



ГЕОЛОГИЯ
ГЕОЛОГИЯ
GEOLOGY

DOI 10.51885/1561-4212_2023_2_8
MRNTI 38.57.17

Д.Р. Тлеугалиев, З.И. Черненко

Восточно-Казахстанский технический университет имени Д. Серикбаева,

г. Усть-Каменогорск, Казахстан

E-mail: dtleugaliyev@mail.ru

E-mail: zinchernenko@mail.ru

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОЛИННОЕ

ДОЛИННОЕ АЛТЫН КЕНОРНЫНЫҢ ҚҰРЫЛУ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ ЖӘНЕ ПЕРСПЕКТИВАЛЫҚ БАҒАЛАУ

PECULIARITIES OF FORMATION AND PROSPECTIVE ASSESSMENT OF THE DOLINNOYE GOLD DEPOSIT

Аннотация. Целью данной научной статьи является описание особенностей образования золоторудного оруденения месторождения Долинное и последующая его перспективная оценка. В работе поднимается проблема увеличения и модернизации индустриальной базы Казахстана. Актуальность данной проблемы связана с тем, что ресурсы полезных ископаемых самородного золота истощаются в первые годы отработки. Практическая значимость состоит в пополнении индустриальной базы страны. В статье приводятся краткие сведения о геологическом строении района, раскрываются особенности образования оруденения, рудоконтролирующих факторов, генезисе месторождения и морфологии рудных тел.

Ключевые слова: оруденение, рудоконтролирующие факторы, метосамотоз, березиты, гидротермальное образование.

Андамна. Бұл ғылыми мақаланың мақсаты – Долинное алтын кенінің минералдануының қалыптасу ерекшеліктерін сипаттау және осы кен орнын кейінгі перспективалық бағалау. Жұмыста Қазақстанның өнеркәсіптік базасын ұлғайту және жаңғырту мәселесі көтеріледі. Бұл мәселенің өзектілігі отандық алтынның минералдық ресурстарының таусылуына байланысты тәжірибелік маңыздылығы еліміздің өнеркәсіптік базасын толықтыруда. Мақалада аймақтың геологиялық құрылымы туралы қысқаша мәліметтер берілген, минералданудың қалыптасу ерекшеліктері, кенді реттейтін факторлар, кен орнының генезисі және кен денелерінің морфологиясы ашылған.

Түйін сөздер: минералдану, руданы реттейтін факторлар, метосамотоз, березит, гидротермиялық түзілу.

Abstract. The purpose of this scientific article is to describe the peculiarities of formation of the Dolinnoe gold mineralization and the subsequent prospective evaluation of this deposit. The paper raises the problem of increasing and modernizing the industrial base of Kazakhstan. The relevance of this problem is related to the fact that mineral resources of native gold are depleted in. The practical significance lies in the replenishment of the industrial base of the mill. The article provides brief information on the geological structure of the area, reveals features of the formation of mineralization, ore-controlling factors, the genesis of the deposit and the morphology of ore bodies.

Keywords: mineralization, ore-controlling factors, methosamotos, berezites, hydrothermal formation.

Введение. Месторождение «Долинное» находится в Актогайском районе Карагандинской области, к востоку от г. Балхаш (рис.1). В 30 км южнее месторождения проходит

железная дорога Балхаш-Актогай, вдоль которой протянута ЛЭП 110 киловольт и водовод Токрау-Саяк.

Ситуационная карта-схема района размещения месторождения «Долинное» приведена на рис. 1.

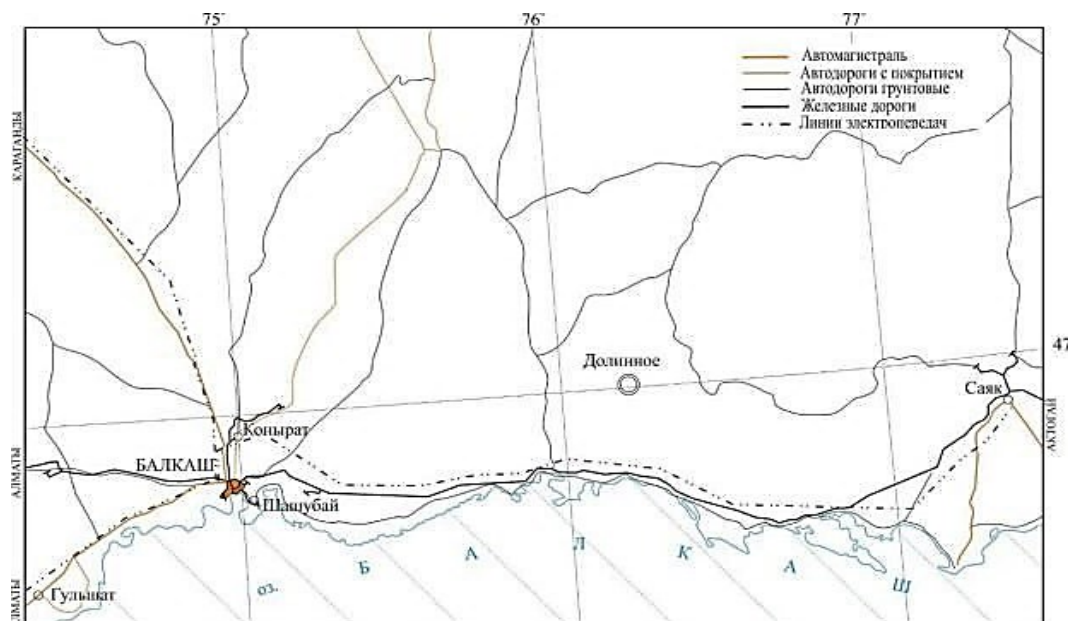


Рисунок 1. Схема расположения месторождения «Долинное»

Геологическая характеристика района. В районе месторождения развиты отложения двух разновозрастных структурно-формационных комплексов.

В западной части обнажаются островодужные вулканиты. Эти породы слагают восточное крыло катырасанской шовной зоны, разделяющей область развития раннего каменноугольного вулканизма южно-токрауской впадины от структур Северо-Балхашского мегаантиклинория, сложенных морскими, существенно терригенными осадками. Осевую часть последнего (с запада на восток) образуют итмурундинский, кзыкский, чультызыльский, тюлькуламский антиклинории, в ядерной части которых (по Я.В. Кошкину) обнажается меланжевый офиолитовый комплекс среднеордовикской итмурундинской свиты (O2it). В основном это кремнистые алевриты, базальты, вариолиты с горизонтами пестроцветных яшм. Породы залегают на меланократовом океаническом фундаменте, сложенном преимущественно базальтами и андезитобазальтами (O1-2). Контакт между отложениями итмурундинской свиты и океанической корой повсеместно подорван [1].

По южному борту названных антиклинальных структур породы фундамента перекрываются яшмо-базальт-терригенными отложениями казыкской (O3kz) и тюретайской (S1tr) свит, сформировавшихся соответственно в верхнеордовикское и нижнесилурийское время. Стратифицированные толщи прорваны мелкими позднеордовикскими и раннесилурийскими интрузиями габбро, габбро-диоритов, относимых к туспайскому (O3) и итбасскому комплексам (S1). Породы смяты в систему мелких несогласных складок, что свидетельствует об их интенсивной деформации.

Иное строение северных бортов. Здесь казыкская и тюретайская свиты полностью отсутствуют, а итмурундинские толщи перекрываются отложениями жаманжурской

свиты верхнего ордовика (O3žš). Выделенная в ее разрезе нижняя подсвита (O3žš1) сложена алевролитом-песчаниками и известняками; в верхней подсвите (O3žš2) главенствуют андезиты, лавы и туфы липарито-дацитового состава. Это типичные островодужные образования с несколько повышенным количеством кислых вулканитов.

Таким образом, в центральной части северо-балхашской мегантиклинарной постройки наблюдается резкое различие формационных типов пород. Столь неестественное сближение формаций различных геодинамических зон объясняется наличием крупного надвига по направлению север-юг. Предполагается, что плоскость его смещения проходит по итмурундинскому основанию. Амплитуда перемещения не установлена, но по контрастности сближенных толщ можно полагать, что максимальные подвижки произошли в конце ордовика, в начале силура. Подтверждением тому является наличие силурийских рифов во фронтальной зоне надвига. В районе месторождения она проявлена фрагментом итмурунды-тюлькуламской островной дуги. Силурийские отложения здесь часто грубообломочны. Они образуют поднятый вал, к югу от которого начинается склон к желобу и зоне беньофа с верхнеордовик-силурийским яшма-грауваковым комплексом.

К северу от итмурундинского вала расположен междуговый прогиб (котанбулакский синклиниорий), vyplненный терригенными толщами силура, вулканогенными осадочными образованиями девона и раннего карбона.

В основании силурийского разреза лежат полимиктовые песчаники и алевролиты лландовери-венлокского яруса (S1); выше они несогласно перекрываются верхнесилурийскими отложениями, разделенными на аканскую (S2ak) и токраускую (S2tk) свиты. Обе сложены средне-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами, в меньшей степени туфопесчаниками, известняками, туффитами. Породы смяты в систему сложных, запутанных складок, которые по своему характеру напоминают смятия аккреционных призм. Подобный тип деформаций характерен для силура, но и для более молодых толщ вплоть до каменноугольных включительно [2].

В разрезе девонских образований в границах рассматриваемой структуры выделены (снизу вверх) отложения каражирикской серии (D1kz) – песчаники, туффиты, алевролиты; Прибалхашско-казахской свиты (D1pb-kz) – песчаники, туффиты, известковистые песчаники, известняки; токрауской свиты (D2tr) – туфогенные песчаники, алевролиты, песчаники, гравелиты; нерасчлененная толща живетско-франского ярусов (D2qv-D3fr) – песчаники, известняки, туфопесчаники, толща фаменского яруса (D3fm) – песчаники, известняки, туффиты.

Все названные стратиграфические подразделения сложены осадочными породами мелководного моря. Морской режим осадконакопления в котанбулакской зоне сохранился до конца каменноугольного периода. В фамене здесь продолжалось формирование туфогенно-терригенного флиша, происходили локальные вспышки вулканической активности. Начиная с верхнего турне в разрезе становится существенно осадочным. В породах верхнетурнейского (C1tr) и нижневизейского (C1v1) подъярусов преобладают известковистые песчаники и алевролиты. Аналогичный тип отложений характерен для кемельбекской (C1v1-2kb) и каркаралинской (C1v2-Skr) свит, однако в них еще появляются прослои вулканитов, которые, впрочем, к среднему карбону исчезают. Разрезы вышележащих таскудукской (C2ts) и кунгисаякской (C2-3ks) свит полностью осадочные – конгломераты, песчаники, известняки.

К югу от итмурундинской гряды силурийские отложения разделены на тюретайскую (S1tr) и ациозекскую (S1asc) свиты, которые сложены горизонтами алевролитов, грауваковых песчаников, яшм и базальтов в различных сочетаниях. Породы смяты в систему сложных линейных складок.

После длительного перерыва, в верхнем девоне и карбоне, в этой части района происходит довольно спокойное формирование морских терригенных толщ фаменского (D3fm) и турнейского (C1t) ярусов, а позже – осадочного разреза кунгисаякской свиты (C2-3 ks).

В совершенно иной обстановке протекал процесс осадконакопления в котырасанской шовной зоне. В конце фамена – начале турнейского времени здесь проявляется вулканическая активность новообразованной островной дуги. Нижнетурнейские осадки (C1t) котырасанской зоны характеризуются насыщенностью пирокластическим материалом – туфами липаритового, дацитового и андезитового составов, осадочные прослои в них встречаются довольно редко.

В верхне-, нижнетурнейское время вулканическая деятельность на этой площади постепенно затухает; в образовавшихся отложениях преобладают алевролиты, мергели, песчаники, известняки.

В конце каменноугольного периода во время проявления саякской тектонической фазы в районе произошла резкая передислокация сформировавшихся толщ, в процессе которой породы подверглись интенсивной складчатости и многочисленным разрывным деформациям. Воздымание привело к осушению практически всей рассматриваемой территории.

В начале пермской эпохи, уже в континентальных условиях, в районе проявился вулканизм орогенного типа, для которого характерен «гнездовый» тип вулканических массивов и вулканотектонических структур, субгоризонтальное залегание вулканогенных покровов, заметное увеличение щелочности пород.

Пермские вулканы слагают ушмолинскую свиту (P1us), в составе которой трахибазальтовые, трахиандезитовые порфириды и их туфы. В начале пермского периода надвиговая структура района была деформирована серией глубинных разломов северо-западного простирания, вдоль которых произошло внедрение многочисленных малых интрузий саякского комплекса – это небольшие по размерам, штокообразные тела диоритовых порфиритов (P1s), кварцевых диоритов (qP1s), гранодиорит-порфиров (P1s). Выделенные интрузии рудоносны. Между ними и многими золоторудными проявлениями района установлена пространственная и генетическая связь. В число последних попадает и месторождение «Долинное».

Краткие сведения о геологическом строении м. Долинное. Рудная зона месторождения представляет структуру грабенсинклинали, образованной системой глубинных разломов на местах контакта Кызык Итмурундинского антиклинория и Котакбулакского синклинория.

Широкое распространение получили контактово-метасоматические тела магматического этапа и метасоматические тела постмагматической стадии. Они состоят преимущественно из биотит-плагиоклазовых роговиков по песчаникам и алевролитам. Их ширина исчисляется сотнями метров [3].

Рудное поле характеризуется различными проявлениями метасоматических процессов. На ранних стадиях формирования наиболее интенсивное проявление имели место вторичные процессы хлоритизации, скарнирования. На более поздних этапах горные породы претерпевали процессы окварцевания, серицитизации, альбитизации и т.д.

Процессы окварцевания на площади распространения орудения интенсивно проявленные, установлено большое количество кварцево-жильных зон и прожилков включающее золотоносное оруденение [4].

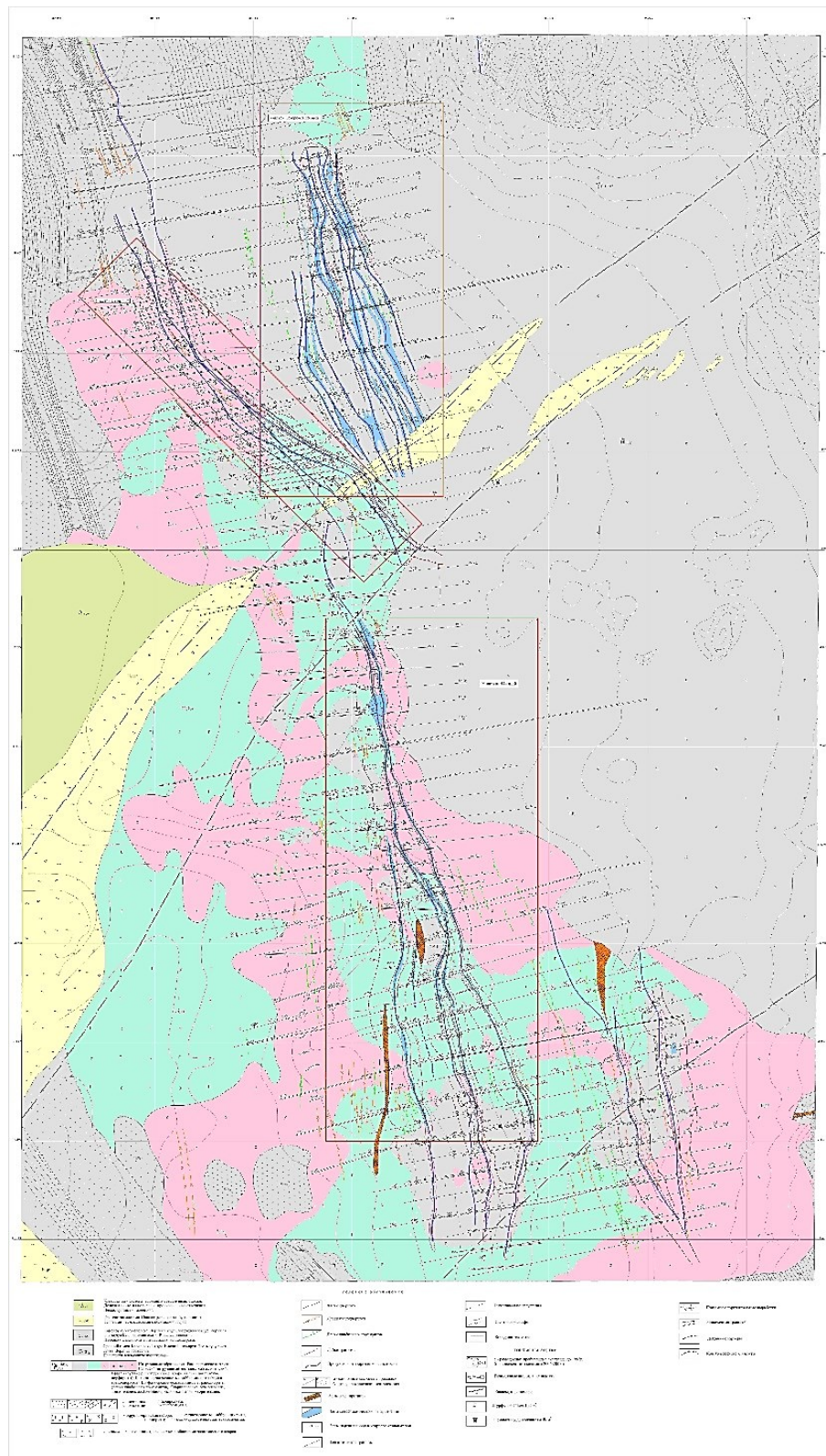


Рисунок 2. Геологическая карта уч. Долинное

Стратиграфия. Породы ордовик-силурийского фундамента в границах грабена перекрыты отложениями верхнего карбона и перми, собранных в пологие брахискладки.

Отложения ордовикской системы, итмурундинская свита (O2jt) обнажаются в северо-восточной и юго-западной частях рудного поля. В разрезе преобладают зеленовато-серые миндалекаменные порфириты и диабазы, чередующиеся с линзовидными прослоями пестроцветных яшм, известняков, полимиктовых песчаников и алевролитов.

Верхнеордовикские отложения, жаманшурукская свита (O3žš) широко развиты в северо-восточной части рудного поля. В разрезе свиты выделены две подсвиты:

- нижняя подсвита (O3žš1) сложена плохосортированными конгломератами и песчаниками, в которых встречаются горизонты алевролитов и известняков;
- в верхней подсвите (O3žš2) преобладают лавы и туфы андезит-базальтового состава, реже встречаются туфопесчаники и известняки [5].

Силурийские отложения, нижний отдел нерасчлененный (S1) развит в основном к юго-западу от месторождения, представлены морскими терригенными породами, в основном зеленоцветными песчаниками, пестроцветными алевролитами, реже мелкогалечными конгломератами.

Каменноугольные образования широко развиты как в пределах рудного поля, так и непосредственно на месторождении. Они выполняют ядерную часть каражирикской грабен-синклинали. Здесь выделяются отложения нижних горизонтов турнейского яруса (нижний подъярус C1t1), нерасчлененные толщи средне-верхнего и верхне-каменноугольно-нижнепермского времени, соответствующие тастыкудукской (C2tk) и кунгисаякской (C2-3ks) свитам [6].

Отложения турнейского яруса представлены серыми разнородными песчаниками, перемежающимися с отдельными горизонтами гравелитов, пепловых туфов среднего состава, алевролитов.

Разрез тастыкудукской свиты разделен на две подсвиты:

- в нижней подсвите (C2tk1) преобладают грубозернистые терригенные породы, конгломераты, гравелиты, песчаники и известняки.
- в верхней подсвите (C2tk2) наибольшее развитие получили мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, туфопесчаники, известняки.

Среди стратифицированных горизонтов встречаются линзовидные субвулканические тела миндалекаменных порфиритов, ориентированные согласно с залеганием вмещающих пород;

Разрез кунгисаякской свиты (C2-3ks) также разделен на две подсвиты:

- нижняя подсвита (C2-3ks1) сложена пестроокрашенными конгломератами, среднезернистыми песчаниками, алевролитами, с линзами и прослоями гравелитов;
- в верхней подсвите (C2-3ks) преобладают разнородные серые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами известняков.

Породы тастыкудукской и кунгисаякской свит собраны в пологие брахискладки.

Кайнозойские образования выполняют долины и русла временных потоков и представлены горизонтально лежащими рыхлыми отложениями неогеновой и четвертичной систем.

Субвулканические и интрузивные породы месторождения. Комплекс интрузивных пород образован двумя естественными литологическими ассоциациями, сменяющими одна другую без какого-либо заметного перерыва. Породы ранней ассоциации концентрируются в западной и юго-западной частях интрузивного массива, где представлены локальными выделениями габбро, габбро-диоритов, диоритов (1-2 фазы).

Позднюю ассоциацию составляют преимущественно гранодиориты которые больше тяготеют к восточной части интрузива.

Интрузивная деятельность на месторождении завершилась внедрением дайкового комплекса, в котором две ассоциации даек – ранняя и поздняя.

Раннюю группу, количественно заметно преобладающую, составляют дайки среднего состава, среди которых выделены две петрографические разновидности – диоритовые порфириты и гранодиориты (спессартиты).

Дайки поздней группы, значительно менее распространены и, как правило, маломощные (от нескольких сантиметров до 0,5...0,8 м). Они сложены аплитами, мелкозернистыми и пегматоидными гранитами, секущими, как габбро, так и гранодиориты.

Магматические породы, широко распространенные на площади рудного поля, по составу и по возрасту разделены на три комплекса:

- ниже-среднеордовикский габбро-перидотитовый комплекс (vO1-2);
- раннепермский саякский интрузивный комплекс (δ : $\gamma\delta P1s$);
- позднепермский катбарский интрузивный комплекс ($\gamma P2$ kb).

К габбро-перидотитовому комплексу (vO1-2) отнесены мелкие линзообразные тела ультраосновных пород, сосредоточенных в полях развития итмурундинской свиты вдоль глубинных тектонических зон, состоящих из перидотитов, пироксенитов, габбро и серпен-тинитов.

Раннепермский саякский интрузивный комплекс (v1P1s; v δ 2P1s; δ 2P1s; $\gamma\delta$ 3P1s) представлен небольшими по размерам штокообразными телами сложного состава. Наиболее типичным из них является сложнодифференцированный массив площадью около 7,0 км² в центральной части рудного поля. Интрузивный шток прорывает центральную часть изометрической брахискладки, которая сложена отложениями тастыкудукской (C2tk) и кунгисаякской (C2-3ks) свит. В области контакта вмещающие породы подверглись интенсивному ороговикованию, эпидотизации, окварцеванию, ожелезнению. Контакты крутые, близкие к вертикальным.

В строении интрузии участвуют породы трех фаз внедрения. Породы первой фазы – гиганто-крупнозернистые габбро (v1P1s) и второй – разномзернистые габбро-диориты и диориты (v δ 2P1s; δ 2P1s) обнажаются в северной и западной части месторождения, в восточной его половине преимущественное развитие получили мелко- и среднезернистые гранодиориты третьей фазы ($\gamma\delta$ 3P1s). Становление массива сопровождалось последовательным внедрением даек. Позднепермский катбарский интрузивный комплекс ($\gamma P2$ kb) представлен на площади рудного поля несколькими небольшими массивами кислых гранитоидов и находится за пределами месторождения.

Тектоническая структура месторождения. Локализация рудного ореола сосредоточена в юго-западном районе Северо-Балхашского антиклинория, на северо-восточной стороне Бактай-Иткудукской тектонической зоны.

Структурные нарушения в пределах границ увеличиваются по простиранию. преобладают нарушения северо-западного простирания. Заложенные в палеозое, они показали значительное воздействие для развития региона, дали ему блоковый характер, построили подходящие предпосылки для введения рудоносных интрузий [8].

Довольно ярко выражена и вторая система нарушений – северо-восточная или субмеридиональная. В большинстве это малоамплитудные сбросы и взбросы, их распределение ограничивается нарушениями северо-западного направления.

К третьей системе относится группа пологопадающих (субгоризонтальных) смещений широтного простирания. Эти малоамплитудные трещины сдвигают на 1...2 м

продуктивные кварцево-жильные площади месторождения, сообщая им на отдельных участках кулисообразное строение.

Рудоконтролирующие факторы. Главное значение в условиях образования месторождения имеет пермский магматизм [9]. Эффузивно-осадочные отложения тастыкудукской и кунгисаякской свит составляют всего лишь малую долю благоприятной локализацией руды. Основной рудный материал сосредоточен в интрузиях саякского комплекса. Расположение в пространстве рудоносных интрузий зависит от структурных особенностей территории. Глубинные тектонические участки характеризуются значительной магмопроницаемостью. Таким образом, выделяются следующие основные положения:

- формирование осадконакоплений терригенно-флишеидной и карбонатно-терригенно-вулканогенной формации,
- нахождение глубинных тектонических зон,
- использование нижнепермских интрузий саякского комплекса

Расположение месторождения в пространстве связано со структурным строением рудоконтролирующей Иткудук-Бактайской зоны. Мощность зоны минерализации достаточно большая, характеризуется кулисообразным строением. Длина – до первых километров, мощность – от первых метров до десятков метров. В каждой рампе тела минерализованных гидротермалитов резко направлены на северо-запад под углом 75...85 град. Наибольшие преобразования и сульфидная минерализация приурочены к центральным частям зон. Руды значительно пиритизированы по всей массе. Наружное обрамление зон составляют жилы, просечки, включающие мелко- и среднекристаллические молочно-белые кварцевые образования.

Значительное количество кварцево-жильных зон распределено в интрузиях, которые резко выклиниваются и затухают в вмещающих осадочных породах. В зависимости от расположения в пространстве подразделяются на юго-восточную, южную, северную, северо-восточную. Протяженность между зонами составляет от нескольких метров до 45...50 м.

Морфология рудных тел. Морфология рудного тела представлена кварцево-жильным образованием, протяженность которого составляет 2,4*0,6 км. Структура выражена системой субпараллельных жильных зон, включающих в себя параллельные прожилки. Центральные части заполнены кварцем, мощность которых достигает до нескольких сотен сантиметров. Кварц включает бедную вкрапленность сульфидных минералов (пирита, халькопирита, арсенопирита).

Наибольший интерес в строении жильного тела представляют участки околожильных изменений, представленные метасоматитами: кварц-серицитовыми и кварц-карбонатными. Из вторичных изменений подвержены хлоритизированным и карбонатным породам. Анализируя ассоциации вторичных минералов, классифицируется как березиты, включающие золотосульфидное оруденение [10].

Контактовая метаморфическая окраина вокруг массива имеет ширину несколько сотен метров и представлена биотит-плагиоклазом на песчаниках и алевролитах, сульфидной минерализацией в виде неоднородного распределения пирита.

Явление постмагматического метасоматоза более разнообразно. На ранней стадии оно характеризуется хлоритизацией, хлоритизацией, скарнизацией и другими процессами, на поздней стадии породы подвергаются альбитизации, калиевому полевоому шпатированию, окварцеванию и серицитизации.

Основными разработками являются силиконизация и серицитизация. Явление окварцевания в рудном поле проявлялось многократно, и было обнаружено большое

количество массивных поясов окварцевания, линейных и планарных сетевых систем, единичных кварцевых жил и золотоносных минерализованных кварцево-жилных толщ. По краю кварцевых жил широко развиты кварц-карбонатные и кварц-серицитовые образования – бейниты, содержащие также золото [4].

По пространственному положению все рудные тела исторически условно делятся на четыре группы: северная, северо-восточная, южная, юго-восточная. Данное разделение тогда имело смысл, так как количество рудных тел лишь немного превышало два десятка и за основу были взяты непосредственно кварцево-жилные зоны.

Месторождение разведано скважинами с поверхности в основном по сети 40 x 20 м. Сгущение сети до 20 x 10...20 м в профилях с № 15 до № 23.

Максимальные глубины подсечения 230...340 м.

Геолого-промышленный тип и генетический тип месторождения. Типы руд. Согласно существующей классификации, месторождение «Долинное» относится к золото-сульфидно-кварцевому в интрузивных комплексах геолого-промышленному типу. По генетическому типу – к плутоногенным гидротермальным образованиям.

На месторождении выделяется один кварц-золотосульфидный тип руды. Руда характеризуется убогой сульфидной минерализацией (по Н.В. Петровской сульфидов меньше 2 % от общей массы). Оруденение приурочено к многочисленным кварцево-жилным зонам, имеющим сложное внутреннее строение. Внешние части зон сложены хлорит-эпидотовыми породами, ближе к центру они сменяются березитизированными разностями и березитами, осевые части рудовмещающих структур выполнены кварцевыми жилами.

Основным пороодообразующим минералом, участвующим в строении рудных зон, является кварц, ему сопутствуют серицит, кальцит, хлорит и в значительно меньших количествах биотит, роговая обманка, пироксены, полевые шпаты, плагиоклаз и др.

Из первичных рудных минералов на месторождении развиты пирит, халькопирит, арсенипирит, золото, магнетит, алтаит, блеклая руда, сфалерит, ковелин, теллуру-висмутит и др.

По взаимоотношению минералов к текстурно-структурным особенностям руд, на месторождении выделяется семь минерально-парагенетических ассоциаций, сформировавшихся в определенную стадию рудного процесса – предрудную, рудную и пострудную [11].

В раннюю, предрудную, березитовую стадию сформировалась магнетит-карбонат-кварц-серицитовая ассоциация минералов, которая встречается в березитах и березитизированных породах, развивающихся в зальбандах жил.

Сведения о попутных компонентах

Руды месторождения практически монокомпонентны, промышленную ценность в них представляет лишь золото, которое присутствует преимущественно в самородном виде. Кроме золота в рудах месторождения присутствуют в весьма низких концентрациях серебро, мышьяк, сурьма, висмут, свинец, цинк, теллур, кобальт, никель, вольфрам и другие металлы, которые могут представлять только геохимический интерес.

Генезис месторождения. Все гидротермально-метасоматические преобразования на месторождении явились следствием многоэтапных постмагматических процессов, проявленных при формировании рудоносного массива.

С габброидами I фазы сопряжены дорудные изменения, вызывшиеся в образовании пропилов актинолит-эпидотовой фации. Внедрение габбро-диоритов «степнякитов» и мелкозернистых диоритов II фазы сопровождалось скарнированием пород и формированием мелких линз гранатовых, гранат-эпидотовых скарнов и эпидозитов. С грано-

диоритами III фазы связаны процессы калиевого метасоматоза, обусловившего широкое развитие биотитизированных, калишпатизированных пород, а также развитие кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с молибденитом. На завершающей стадии становления массива после внедрения дайковых образований (диоритовых порфиритов, гранодиоритов) проявился процесс предрудной березитизации, сопровождающей формирование слабоминерализованных кварцевых жил I генерации. Позже проявились кварцевые жилы II генерации, несущие основную рудную нагрузку. Эти жильные образования секут дорудные березиты и жилы I стадии. По мере затухания гидротермальной деятельности, на месторождении сформировались безрудные жилы III генерации (эпидотовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-кварцевые, эпидот-кальцитовые жилы и прожилки). Процесс завершился образованием цеолитов и гипсовых прожилков [12].

Характеристика проявленных изменений приводится ниже.

Пропилиты и пропилитизированные породы замещают габбро I фазы внедрения. Наиболее широко они проявлены в южной части месторождения, где образуют широкие (до 100...150 м) линейные крутопадающие зоны на обособленных участках. При слиянии зон сформировались крупные поля пропилитизированных габбро. Визуально они выделяются среди темноцветных основных пород, почти белым, придающим им облик диоритов, цветом.

Внешние зоны пропилитов сложены слабо пропилитизированными габбро. Изменения начинаются с замещения первичной роговой обманки вторичной, при этом плагиоклаз остается неизменным, структура пород полностью сохраняется. Ближе к осевым частям зон темноцветные биотит и пироксен замещаются хлоритом, структура магматитов становится гетеробластовой. Внутренние зоны пропилитов представлены актинолит-эпидотовой ассоциацией. Породы приобретают гетеробластовую, гранобластовую или фибробластовую структуру, образованную длиннопризматическими выделениями актинолита, в которые вкраплены редкие кристаллы эпидота и кварца.

Чаще всего на месторождении встречаются переходные типы пород, отвечающие граничным фациям внешней и внутренней зон пропилитизации. Они могут быть отнесены к наиболее глубинному эпидот-актинолитовому ряду образований, сформировавшихся на глубинах более 3,0 км в температурном интервале 470...360 °С. Эти температуры определяют щелочную реакцию в щелочно-хлоридных растворах. Процесс преобразований характеризуется привнесением кремния и алюминия.

Известковистые скарны и автореакционные скарнированные породы пользуются на месторождении крайне ограниченным распространением. Они образуют серию разрозненных, мелких, жилообразных тел (гнезд), размеры которых редко превышают несколько десятков метров (к-95 в юго-восточной части месторождения). Скарнированные породы развиваются по вмещающим осадочным породам (к-95, 96, скв. 268 инт. 257,5...258,0) и базальтам (скв. 113 инт. 160...165,5 м). Они представляют собой плотные образования с хорошо заметными выделениями граната. Содержание последнего не превышает 25 %, количество везувиана достигает 45 %. Кроме названных минералов в породе присутствуют образования моноклинного пироксена (5 %), встречаются обособления эпидота и кальцита.

Скарны содержат убогую вкрапленность пирита и халькопирита, что не представляет практического интереса. Локальные повышения содержания золота в скарнах также мало интересны, так как носят единичный характер и связаны с наложенным прожилковым окварцеванием.

Калиевый метасоматоз наиболее полно проявлен в гранодиоритах III фазы, его следы отмечаются и в более древних породах.

В начальной стадии процесса и во вмещающих зонах калиевых метасоматитов наблюдается развитие обширных ореолов площадной биотитизации. В породах появляется мелкочешуйчатый биотит, распыленный по всей массе. При дальнейшем развитии процесса формируются калишпатизированные породы. Наиболее четко это проявлено на северном фланге месторождения, где калишпатиты образуют обширные поля. Внешне калишпатизированные породы характеризуются пятнистой окраской, обусловленной гнездообразными или линзовидными выделениями калиевого полевого шпата, что в целом придает породе розовато-красную окраску. Новообразования калишпата могут составлять до 50...100 % объема породы.

При максимальной интенсивности изменений идет образование калишпатовых прожилков мощностью до 1...2 см, при этом нередко образуются штокверки сближенных прожилков (до 3...5 на I п.м.). Мощность штокверковых зон достигает 30...50 м.

Во внешних зонах калишпатизированные породы полностью сохраняют свою первичную структуру. В них отмечается лишь слабая калишпатизация плагиоклаза вначале по периферии зерен далее – вплоть до образования антипертитов и полного замещения. Внутренняя зона калишпатизированных пород представлена породами, содержащими до 80...85 % новообразованного калишпата, 5 % позднего хлорита и, что очень характерно для данного месторождения, до 15...20 % крупного (2,5 мм) сфена.

Процесс калиевого метасоматоза завершился формированием кварц-калишпатовых, кварцевых, кварц-хлорит-карбонатных прожилков с молибденитом.

Березитизированные породы и березиты на месторождении образуют линейно-вытянутые ореолы, окаймляющие кварцевожильные образования, зоны дробления и брекчирования. Контакты зон постепенные, размычатые, наблюдается нарастание количества новообразований от периферии к центру. При этом происходит последовательная смена рассеянных пятен метасоматитов струйчато-блоковыми массами, а затем и сплошными участками блокового замещения.

Процесс березитизации начинается с замещения биотита вмещающих пород высокожелезистым хлоритом, магнетитом, в габброидах пироксен замещается кальцитом, кварцем, магнетитом; амфиболы в габбро и гранодиоритах замещаются мелкозернистыми агрегатами магнезиально-железистого хлорита, магнетита, кальцита и эпидота. Поэтому внешние зоны представлены как в габбро, так и в гранодиоритах альбит-эпидот-хлорит карбонатными ассоциациями. С приближением к центру по мере увеличения интенсивности гидротермально-метасоматических преобразований во внутренних зонах хлорит обесцвечивается, а затем замещается мусковитом, серицитом. Образовавшиеся таким образом березиты и тесно связанные с ними кварцевые жилы I генерации весьма слабо минерализованы.

К внутренним частям березитов часто приурочены жилы и прожилки кварц-карбонатного состава II генерации, несущие основную рудную минерализацию. Мощность этих жил колеблется от 20...40 см до 2,7 м (в редких раздувах) [13].

Развитая на месторождении кварц-серицит-кальцитовая ассоциация березитов относится к наиболее глубинной и высоко температурной фации, сформировавшейся в гипабиссальных глубинах порядка 1,5...3,0 км при температурах 300...350 °С (Русанов, 1989 г.). На значительную глубину вплоть до 300...700 м строение метасоматических зон остается неизменным.

Площадное распространение березитов на месторождении весьма неравномерное. В северной и центральной его частях ореолы березитизации в габброидах и в гранодиоритах характеризуются умеренными мощностями до 100...150 м, на юге, где больше развиты габброиды, березиты образуют узкие (до первых десятков метров) зоны

стабильно прослеживаемые на глубину без изменения состава и мощности. Подобное развитие процесса березитизации с образованием зон умеренной мощности (десятки и первые сотни метров) в соответствии с поисковой моделью золото-сульфидно-кварцевого месторождения, разработанной В.Б. Чекваидзе (1967 г.), характерно для верхнерудного уровня эрозионного среза. На основании сказанного можно предполагать, особенно в центральной и южной частях месторождения, наличие глубинных ореолов березитов максимальной мощности с богатым промышленным оруденением [14].

В пострудную стадию метасоматоза на месторождении проявился процесс прожилкового окварцевания. В это время образовались многочисленные прожилки эпидотового, эпидот-хлоритового, эпидот-кварцевого состава, которые наблюдаются практически повсеместно. Они выполняют разно ориентированные трещины, имеют сложную морфологию, часто ветвятся и быстро выклиниваются. Их мощность колеблется от десятых долей сантиметра до 1 см, углы падения меняются от 10° до 80°. Наиболее широко проявлены карбонатные и кварц-карбонатные прожилки. Они часто образуют очень густую сеть, которая нередко сопровождается сплошной карбонатизацией пород (скв. 350 – инт. 4...14,0 м, 14,0...21,3 м; скв. 296 – 22,5...41,2 м, 103,2...125,4 м; скв. 298 – инт. 229,6...244,0 м; скв. 555 – инт. 102...114,0 м, 229,5...331,8 м). Состав карбоната соответствует кальциту [15].

Прожилки гипса встречаются относительно редко. Они отмечены как на верхних, так и на нижних горизонтах месторождения. Цеолиты также редки, встречены в виде редких маломощных прожилков.

Заключение. Наиболее распространенной является золото-пирит-арсенопирит-халькопиритовая ассоциация. В этой же ассоциации широко распространено золото, которое наблюдается в виде тонкой вкрапленности или просечек в зернах более ранних сульфидов. Размер выделений золота от субмикроскопических до десятых долей миллиметра. По своему внутреннему строению рудная масса неоднородна. В ней ярко выражены вкрапленная, прожилковая, местами брекчиевая текстуры. Наибольшим развитием пользуется вкрапленный тип оруденения, при котором рудные минералы образуют тонкую или мелкую вкрапленность, реже гнезда. Вкрапленники рудных минералов обычно приурочены к зальбандам жил и прожилков, ксенолитам вмещающих пород. Прожилковая текстура наиболее часто наблюдается на трещиноватых участках рудных залежей.

Следует также отметить, что за всю историю работ на месторождении «Долинное» не были выявлены и не утверждались попутные полезные компоненты.

Каждый из охарактеризованных процессов является неотъемлемым этапом в формировании месторождения. В результате всех проявленных изменений в его пределах создавалась благоприятная рудогенерирующая среда щелочно-хлоридно-карбонатных растворов, насыщенных углекислым газом, азотом, метаном и водородом в диапазоне температур 80°...400° и давлении от 200 до 500 атм. В этих условиях возникли благоприятные энергетические и геохимические предпосылки для образования мощной рудолокализирующей кварцево-жильной системы концентрирующей золотопромышленное оруденение.

References

1. Burczew M.I., geologo-geofizicheskie metody' prognoza poiskov i razvedki mestorozhdenij nefi i gaza. – Moskva, 2011. – 285 s.
2. Rafailovich M.S. Geologiya zolota Central'noj Azii: evolyuciya orudneniya, metasomaticheskie formacii, eksplozivnye brekchii. – Almaty, 2013. – 423 s.
3. Annikova I Yu., Vladimirov A G., Smirnov S Z., Gavryushkina O A. Geology and mineralogy of the Alakha Spodumene Granite Porphyry Deposit, Gorny Altai, Russia // Geology of Ore Deposits. – 2016. – 58 (5). – P. 404-426.

4. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B. Early evolution of the Earth, beginning of its geological history: how and when granitoid magma appeared. – *Litosfera*, 2018. – Pp. 653.
 5. Redder E. Flyuidnye vklyucheniya v mineralah. – T.2: Ispol'zovanie vklyucheniij pri izuchenii genezisa porod i rud. – M.: Mir, 1987. – 632 s.
 6. Kudrin V. S. Zoloto-medno-molibden-vol'framovyj rudnyj pojas Tyan'-SHanya / V. S. Kudrin, S. G. Solov'yov, V. A. Stavinskij i dr. // *Geologiya rudnyh mestorozhdenij*. – 1990. – № 4. – S. 13–27
 7. Globa V.A. Zolotorudnye formacii oblastej podvzhno-poyasovoj aktivizacii Kazahstana // *Izv. NAN RK. Ser. geol.* – 2004. – № 3-4. – S. 110-114.
 8. Steve C.Brown A. Review of the Geology and Mineralisation of the Alumbra Porphyry Copper-Gold Deposit, Northwestern Argentina // *PGS Publishing, Linden Park, 2005 -16 p.*
 9. Cooke D.R., Holliday J.R. *Advances in Geological Models and Exploration Methods for Copper ± Gold Porphyry Deposits 2007.* – 19 p.
 10. Albert H. Hofstra, Constance J.Nutt Alligator Ridge District, East-Central Nevada: Carlin-type gold mineralization at Shallow Depths // *Economic geology*, 2003. – 17 p.
 11. Odins, P. (2011). HARP modelling – a new method of representing complex stratigraphic deposits, in Eighth International Mining Geology Conference Proceedings // Melbourne: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy. – 2011. – Pp. 395-402.
 12. A. Sinclair and G. Blackwell. *Applied Mineral Inventory Estimation.* Cambridge University Press, United Kingdom, 2002.
 13. Meruòka, V. - Polák, J.: Objektovì orientovaná analýza a design. *Softwarové noviny è. 1*, 1995. – Pp. 46-57.
 14. Kogan I.D. *Podschet zasov i geologo-promyshlennaya ocenka rudnyh mestorozhdenij.* – Moskva: Nedra, 1971.
-
-