварца и полевых шпатов, обычно перекристаллизована, обладает флюидальной структурой. Данные породы слагают субпластовые залежи или дайкообразные тела. При изучении под микроскопом установлено, что порода обладает обломочной текстурой и эвпорфировой структурой. Обломки представлены кристаллами кварца и полевых шпатов, хорошо различимыми невооружённым глазом. Обломки кварца округлой формы, размером 0,4–3,0 мм. Обломки кристаллов полевых шпатов – оскольчатой формы, размером до 2,0–2,2 мм, плохой сохранности, их границы размыты. Они пелитизированы и замещены мелкими чешуйками мусковита и карбоната (рис. 12). Часто оконтурены хлоритом или мусковитом. Обломки составляют 15–50 % объёма породы. Основная масса мелко-среднезернистая перекристаллизована, рассланцована, обладает полосчатой текстурой и состоит из кварца, полевых шпатов и мелких чешуек мусковита и биотита. Текстура породы полосчатая или пятнистая, обусловлена распределением чешуек биотита или скоплениями пластинок мусковита. На этом фоне отмечают пятнистые и лентовидные выделения хлорита, иногда карбоната. Крупнозернистый кварц отмечается в виде гнездово-прожилковых выделений.

В породе развиты также прожилки карбоната мощностью от 0,1 до 1,0 мм. Акцессорные минералы – апатит, титанит. Тонкая вкрапленность рудного минерала пронизывает крупные пластинки слюд и чешуйки хлорита. Более крупные выделения рудных минералов (пирита и сфалерита) отмечаются в ассоциации с карбонатом. Также в породах встречен рудный минерал землистой структуры, вероятно, отвечающий гидроокислам железа.



Рис. 10. Литокристаллокластический туф кислого состава:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 10. Felsic lithocrystalloclastic tuff:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

Интрузивные образования представлены массивами диоритов, гранодиоритов, а также дайками кислого и основного составов позднеордовикского возраста, обычно чётко секущими к напластованию осадочных и вулканогенных пород. В описываемых пачках встречены следующие магматические породы: габбродолериты, долериты и гранодиориты.

Габбродолерит – порода средне-крупнозернистой структуры, массивной текстуры. Она состоит из идиоморфных лейст плагиоклаза размером 0,5–2,0 мм, расположенных беспорядочно «диабазово». Плагиоклазы частично заменены серицитом, хлоритом, карбонатом, эпи-

дотом. В промежутках между плагиоклазами развиты хлорит, карбонат и рудный минерал (титаномагнетит). Кроме того, отмечаются крупные выделения рудного минерала (пирит). В породе развиты прожилки крупнозернистого карбоната и кварца мощностью до 2,0 мм.

Долерит – порода мелко-среднезернистой структуры, массивной текстуры, состоит из идиоморфных лейст плагиоклаза (размер от 0,3–0,5 до 2,0 мм), расположенных беспорядочно «диабазово». Плагиоклазы серицитизированы, иногда карбонатизированы. В промежутках между плагиоклазами развиты хлорит, карбонат, эпидот и лейкоксен. В по-

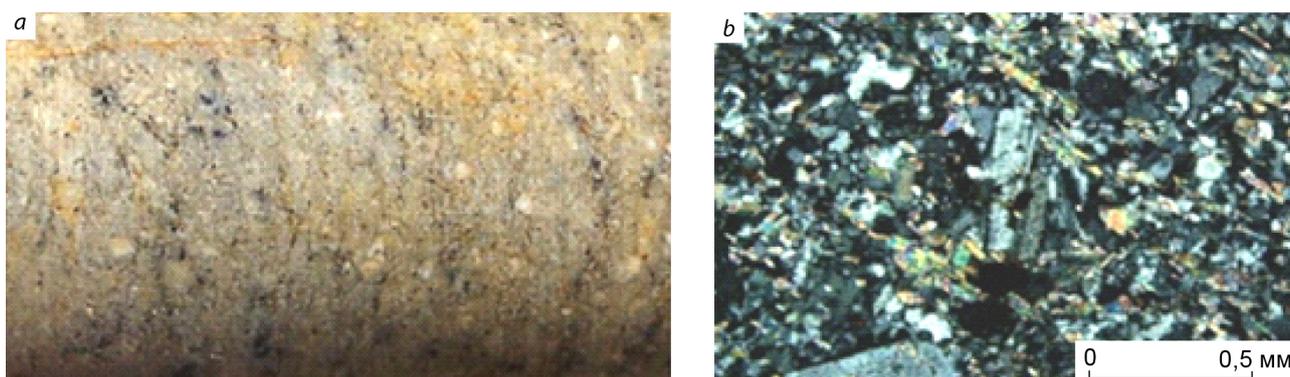


Рис. 11. Риодацит; порфиновые выделения плагиоклаза в рассланцованной кварц-полевошпат-мусковитовой основной массе:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 11. Rhyodacite; plagioclase phenocrysts in schistose quartz-feldspar-muscovite groundmass:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

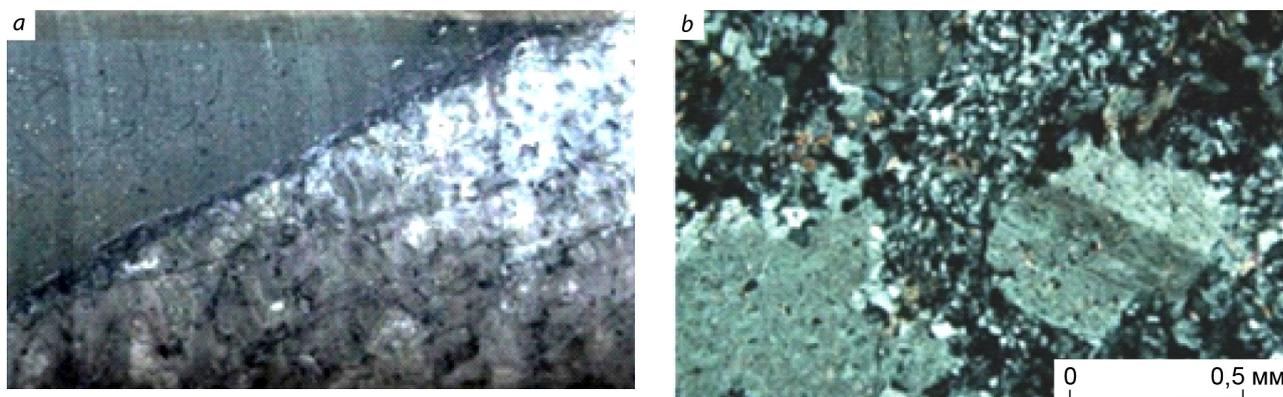


Рис. 12. Автомагматическая брекчия:

a – макро (контакт автомагматических брекчий и алевропесчаников), *b* – микро; николи скрещены

Fig. 12. Automagmatic breccia:

a – macro (contact between automagmatic breccias and silty sandstones), *b* – micro; crossed nicols

роде отмечаются прожилковидные выделения пирита.

Гранодиорит – полнокристаллическая, равнозернистая порода с крупными (1,0–3,0 мм) кристаллами плагиоклаза, калиевого полевого шпата (до 2,0 мм), составляющими 60 % объёма породы, кварца (до 1,0 мм), составляющего 5–10 % объёма породы и цветных минералов, замещённых хлоритом. Плагиоклазы замещаются агрегатом соссюрита, а также мелкими чешуйками серицита и карбонатом, а калиевый полевой шпат – альбитом. Крупные выделения хлорита, иногда с карбонатом и мусковитом, развиты в промежутках между кристаллами полевых шпатов. Отмечаются акцессорные минералы (титанит, циркон), рудный (пирит), а также прожилковидные выделения кварца и мусковита. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Изменённые породы. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы, развитые в пределах месторождения, претерпели многократные изменения: региональные, поствулканические, контактовые и гидротермальные (околорудные).

Региональные изменения. Региональному метаморфизму подвержены осадочные породы терригенной, углеродисто-терригенной и алевропесчаниковой пачек. Формирование ре-

гионально изменённых пород происходило при невысоких температурах в условиях фации филлитов. Особенность филлитов – зависимость минерального состава от первичного состава осадочных пород. За счёт алевролитов, алевроаргиллитов и песчаников с глинистым цементом образуются кварц-серицит-хлоритовые филлиты, за счёт алевролитов, алевроаргиллитов и песчаников с известковистым цементом – кварц-серицит-кальцит-хлоритовые, а за счёт кварц-полевошпатовых песчаников – кварц-альбит-серицит-хлоритовые филлиты.

Поствулканические изменения. Им подвержены породы верхней вулканогенной и нижней туфогенной пачек: туфы кислого состава, лавобрекчии, риолиты, риодациты, автомагматические брекчии кислого состава. При этом по вулканическим породам кислого состава образуются альбит-кварц-серицитовая или альбит-кварц-серицит-хлоритовая минеральные ассоциации, что отвечает фациям пропицитов. С данными фациями пропицитов всегда ассоциирует пирит. Вторичные минералы составляют не более 25–30 % массы породы, так что первичный состав породы сохраняется.

Околорудно-изменённые породы. Полиметаллическое оруденение, развитое на месторождении, сопровождается околорудными изменениями, выраженными в развитии пара-

генезиса: кварц, серицит, мусковит, карбонат, хлорит. Эти изменения составляют от 5–10 до 50 % массы породы, так что её структура и текстура сохраняются. Поскольку рудные минералы (пирит, пирротин, галенит, сфалерит) развиты преимущественно в виде вкрапленности, гнездовидных и прожилковидных выделений, то сопровождающие их околорудные изменения развиты в виде прожилково-метасоматических выделений. Последние отмечаются как пятнистые, прожилковидные, гранобластовые, лепидогранобластовые агрегаты.

Так, при околорудном изменении вулкаников кислого состава (туфов, лавобрекчий, туфолов, риодацитов, автомагматических брекчий) обломки полевых шпатов замещаются серицитом, мусковитом, карбонатом, а в основной массе образуются пятнистые и прожилковидные выделения кварца, серицита, мусковита, карбоната и рудных минералов. При околорудном изменении осадочных пород (алевролитов, алевропесчаников, песчаников и их туфогенных разностей) образуются прожилковидные выделения кварца и мусковита, развитые по сланцеватости, а также пятнистые скопления кварца, серицита, мусковита, карбоната с рудными минералами.

Трудность выделения околорудно-изменённых пород заключается в том, что они подвержены интенсивному динамометаморфизму низко-среднетемпературной ступени зеленосланцевой фации, в результате чего осадочные, вулканогенные, а также околорудно-изменённые породы метаморфизованы, рассланцованы и превращены в сланцы. При этом серицит замещается мусковитом и формируются кварц-мусковитовые сланцы. Это хорошо видно на примере алевроаргиллитов углеродисто-терригенной пачки, которые под воздействием динамометаморфизма рассланцованы и превращены в кварц-мусковитовые сланцы полосчатой и пльчатой микротекстуры (рис. 13). В этом же направлении ориентированы прожилковидные выделения кварца, мусковита, карбоната с рудным минералом, которые являются продуктами околорудного изменения. Но необходимо отметить, что встречаются прожилки кварца, серицита, карбоната, ко-

торые являются кососекущими по отношению к рассланцеванию. Имеющиеся в настоящее время факты свидетельствуют о проявлении процесса динамометаморфизма после формирования околорудно-изменённых пород.

Контактный метаморфизм. Рудное поле эродировано гранитоидами и диоритами. Внедрение крупного массива гранитоидов привело к значительным метаморфическим преобразованиям вулканогенно-осадочных и осадочных пород в условиях мусковит-роговиковой (внешняя зона) и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма по Н. Л. Добрецову и Н. В. Соболеву. Метаморфические породы представлены контактными роговиками кварц-полевошпатового, кордиерит(?)-кварц-биотитового, кварц-биотитового составов.

Зона ороговикованных пород значительно более распространена, чем сами роговики. Ороговикованные породы отмечаются не только в зоне экзоконтакта диоритового массива, но и в достаточной удалённости от него. По интенсивности они весьма различны, от появления в породе единичных контактовых минералов до замещения породы этими минералами на 30–40 %. В алевролитах появляются скопления биотита, мусковита, тремолита. В вулканогенных породах отмечается появление чешу-

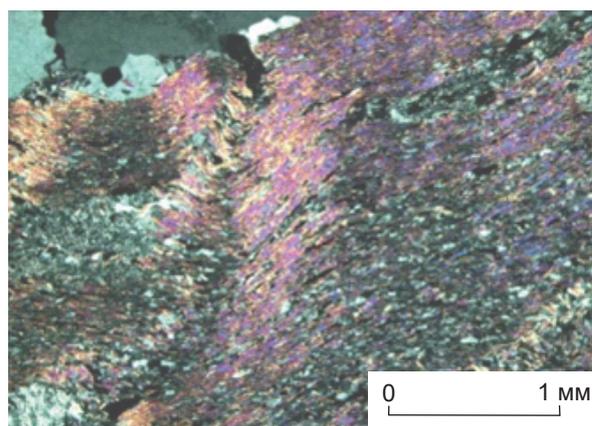


Рис. 13. Алевроаргиллит, превращённый в кварц-мусковитовый сланец с пльчатой микротекстурой; николи скрещены

Fig. 13. Mudstone transformed into quartz-muscovite schist with crenulated microtexture; crossed nicols

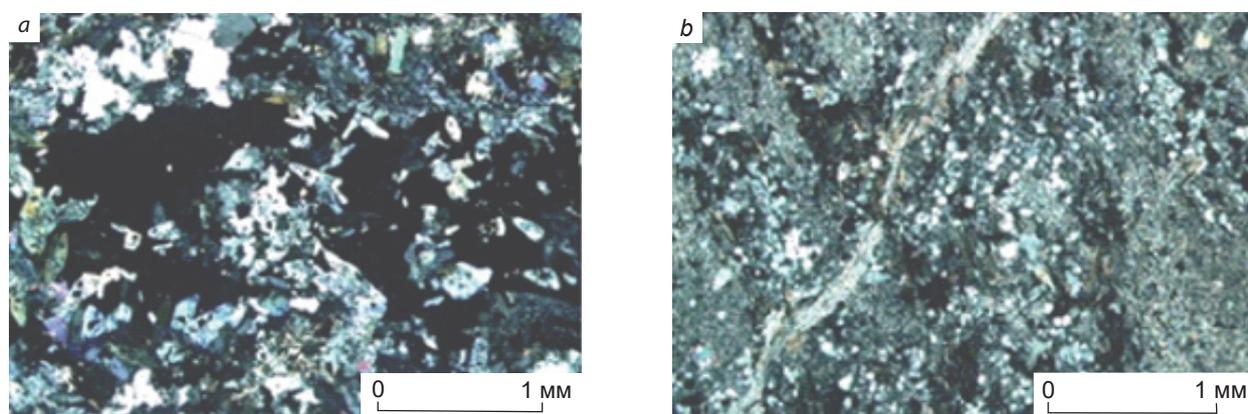


Рис. 14. Кварц-эпидотовый роговик с выделениями сфалерита (а); кварц-серицит-биотитовый роговик (b); николи скрещены

Fig. 14. Hornfels: (a) quartz-epidote hornfels with sphalerite segregations and (b) quartz-sericite-biotite hornfels; crossed nicols

ек биотита, часто с кварцем и эпидотом, иногда вместе с этими минералами развивается пирит.

Кварцево-полевошпатовые роговики в основном образуются за счёт пород кислого состава, в меньшей степени кремнистых алевролитов. Большая часть контактово-метаморфизованных пород – кварц-эпидотовые, биотит-кварцевые, кварц-серицит-биотитовые роговики (рис. 14), образовавшиеся, главным образом, за счёт известковистых и кремнистых алевролитов. Они состоят из биотита (15–25 %), кварца (40–70 %), также в различном количестве присутствуют мусковит, эпидот, хлорит, плагиоклаз, апатит.

В составе скарноидов (рис. 15) преобладает пироксен, в кристаллах которого встречаются мелкие отдельные включения и гнёзда граната. Всегда присутствуют буроватый тонкочешуйчатый стильпномелан (?) в виде пятнистых участков, развивающийся по пироксеновой массе, и в значительном количестве кальцит, образующий участки неправильной формы и прожилковые выделения, около которых пироксен перекристаллизован в более крупнозернистый агрегат. Подобные участки являются продуктами более поздних преобразований скарнов.

О взаимоотношении контактового и гидротермального (околорудного) метаморфизма можно судить только по отдельным фактам.

Так, в осадочных и вулканогенных породах, содержащих проявления метасоматоза (кварц, серицит, мусковит, карбонат), появляются более высокотемпературные минералы: биотит, эпидот, гранат. О взаимоотношении динамометаморфизма и контактового метаморфизма свидетельствует расположение кристаллов гранатов, вытянутых по направлению расщепления. Этот факт говорит о проявлении динамометаморфизма позже контактового. Но окончательное понимание взаимоотношений различных видов метаморфизма требует дополнительных исследований.

Минеральный состав и структурно-текстурные особенности руд. Промышленные руды представлены прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в углеродистых алевроаргиллитах и алевропесчаниках, в разной степени метасоматически изменённых. Главные рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, пирротин; второстепенные и редкие – халькопирит, арсенопирит, аргентит, магнетит. Спорадически встречаются рутит, ильменит, титанит, циркон. В жильной матрице руд наибольшим распространением пользуется кварц. К второстепенным жильным минералам относятся кальцит, мусковит, серицит, биотит, в качестве аксессуарных отмечаются хлорит, эпидот, гранат, минералы редких земель: бастнезит, паризит, монацит.

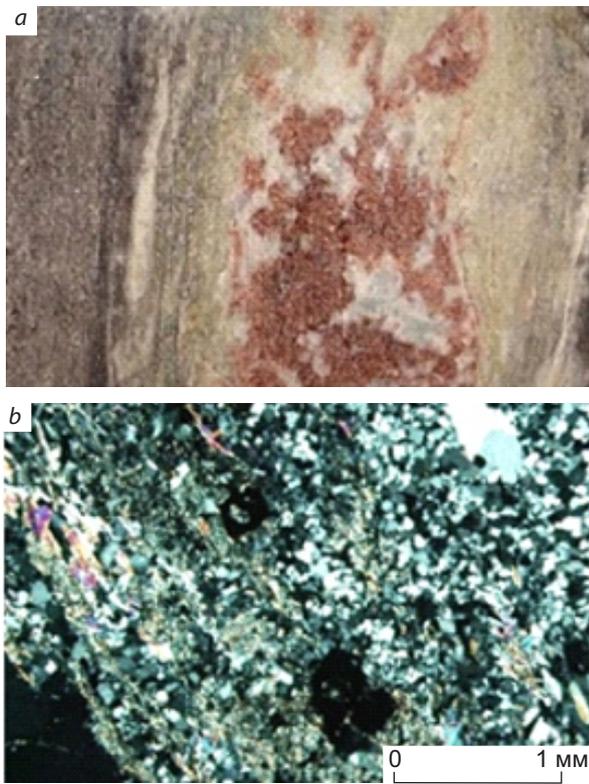


Рис. 15. Кварц-серицит-эпидот-гранатовый скарноид:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 15. Quartz-sericite-epidote-garnet skarnoid:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

Специфической особенностью руд является присутствие в них относительно высоких содержаний углеродистого вещества, образующего тесные срастания с сульфидами и частично адсорбирующего свинец и редкие металлы.

Рудные залежи месторождения сложены гетерогенными в возрастном отношении минеральными ассоциациями, отвечающими различным этапам и стадиям процесса рудообразования. Состав и структурно-текстурные особенности руд отражают сложную и длительную историю их формирования. В целом можно выделить три типа рудной минерализации, отражающих эволюцию процессов рудообразования.

Структуры и текстуры первой группы (седиментационные) имеют ограниченное распространение. В эту группу включены тек-

стуры, наблюдаемые для сингенетичных пирит-пирротиновых выделений: просечковая, послойно-вкрапленная, ритмично-слоистая. Характерно, что сульфиды, слагающие просечки, не обнаруживают секущих или коррозионных взаимоотношений с минералами вмещающих пород. Пирит-пирротиновая просечковая либо полосовидная сингенетичная минерализация преимущественно локализована в углеродсодержащих породах. Просечки сложены удлинёнными зёрнами пирротина-1 в ассоциации с пиритом-1 или их цепочками, трассирующими микроскладки во вмещающих породах или ориентированными параллельно сланцеватости. Очень редко в составе ассоциации наблюдаются мелкозернистые халькопирит-1, галенит-1, сфалерит-1 (рис. 16). Отложение первичных сульфидов происходило в условиях застойного осадконакопления прибрежного моря.

Структуры и текстуры второй группы (метасоматического замещения пород и выполнения трещин). Для основной массы руд характерны разнообразные структуры и текстуры, свидетельствующие об их образовании в процессе метасоматического замещения пород и выполнения трещин. К ним относятся: прожилково-вкрапленные, гнездовые, брекчиевидные, полосовидно-вкрапленные текстуры и структуры разъедания, замещения, коррозионная, метакристаллическая, идиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, петельчатая и др. В зонах дробления и смятия в рудах появляются соответствующие структуры и текстуры: брекчиевая, цементации, дробления, плейчатая, полосчатая и др. По размерности прожилково-вкрапленные руды, развитые непосредственно в углеродистых породах, являются тонкозернистыми (размер зёрен – сотые, тысячные, иногда десятые доли миллиметра). А руды, приуроченные к кварцевым и кварц-карбонатным жилам и прожилкам, более крупнозернистые (первые миллиметры).

Нитевидные прожилки существенно галенитового (галенит-2) и сфалеритового (сфалерит-2) состава (рис. 17), представляющие собой выполнение тонких разноориентиро-

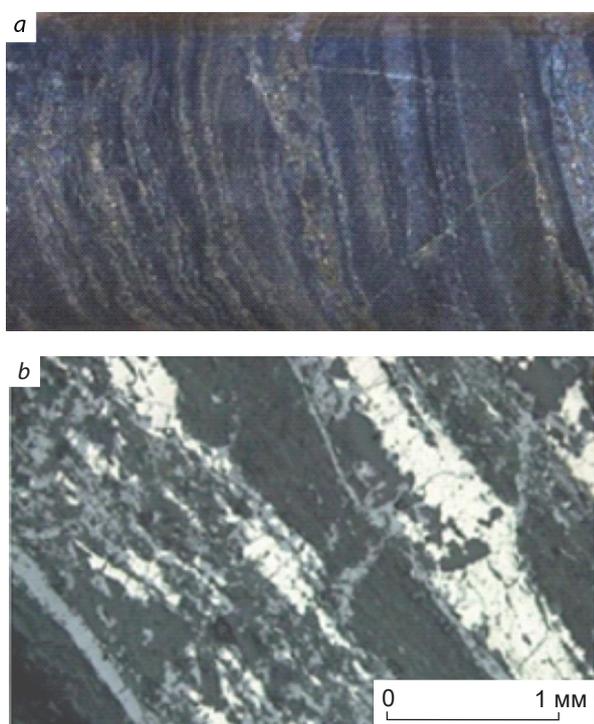


Рис. 16. Пирит-пирротиновая со сфалеритом полосовидная, сингенетичная минерализация:

a – макро, *b* – микро; николи скрещены

Fig. 16. Syngenetic banded (sphalerite)-pyrite-pyrrhotite mineralization:

a – macro, *b* – micro; crossed nicols

ванных трещин преимущественно крутого залегания, секущих напластование и ориентированных параллельно ему просечек. Их образование связано с процессами, сопровождающими внедрение гранитоидов.

Рудная минерализация, сопровождающая кварц-карбонатные прожилки, приурочена преимущественно к их зальбандам и представлена сульфидами третьей генерации: сфалерит-З, галенит-З, пирротин-З, пирит-З, халькопирит-З (рис. 18). Гнёзда галенита и сфалерита в зальбандах прожилков обычно отдалены друг от друга, реже наблюдаются совместно. Иногда в прожилках присутствуют халькопирит и пирит. В центральной части прожилков галенит и сфалерит практически не встречаются. Наблюдаются гнёзда пирит-пирротинового сос-

тава. Отмечаются два типа прожилков: существенно кварцевого состава с молочно-белым кварцем (поздние) и кварц-карбонатного состава (более ранние), причём последним сопутствует рудная минерализация.

Общая последовательность рудообразования следующая. *Стадия 1* – сингенетичная пирит-пирротиновая со сфалеритом и галенитом; *стадия 2* – прожилковая нитевидная сфалерит-галенитовая, редко с халькопиритом; *стадия 3* – прожилково-жильная кварц-кальцитовая с гнёздами пирит-пирротинового и галенит-сфалеритового состава.

Важную роль в процессе рудообразования играет углеродистое вещество (УВ), которое представлено рассеянными в массе породы тонкодисперсными скоплениями, цементирующими корродированные зёрна нерудных минералов. Иногда к таким скоплениям приурочены сульфидные гнёзда. Органическое вещество на месторождении представлено скрытокристаллической разновидностью. Отмечаются тончайшие чешуйки углеродистого вещества и их агрегаты, неравномерно рассеянные во вмещающих породах, маломощные линзочки среди вмещающих пород и сульфидов руд. Вокруг зёрен кварца отмечаются оторочки поперечно-волокнистого углеродистого вещества.

На основании приведённого выше материала можно сделать вывод, что углеродистое вещество содержалось в первичных породах и имело биогенное происхождение. Его накопление происходило одновременно с отложением рудных элементов. Известно, что углерод является прекрасным адсорбентом, изучению его сорбционных свойств посвящено множество работ. Исследования углерода как природного геохимического барьера ведутся с 60-х гг.

Опыты по сорбционной активности УВ проводились при изучении золотоносных черносланцевых толщ, и основной результат этих исследований – выявление факта, что при поступлении золотоносных растворов нерастворимое УВ может служить природным сорбционным барьером, участвовать в накоплении и концентрировании рудного вещества [6]. При мобилизации углеродистого вещества, содержащегося в породах, произошла его контаминация

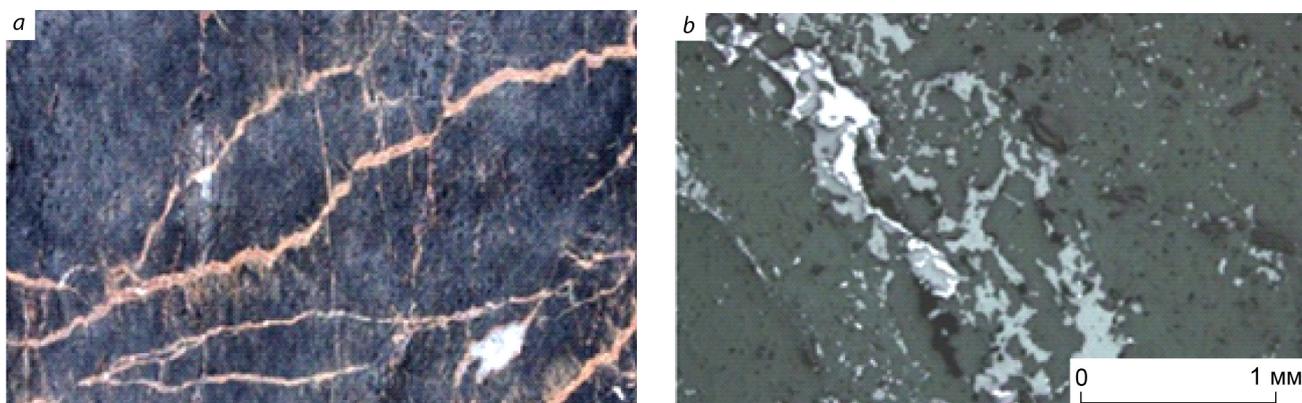


Рис. 17. Нитевидные прожилки сфалерита с галенитом в углеродистом алевроаргиллите:

a – макро, *b* – микро

Fig. 17. Filamentous stringers of sphalerite with galena in carbonaceous mudstone:

a – macro, *b* – micro

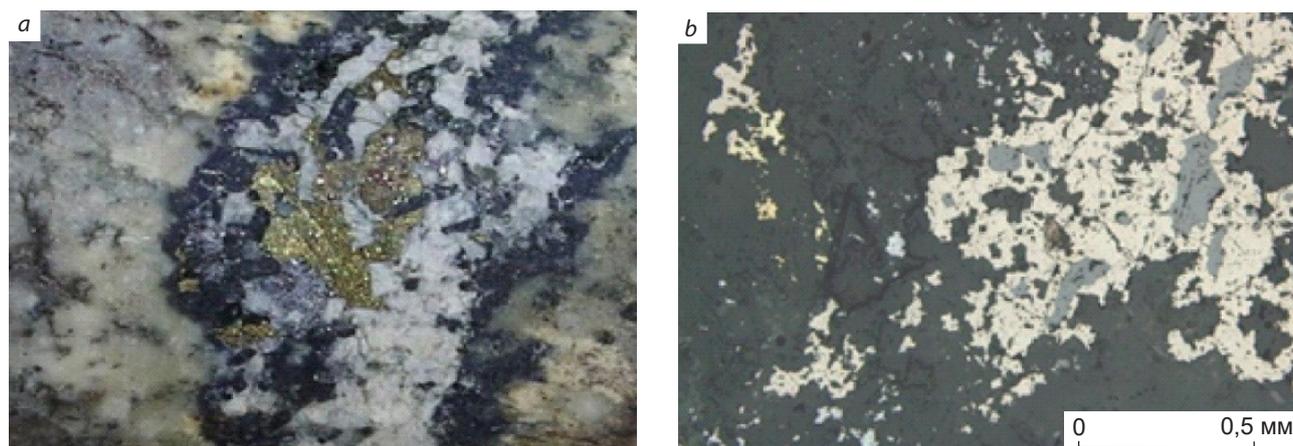


Рис. 18. Кварцевая жила с пирротиновой, пиритовой, халькопиритовой, сфалеритовой и галенитовой минерализацией:

a – макро; *b* – микро; фрагмент гнезда пирита с включениями сфалерита

Fig. 18. Quartz vein with pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, and galena mineralization:

a – macro, *b* – micro; fragment of a pyrite nest with sphalerite inclusions

рудными компонентами. При процессах региональной складчатости углеродистое вещество «выжималось» в своды складок и микроскладок. Под воздействием метаморфизма произошёл переход УВ в антраксолит (?). По материалам Д. Х. Мартихаевой и др. [7] известно, что при таком переходе происходит изменение структур УВ, приводящее к перераспределению рудных элементов, в том числе свинца

и цинка. В данном случае высвобождение свинца и цинка из углеродистого вещества с последующим его перераспределением. Следовательно, углеродистое вещество может являться геохимическим барьером для свинца и цинка. Накопление органического углерода типично для застойных пелагических обстановок вблизи континента. Освобождение ряда металлов при метаморфизме УВ углеродистых



сланцев является важным рудоподготовительным процессом [1, 9].

Для уточнения генетических особенностей оруденения исследован изотопный состав серы сульфидов двух главных типов минерализации (таблица). Установлено следующее.

Субпослойные линзовидно-вкрапленные скопления сульфидов железа (пирита и пирротина) существенно обогащены лёгким изотопом ^{32}S при широких вариациях значений $\delta^{34}\text{S}$ – от -7,6 до -20,7 ‰. Эта особенность указывает на то, что основным источником серы служил биогенный сероводород, образовавшийся в бассейне осадконакопления в результате бактериальной сульфат-редукции при низких температурах. Это, однако, не исключает вероятности поступления в бассейн некоторой части сероводорода (и металлов) в составе субмаринных эксгаляций.

Известно, что в восстановительной среде углеродистых пород процессы метаморфизма и/или переотложения сульфидов не сопровождаются сколько-нибудь значимыми изменениями в изотопном составе серы. Поэтому пирротин, образовавшийся за счёт осадочно-диагенетического пирита, унаследовал изотопный состав серы последнего и первично-осадочную неоднородность в распределении значений $\delta^{34}\text{S}$.

Секущие сульфидно-кварцевые и карбонат-сульфидные прожилки относительно обогащены тяжёлым изотопом серы ^{34}S (до +0,7 ‰). Данный факт однозначно свидетельствует о привносе серы в период рудообразования из другого источника (наиболее вероятно – магматического). При этом пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ прожилковых сульфидов (до -9,8 ‰) в рассматриваемом случае обусловлены частичным заимствованием серы из осадочно-метаморфических сульфидов.

Таким образом, результаты изотопных исследований исключают вероятность осадочно-метаморфогенного происхождения изученной прожилковой полиметаллической минерализации на объекте.

На основе приведённых выше данных предлагается многостадийная схема рудообразования на месторождении, которая включает

Изотопный состав серы сульфидов

Isotopic composition of sulfur sulfides

Минерал	$\delta^{34}\text{SCDT}$, ‰
Пирротин 1	-20,7
Пирит 1	-12,5
Пирротин 1	-13,3
Пирротин 1	-10,4
Пирротин 1	-10,9
Пирротин 2	-8,8
Пирит 2	-7,6
Клейофан 2	-9,8
Пирротин 2	-4,1
Сфалерит 3	+0,8

Примечание. Анализы выполнены в ФГБУ «ЦНИГРИ» С. Г. Кряжевым. Серу сульфидов переводили в SO_2 посредством реакции с CuO при $760\text{ }^\circ\text{C}$ в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталонов использовали лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с $\delta^{34}\text{S} = +0,7\text{ }^\circ\text{‰}$ и стандартный образец сфалерита NBS 123 с $\delta^{34}\text{S} = +17,3\text{ }^\circ\text{‰}$. Точность измерений составляет $\pm 0,2\text{ }^\circ\text{‰}$.

гидротермально-осадочное образование первичных рудных концентраций и их последующие преобразования на этапах прогрессивного и регрессивного метаморфизма.

Первичные рудные концентрации накапливались в локальных палеодепрессиях застойного моря, контролировавшихся конседиментационными разломами глубокого заложения, по которым дискретно происходил подток рудоносных коллоидных растворов. Пути миграции растворов были обусловлены палеорельефом морского дна, а условия рудоотложения – перепадами градиентов рН морской воды и растворов, приводящих к коагуляции коллоидов, осаждению сульфидно-кремнистого геля и его захоронению терригенным углеродисто-алевроглинистым материалом. Их образование связано с широко развитыми вулканическими постройками.

Основную промышленную ценность руд представляет нитевидная прожилковая и гнездово-вкрапленная минерализация сфалерит-галенитового состава. Образование этого типа руд, скорее всего, связано с процессами метаморфизма, мобилизации и регенерации первично сингенетических руд под воздействием тепловых полей гранитоидов.

Наиболее поздними образованиями являются прожилки мощностью от первых сантиметров до 20 см, сложенные кварц-карбонатным (кальцит) материалом с гнездами средне-крупнозернистых сульфидов. Эти прожилки локализованы, главным образом, в нижележащей терригенной пачке, ориентированы практически параллельно оси керны буровых скважин и секут напластование вмещающих пород. Иногда данные прожилки наблюдаются также в лежащем боку углеродистой пачки. В этом случае наблюдаются наиболее богатые по содержанию свинца, цинка и серебра руды. Образование прожилков наиболее позднее, так как они секут все продукты метаморфических преобразований (роговики) вмещающих пород и руд, образованных в первые две стадии. Источником вещества могли служить гранитоидные массивы, широко развитые в пределах месторождения.

Выводы.

1. Месторождение локализовано в пределах развития структурно-вещественных комплексов со стратифицированными толщами верхнего протерозоя, включая сланцевую толщу флишоидного строения с графитистыми и кремнистыми сланцами, графитовыми филлитами, кварцитами, мраморами, железистыми кварцитами, бластопсаммитовыми серицитобитито-полевошпатовыми сланцами, серицитополевошпатово-кварцевыми и хлоритосерицитополевошпатовыми сланцами, горизонтами базальтовых порфириров, порфироидами по литокристаллокластическим туфам и лавам дацит-риолитового состава.

2. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения нижней подсвиты жиландысайской свиты верхнего протерозоя, в пределах которой выделяются пять пачек, снизу вверх: туфогенная, алевро-

песчаниковая, углеродисто-терригенная (рудовмещающая), терригенная и вулканогенная. Субвулканические породы относятся к жерловым фациям и представлены автомагматическими брекчиями кислого состава. Терригенные и углеродисто-терригенные отложения относятся к удалённым от центра вулканизма зонам и включают в себя шельфовые и прибрежно-морские фации. Выделяются два генетических типа: западинно-шельфовые (возможно, пелагические) тиховодные глинистые отложения (преобладают), которые включают редкие слои дистальных алевритоглинистых турбидитов. Образование последних происходило, по-видимому, при начавшемся общем некомпенсированном прогибании шельфовой области.

3. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы, развитые в пределах месторождения, претерпели многократные изменения: региональные, поствулканические, контактовые и гидротермальные (околорудные). Формирование регионально изменённых пород происходило при невысоких температурах в условиях фации филлитов. Поствулканическим изменениям подвержены породы верхней вулканогенной и нижней туфогенной пачек с образованием альбит-кварц-серицитовых или альбит-кварц-серицит-хлоритовых пород, что отвечает фациям пропицитов. При околорудном изменении пород разреза образуются прожилковидные выделения кварца и мусковита, развитые по сланцеватости, а также пятнистые скопления кварца, серицита, мусковита, карбоната с рудными минералами. Внедрение крупного массива гранитоидов привело к значительным контактово-метаморфическим преобразованиям вулканогенно-осадочных и осадочных пород в условиях мусковит-роговиковой (внешняя зона) и пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма.

4. Промышленные руды представлены прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в углеродистых алевроаргиллитах и алевропесчаниках, в разной степени метасоматически изменённых. Главные рудные минералы – сфалерит, галенит, пирит, пирротин;



второстепенные и редкие – халькопирит, арсенипирит, аргентит, магнетит. Иногда встречаются рутил, ильменит, титанит, циркон.

5. Рудные залежи месторождения сложены гетерогенными в возрастном отношении минеральными ассоциациями, отвечающими различным этапам и стадиям процесса рудообразования. Состав и структурно-текстурные особенности руд отражают сложную и длительную историю их формирования. Первичные руды отлагались в локальных палеодепрессиях застойного моря, контролировавшихся конседиментационными разломами глубокого заложения, по которым дискретно происходил подток рудоносных коллоидных растворов. Их образование связано с широко развитыми вулканическими постройками. Основную промышленную ценность руд представляет нитевидная прожилковая и гнездово-вкрапленная минерализация сфалерит-галенитового состава. Образование этого типа руд, скорее всего, связано с процессами метаморфиз-

ма, мобилизации и регенерации первично сингенетических руд под воздействием тепловых полей гранитоидов. Наиболее поздними образованиями являются прожилки мощностью от первых сантиметров до 20 см, сложенные кварц-карбонатным (кальцит) матриалом с гнездами средне-крупнозернистых сульфидов. Образование прожилков наиболее позднее, так как они секут все продукты метаморфических преобразований (роговики) вмещающих пород и руд, образованных в первые две стадии. Источником вещества могли служить гранитоидные массивы, широко развитые в пределах месторождения.

6. Исходя из анализа всего приведённого материала можно констатировать, что данное месторождение относится к новому формационному типу свинцово-цинковых месторождений, локализованных в черносланцевых толщах при значительной роли вулканической активности, и является ремобилизованным месторождением типа SEDEX.

Список литературы

1. Авдонин В. В. Прогнозирование и поиски колчеданно-полиметаллических месторождений. – М. : МГУ, 1995. – 52 с.
2. Ермолов П. В., Антонюк Р. М., Гранкин М. С. Геодинамика Южного Улытау в позднем протерозое // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. – 2012. – № 2. – С. 5–15.
3. Исабаев Е. О. Изучение оруденения и характеристика рудных зон месторождения Дюсембай // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXIV Международного симпозиума им. академика М. А. Усова студентов и молодых учёных, посвящённого 75-летию Победы в Великой Отечественной войне. – Томск, 2020. – С. 126–128.
4. Каримов Е. К. Перспективы и потенциал месторождения Дюсембай // IV Всероссийская научно-практическая конференция «Передовые научно-технические и социально-гуманитарные проекты в современной науке»: сборник статей. – 2019. – С. 40–43.
5. Марков М. С. Тектоника южной части Карсапайского синклиория. – М. : Академия наук СССР, 1962. – Вып. 72. – 141 с.
6. Макрыгина В. А., Развозжаева Э. А., Мартихаева Д. Х. Органическое вещество и микроэлементы в процессе метаморфизма метапелитов (Хамар-Дабан, Юго-западное Прибайкалье) // Геохимия. – 1991. – № 3. – С. 358–369.
7. Мартихаева Д. Х., Развозжаева Э. А., Воронцов А. Е. Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. – М. : СО РАН, Гео, 2001. – 121 с.
8. Нуржанов Г. Н. Возможности и опыт проведения наземных геофизических исследований АО «Казгеология» // Геология и охрана недр. – 2016. – № 4 (61). – С. 49–55.
9. Развозжаева Э. А., Будяк А. Е., Прокочук С. И. Сорбционная активность нерастворимого углеродистого вещества черносланцевых образований в процессе регионального метаморфизма (Байкало-Патомское нагорье) // Геохимия. – 2013. – № 1. – С. 92–96.
10. Соболев М. В., Торегожин А. Р., Ли Е. С. Геологическое строение и петрографическая характеристика пород каратургайского комплекса северного Улытау // Студенческий вестник: электронный научный журнал. – № 16 (114), Ч. 5. – С. 30–37. – URL: <https://studvestnik.ru/journal/stud/herald/114> (дата обращения: 15.11.2022).

11. Третьяков А. А., Даңукалов Н. К., Дегтярев К. Е. Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Улытауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы LII Тектонического совещания*. – М.: ГЕОС, 2020. – Т. 2. – С. 338–343.
12. Третьяков А. А., Дегтярев К. Е., Каныгина Н. А., Ковач В. П., Федоров Б. В. Позднедокембрий-

ские риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации Южного Улытау (Центральный Казахстан). – *Геотектоника*. – 2022. – № 4. – С. 3–34.

13. Хамзин Б. С., Тангишев А. А., Беляков С. Н., Есимханова Н. Д. Успешное комплексирование геофизических методов с заверкой бурением на примере месторождения Дюсембай в Центральном Казахстане // *Геология и охрана недр*. – 2020. – № 2 (75). – С. 59–62.

References

1. Avdonin V. V. Prognozirovaniye i poiski kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdenii [Forecasting and searching for pyrite-polymetallic deposits], Moscow, MGU Publ., 1995, 52 p.
2. Ermolov P. V., Antonyuk R. M., Grankin M. S. Geodinamika Yuzhnogo Ulytau v pozdnem proterozoe [Geodynamics of Southern Ulytau in the Late Proterozoic], *Izvestiya Natsional'noi akademii nauk Respubliki Kazakhstan. Seriya geologii i tekhnicheskikh nauk [Proceedings of the National Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan. Series of Geology and Technical Sciences]*, 2012, No 2, pp. 5–15. (In Russ.).
3. Isabaev E. O. Izuchenie orudeneniya i kharakteristika rudnykh zon mestorozhdeniya Dyusembai [The study of mineralization and characteristics of ore zones of the Dyusembay deposit], *Problemy geologii i osvoeniya nedr: trudy XXIV Mezhdunarodnogo simpoziuma im. akademika M. A. Usova studentov i molodykh uchennykh, posvyashchennogo 75-letiyu Pobedy v Velikoi Otechestvennoi voine [Problems of geology and subsoil development: proceedings of the XXIV International Symposium named after Academician M. A. Usov for students and young scientists dedicated to the 75th anniversary of Victory in the World War II]*, Tomsk, 2020, pp. 126–128.
4. Karimov E. K. Perspektivy i potentsial mestorozhdeniya Dyusembai [Prospects and potential of the Dyusembay deposit], *IV Vserossiiskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya "Peredovye nauchno-tekhnicheskie i sotsial'no-gumanitarnye proekty v sovremennoi nauke" [IV All-Russian Scientific and practical conference "Advanced scientific, technical and socio-humanitarian projects in modern science"]*, 2019, pp. 40–43.
5. Markov M. S. Tektonika yuzhnoi chasti Karsakpayskogo sinklinoriya [Tectonics of the southern part of the Karsakpai synclinorium], Moscow, Akademiya nauk SSSR Publ., 1962, V. 72, 141 p.
6. Makrygina V. A., Razvozzhaeva E. A., Martikhaeva D. Kh. Organicheskoe veshchestvo i mikroelementy v protsesse metamorfizma metapelitov (Khamar-Daban, Yugo-zapadnoe Pribaikal'e) [Organic matter and trace elements in the process of metamorphism of metapelites (Khamar-Daban, South-Western Baikal region)], *Geokhimiya [Geochemistry International]*, 1991, No 3, pp. 358–369. (In Russ.).
7. Martikhaeva D. Kh., Razvozzhaeva E. A., Vorontsov A. E. Uglerodistoe veshchestvo v metamorficheskikh i gidrotermal'nykh porodakh [Carbonaceous matter in metamorphic and hydrothermal rocks], Moscow, SO RAN, Geo Publ., 2001, 121 p.
8. Nurzhanov G. N. Vozmozhnosti i opyt provedeniya nazemnykh geofizicheskikh issledovaniy AO "Kazgeologiya" [Opportunities and experience of conducting ground-based geophysical research of JSC "Kazgeologiya"], *Geologiya i okhrana nedr [Geology and protection of mineral resources]*, 2016, No 4 (61), pp. 49–55. (In Russ.).
9. Razvozzhaeva E. A., Budyak A. E., Prokopchuk S. I. Sorbtionnaya aktivnost' nerastvorimogo uglerodistogo veshchestva chernoslantsevnykh obrazovaniy v protsesse regional'nogo metamorfizma (Baikal-Patomskoe nagor'e) [Sorption activity of insoluble carbonaceous matter of black shale formations in the process regional metamorphism (Baikal-Patom Upland)], *Geokhimiya [Geochemistry International]*, 2013, No 1, pp. 92–96. (In Russ.).
10. Sobolev M. V., Toregozhin A. R., Li E. S. Geologicheskoe stroenie i petrograficheskaya kharakteristika porod karaturgaiskogo kompleksa severnogo Ulytau [Geological structure and petrographic characteristics of rocks of the Karaturgai complex of northern Ulytau], *Studencheskii vestnik: elektronnyi nauchnyi zhurnal [Student Bulletin: electronic scientific journal]*, V. 16 (114), No 5, pp. 30–37, available at: <https://studvestnik.ru/journal/stud/herald/114> (Accessed: 15.11.2022).



11. Tret'yakov A. A., Danukalov N. K., Degtyarev K. E. Pozdnedokembriiskie vulkanogennye i vulkanogenno-osadochnye tolshchi Ulytauskiego massiva (Tsentral'nyi Kazakhstan): osobennosti sostava i obosnovanie vozrasta [Late Precambrian volcanogenic and volcanogenic-sedimentary strata of the Ulytau massif (Central Kazakhstan): features of composition and justification of age], *Fundamental'nye problemy tektoniki i geodinamiki: Materialy LII Tektonicheskogo soveshchaniya* [Fundamental problems of tectonics and geodynamics: Materials of the LII Tectonic Meeting], Moscow, GEOS Publ., 2020, V. 2, pp. 338–343. (In Russ.).
12. Tret'yakov A. A., Degtyarev K. E., Kanygina N. A., Kovach V. P., Fedorov B. V. Pozdnedokembriiskie riolit-granitnye vulkano-plutonicheskie assotsiatsii Yuzhnogo Ulutau (Tsentral'nyi Kazakhstan) [Late Precambrian rhyolite-granite volcanic-plutonic associations of Southern Ulutau (Central Kazakhstan)], *Geotektonika* [Geotectonics], 2022, No 4, pp. 3–34. (In Russ.).
13. Khamzin B. S., Tangishev A. A., Belyakov S. N., Esimkhanova N. D. Uspeshnoe kompleksirovanie geofizicheskikh metodov s zaverkoi bureniem na primere mestorozhdeniya Dyusembai v Tsentral'nom Kazakhstane [Successful integration of geophysical methods with drilling verification on the example of the Dyusembay deposit in Central Kazakhstan], *Geologiya i okhrana nedr* [Geology and protection of mineral resources], 2020, No 2 (75), pp. 59–62. (In Russ.).

Авторы

Нуржанов Галым Жумабаевич

генеральный директор¹
barlau@kazakhmys.kz

Кузнецов Владимир Вениаминович

кандидат геолого-минералогических наук
начальник отдела²
okt@tsnigri.ru

Ниценко Павел Александрович

главный геолог¹
pavel.nitsenko@kazakhmys.kz

Кудрявцева Нелли Георгиевна

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник²
ngkudryavtseva@tsnigri.ru

Кузнецова Татьяна Петровна

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник²
kuznetsova@tsnigri.ru

Мурзагулов Мерген Муратбекович

ведущий геолог¹
mergen.murzagulov@kazakhmys.kz

¹ ТОО «Кзахмыс Барлау»,
г. Астана, Казахстан

² ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов»,
г. Москва, Россия

Authors

Galym Zh. Nurzhanov

Director General¹
barley@kazakhmys.kz

Vladimir V. Kuznetsov

PhD in Geology and Mineralogy
Head of Department²
okt@tsnigri.ru

Pavel A. Nitsenko

Chief Geologist¹
pavel.nitsenko@kazakhmys.kz

Nelly G. Kudryavtseva

PhD in Geology and Mineralogy
Senior Researcher²
ngkudryavtseva@tsnigri.ru

Tatiana P. Kuznetsova

PhD in Geology and Mineralogy
Leading Researcher²
kuznetsova@tsnigri.ru

Mergen M. Murzagulov

Leading Geologist¹
mergen.murzagulov@kazakhmys.kz

¹ Kazakhmys Barlau LLP,
Astana, Kazakhstan

² FStBI "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals",
Moscow, Russia