

УДК 551.8553 (062+068)

Н.П. МАЙОРОВА

## ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Көп жылғы геология-металлогениялық іздестіру және барлау жұмыстарының нәтижесінде, геодинамикалық тұжырымдағы мобилисті ұстаным арқылы жинақты корытынды жасылды. Шыңғыз-Тарбағатай аймағындағы кенді белдеулердегі мыс, қорғасын, мырыш, алтын және сирек металды (Ta, Nb, Sn, W) кенорындар және геологиялық формацияны (свит, кешен), ғылыми бәсекелес максатта әдістемелі болжамдар түсті, сирек және асыл металды кенорындарда және геотектоникалық режимнің әртүрлі құрылымы зерттелді. Қысқаша петрохимиялық сипаттамадағы кенараласқан кешендер, минерагениялық типтендіру, олардың геохимиялық бағытталуы, кенорындарды хаттау, аймақтағы болжау қорлары көрсетілген.

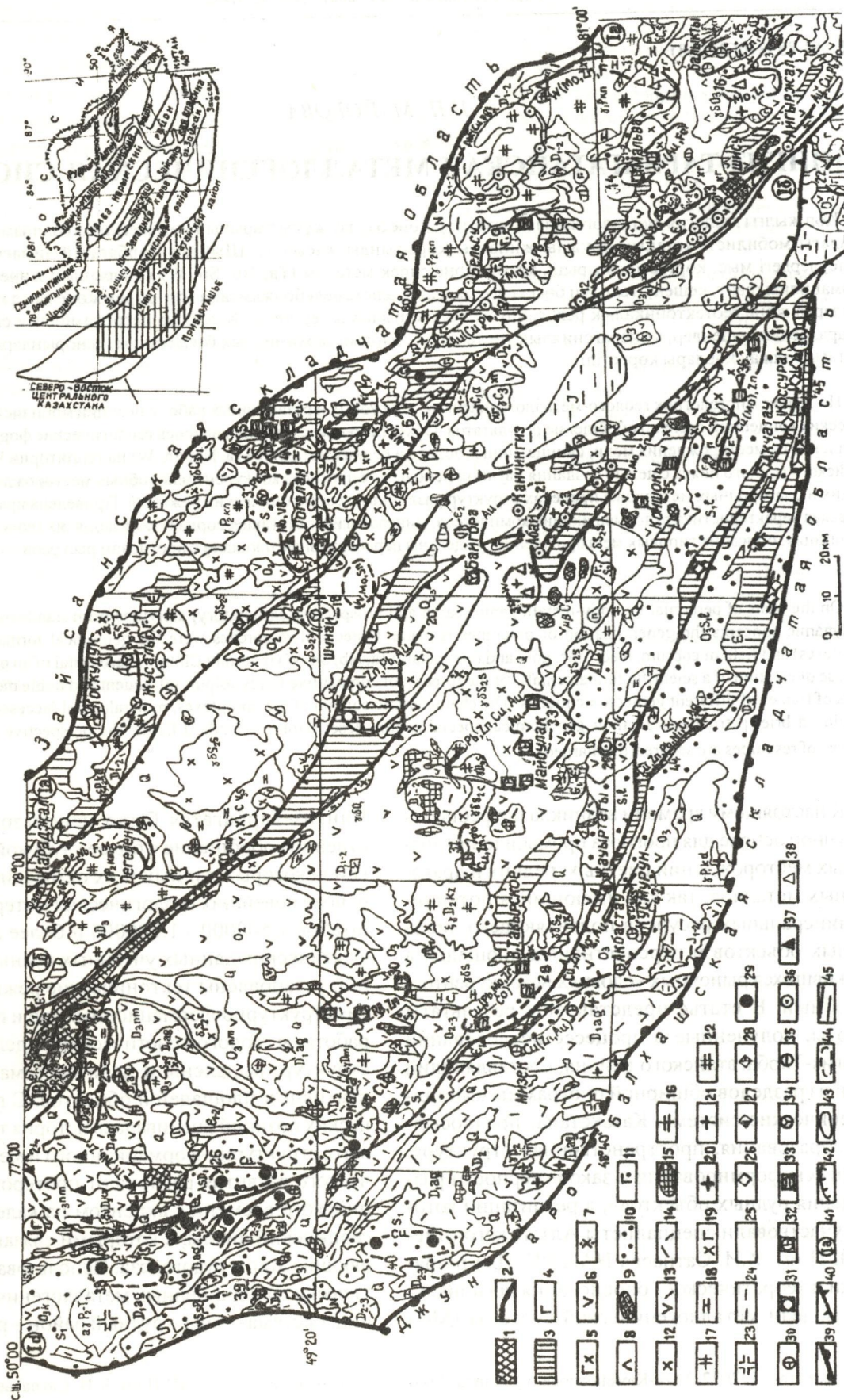
На основе многолетних геолого-металлогенических, поисковых и разведочных работ с позиций мобилистских геодинамических концепций сделано обобщение результатов. Объектами исследований являлись геологические формации (свиты, комплексы) и месторождения меди, свинца, цинка, золота и редких металлов (Ta, Nb, Sn, W) на территории Чингиз-Тарбагатайского рудного пояса с целью создания научной основы для прогноза конкурентоспособных месторождений цветных, редких и благородных металлов в пределах структур различных геотектонических режимов. Приведена краткая петрохимическая характеристика рудовмещающих комплексов, минералогическая (акцессорная) типизация, их геохимическая специализация, описание типовых месторождений, выделены перспективные площади с прогнозом ресурсов.

On the basis of perennial geology-metallogenic search and prospecting (exploratory) activities from stands mobilized of the geodynamic concepts the generalization of outcomes is made. Objects of researches were the geological formations (retinue, complexes) and field of cuprum, lead, zinc, gold and rare metals (Ta, Nb, Sn, W) in terrain Chingiz-Tarbagatai of an ore belt with the purpose of creation of a scientific fundamentals for the forecast of competitive fields colour, infrequent and noble metals within the limits of frames of different geotectonic modes. The characteristic contain of ore complexes, mineralogical (accessory) typization is adduced brief petrochemical, their geochemical specialization, description of standard fields, the perspective areas with the forecast of resources are secured (discharged).

К настоящему времени возникла потребность в научной основе для прогноза промышленно-значимых месторождений цветных, редких и драгоценных металлов, так как имеющийся потенциал минеральных ресурсов подавляющего числа рудных объектов и перспективных площадей в сложившихся рыночных условиях неконкурентоспособный. В статье представлены результаты работы, полученные в процессе исследований Чингиз-Тарбагатайского района, составляющий один из разделов обширной программы «Металлогенические системы Казахстана: предпосылки, образования, пространственная структура, процессы формирования и закономерности размещения рудных объектов», в реализации которой участвовали специалисты Алтайского отдела ИГН им. К.И. Сатпаева НАН РК. Для разработки и теоретического обоснования региональной модели металлогенической системы (МС)

Чингиз-Тарбагатай было использовано качественное обобщение с более глубокой проработкой некоторых данных и их осмысливанием. На основе новейших геологических материалов масштабов 1:500000 - 1:200000 и более детальных, фактических данных учтенных рудных проявлений установлены тектонические режимы развития структурно-формационных зон и подзон, разработаны геолого-генетические модели крупных структур, выделены и дана систематика перспективных площадей и объектов. С геодинамических позиций оценивалась история тектонического, структурно-формационного и металлогенического развития региона от протерозоя до альпийского времени с акцентом на каледонский и герцинский циклы, с которыми связаны определяющие этапы рудогенеза. Использование иерархически соподчиненных металлогенических единиц: система – зона – рудный район – рудная зона











– рудное поле – месторождение с выделением в их составе рудовмещающих комплексов (сидеритационных и магматических) и рудных формаций позволило системно раскрыть многообразие связей и свести их в единую теоретическую картину. Итогом работы является иллюстрация (карта) региональной модели металлогенической системы Чингиз-Тарбагатая, в легенду которой заложены геотектонические и геодинамические представления с отображением ранжированных элементов – зон, рудных районов и т.д. Модель может быть использована для последующего прогноза.

**МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.** 1. Для выделения ряда геологических комплексов, каждый из которых формировался в строго определенной геодинамической обстановке и является тем самым ее показателем, потребовалось использование основы геологической карты Казахской ССР масштаба 1:500000 серия восточно-казахстанская. Для конкретных отрезков геологического времени формационным методом было восстановлено пространственное распределение геодинамических обстановок и их соотношение между собой. Геологические формации, сформированные в одинаковых обстановках, но значительно удаленных друг от друга поясах, были объединены с целью изучения их латеральных связей, а также структурной и магматической зональности, что позволило уточнить их структурно-формационное и металлогеническое положение. Палеотектонический анализ проводился для геологических формаций докембрийского основания, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов по отдельным временным интервалам геодинамических (тектонических) обстановок, имеющих различную продолжительность и заключался в актуалистической интерпретации прошлых геодинамических обстановок.

2. На палеотектоническую основу были внесены фактически учтенные, в том числе и по геофизическим данным, проявления рудных точек. Это дало дополнительную геохимическую характеристику эндогенных процессов и позволило на основе их пространственного распределения выявить закономерности размещения эндогенных полезных проявлений во времени, установить генетические связи с рудовмещающими комплексами, в том числе и с магматическими. При этом использовался метод оконтурива-

ния структурно-формационных структур, отвечающих различным стадиям эволюции геодинамических обстановок и соответственно металлогеническим зонам, подзонам, узлам и т.д. Выделенные металлогенические структуры разделились на зоны с центральной, преимущественно халькофильной минерализацией и внешней, характеризующейся литофильным, прежде всего редкометалльным оруденением.

При таком подходе металлогенического анализа выявились закономерности пространственного распределения разновозрастных магматических комплексов и связанных с ними месторождений, закономерности латеральной металлогенической зональности, что привело в конечном итоге к выделению перспективных металлогенических структур.

## ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ГРАНИЦЫ И СОСТАВ ФУНДАМЕНТА

Чингиз-Тарбагайская металлогеническая система, рис. 1, [1, 2] (ЧТМС) – область развития каледонских и герцинских структур. ЧТМС вытянута в длину на 700 км при ширине 45-165 км. Граница на востоке проходит по Калба-Чингизскому разлому с Жарма-Саурской МС, северо-западное продолжение Чингиз-Тарбагатая ограничено Баянаульским прогибом, с юго-запада – Чингиз-Балхашским разломом герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой области.

Фундамент ЧТМС, предполагается, состоит из отдельных фрагментов блоков сиалической коры [1–3], сформированной в позднем докембрии, и разделенных подвижными раздвиговыми зонами, с которыми связано формирование новой коры субокеанического типа [4, 5]. На раннем дивергентном этапе ЧТМС представляла рифтовую структуру с утоненной континентальной корой и мантийным основанием с последующим становлением ее как протоокеаническое образование.

Морфология базальтового слоя, по геофизическим данным, совпадает с общим планом тектонических структур Чингиз-Тарбагатая и в общих чертах согласуется с простиранием изолиний мощности земной коры. Уровень поверхности базальтового слоя [6, 7] над локальными погружениями поверхности Мохоровича (М) до 50 км; поднятие поверхности Конрада до 20 км.



Северо-восточное погружение поверхности Мохоровича осложняется локальными поднятиями и прогибами поверхности Конрада, среди них Аркалыкский и Тарбагатайский выступы. Юго-западному погружению поверхности М соответствуют два локальных поднятия северо-западного направления базальтового слоя до 20 км - Акчатауское и Каиндинское. Прогибы и поднятия базальтового слоя совпадают с границами основных структурно-формационных зон. Участкам, отвечающим максимальной мощности базальтового слоя, свойственен базальтоидный магматизм.

В северо-восточной части ЧТМС отмечается ряд локальных понижений поверхности Конрада (26-28 км) [6, 7], соответствующих в верхних структурных ярусах участкам широкого развития герцинского гранитоидного магматизма.

Мощность базальтового слоя ЧТМС 28 км, положение его поверхности по сравнению с другими складчатыми структурами Восточного Казахстана самое высокое. Мощность земной коры 47,5-50,5 км, из них субокеаническая кора - 34-38 км. Необходимо отметить, что геофизическое сейсмозондирование указывает на докембрийское образование как единое целое с материалом мантии Земли. Мантийный магматизм проявлен на поверхности в виде протрузий и тектонических пластин серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов Жауыртагинского, Чингиз-Саурского надвигов и зоны Главного Чингизского разлома, где обнажаются прерывистые и дугообразные сутуры - Муржикская, Жауыртага, Кайнарская, Сарыкольская, Восточно-Чингизская и Тарбагатайская. Изучение [3, 4, 7, 8] химизма и взаимоотношений метаморфических пород с эклогитами позволяет предполагать, что фундамент имеет фемический профиль. Первичная консолидация обусловлена поднятием тяжелого подкорового материала, образовавшего выступ мантии в результате океанического рифтогенеза и спрединга раздвиговых зон, уравновешенного с сопряженными микроконтинентами.

Вещественная деградация первичной коры осуществлялась по пути дебазификации и представлена реликтами меланократового фундамента в виде гнейсов-реститов-амфиболитов, близких по составу габбро-диоритам.

Преобразование [8, 9, 10], вероятно, происходило в виде регионального диафтореза и с обра-

зованием гранулитов, затем амфиболитов и разнообразных сланцев, то есть наблюдается процесс «удревнения» ультрамафитов-мафитов фундамента его фазовыми и фракционными петрологическими переходами - расслоением полосчатых комплексов. Затем они подвергались пространственно-зональной метасоматической диоритизации-гранитизации. Метасоматоз сопровождался выносом мафических компонентов (Fe, Mg, Co). Тренд химического состава [10] амфиболитов, диафоритов, сланцев фрагментов (глыб) этого субстрата докембрия схож с трендом эволюции магматических пород ряда базальт-габбро-диорит-гранодиорит-гранит.

А.Н. Нурлыбаев [10] предполагает, что это вещество представляет собой второй этап регионально-планетарного преобразования вещества Земли. К настоящему времени докембрийские образования (реликты фундамента) представляют фрагменты дугообразного офиолитового пояса, преобразованного срединно-океанического хребта Палеоазиатского океана [9, 11, 12, 13].

## СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ, РУДОВМЕЩАЮЩИЕ (СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ) КОМПЛЕКСЫ

Структурные ярусы образуют докембрийский, каледонский, герцинский, мезокайнозойский этажи [1, 2, 3, 5].

*Докембрийский* этаж (ярус) обнажен на северо-востоке (северные склоны гор Муржик) и на юго-западе (Шаткаланский горст) ЧТМС и представлен метаморфитами и гипербазитами. Гипербазиты, в основном, сконцентрированы в осевой части жауыртагинской ветви Акчатауского антиклинория и образуют пояс длиной 50 км. Отдельные массивы (Дагандалы и Караузек) расположены в зоне сопряжения ЧТМС и северного Прибалхашья. Обнажены гипербазиты и в Шаткаланском горсте, контролируются разломами северо-западного, реже субмеридионального простирания.

*Каледонский* этаж состоит из трех структурных ярусов. Нижний сложен океаническим ( $E_1 - E_2$ ,  $E_1$ ,  $E_2$ ), средний - островодужным ( $E_3 - O_3$ ) и верхний - аккреционным ( $O_3 - D_1$ ) комплексами пород (рис. 1).

*Нижний ярус* представлен отложениями кембрийского времени, которые развиты в цент-



ральной и северо-восточной частях ЧТМС, слагающая ядерные части крупных поднятий. В виде отдельных выступов они обнажаются в пределах хребтов Акчатау и Тарбагатай, в горах Муржик и Токай. Отложения кембрийской системы представлены нижним, средним и верхним отделами. Завершается этап формирования нижнего яруса проявлением складчатости и внедрением в зонах спрединга габбро-диабазов (игиликский комплекс  $E_1$ ), а в зоне океанических поднятий сформирован пояс габбро-плагиогранитов (канчингизский комплекс  $E_2$ ).

*Средний ярус* сложен образованиями верхнего кембрия, среднего, частично верхнего ордовика и представлен серией островодужных вулканогенно-осадочных формаций (карагатуйская, маматская, сарышокинская, намасская, талдыбайская, абайская, найманская, бестамакская, саргалдакская, акдомбакская свиты).

*Третий структурный ярус* выражен аккреционными комплексами ( $O_3$ -S) молассовой в виде вулканогенно-осадочной (альпейская, жумахская, доненжальская свиты) и габбродiorит-гранодиоритовой формаций. Интрузии в аккреционном ряду представлены габбро-гранодиорит-гранитами (сарыкольский комплекс  $S_2$ ).

Герцинский этаж ЧТМС представлен несколькими структурными ярусами [ 6 ].

*Нижний ярус* сложен образованиями краевого вулканического пояса, сформированного в окраинно-континентальных условиях. На востоке системы он в виде фрагментов базальт-андезито-риолитовой (наземной) формации (баянаульская свита  $D_{1,2}$ ); на западе краевой вулканический пояс представлен дацит-риолитовой наземной формацией (айгыржальская,  $D_{1ag}$ , иргалийская  $D_{2i}$  свиты). Интрузивные комагматиты, отвечающие монзонит-граносиенитовой (карасорский,  $D_{1,2}$  комплекс), гранит-граносиенитовой (кызылобинский,  $D_2$  комплекс), гранит-лейкогранитовый (саргалдакский, чингизский  $D_3$  комплекс) формации, входят в состав ниже-среднедевонского яруса.

*Верхнедевонско-каменноугольный ярус* имеет незначительное распространение и проявлен отложениями, сформированными в остаточных морских бассейнах (морская известняково-терригенная формация) и наложенных угленосных впадинах (параллическая угленосная).

*Нижнепермско-триасовый структурный*

*ярус* имеет широкое развитие в виде интрузивных гранитоидных образований пермского времени (кокдалинский, сарышокинский, топарский, акчатауский, керегетас-эпинский, кызылрайский, уштобинский, кокдомбакский комплексы [ 1, 2 ], рис. 1).

*Мезозойский структурный ярус* фиксируется наложенными молассовыми лимническими грубообломочными отложениями в виде мульды в юго-восточной части Центрально-Чингизской подзоны.

*Кайнозойский структурный этаж* маркируется вещественным составом групп лимнических и полифациальных сероцветных формаций, сформированных в платформенных континентальных условиях.

В структурных ярусах ЧТМС (рис. 1) сформированы рудноседиментационные и рудномагматические комплексы. К рудноседиментационному комплексу докембрия относится толща сланцево-амфиболитовой (PR) формации, имеющая ограниченное распространение в виде небольших блоков метаморфических пород в восточной части Акчатауского поднятия, на северных склонах г. Муржик (муржикская серия) и в Шоткаланском выступе Абралинского прогиба. Образования превращены в различные сланцы и порфиритоиды и сложены, в основном, составляющей офиолитовой ассоциации. Главная роль принадлежит афировым лавам низкокальциевых базальтов, в парагенезисе с которыми находятся их лавобрекчии и туфы, микрокварциты по яшмам и известнякам, граувакковым песчаникам, алевритам, кремнистым туффитам; мощность серии 3100 м. Абсолютный возраст базальтов, вмещающих известняки,  $665 \pm 60$  млн. лет, верхний предел карабулакской свиты датируется  $587 \pm 50$  млн. лет. Базальты по химическому составу близки океаническим толеитам. Контролируются ассоциации офиолитов глубинными разломами северо-западного направления.

В рудолокализирующих структурах сланцево-амфиболитового рудноседиментационного комплекса сформированы стратиформный (Mn, Fe, Cu, Zn) и полиметаллический (Cu, Pb, Au) типы оруденений (рис. 1).

*Кембрийский рудноседиментационный комплекс* объединяет отложения яшмо-спилит-диабазовой формации, сформированной в условиях вулканогенной океанической обстановки. Яшмо-



спилит-диабазовая формация включает ранне-среднекембрийские отложения, они расчленены [3] на балкабекскую и ушкызыльскую, окпектинскую и шапакскую свиты.

С кембрийским рудноседиментационным комплексом ассоциирует стратиформный вулканогенно-осадочный Mn (Fe), Cu, Zn железорудный (колчеданно-полиметаллический) тип оруденения в виде морфологически выраженных пластообразных залежей, линз (Акчатау).

*Позднеордовикско-раннедевонский* молассовый карбонатно-терригенный рудноседиментационный комплекс ( $O_3-D_1$ ) широко распространен и образует пространственно разобщенные полосы, протягивающиеся из района южных хребтов Тарбагатай к пос. Кайнар и далее на северо-запад. Молассы (нижнесилурийские отложения альпейской свиты - зеленоцветные песчаники и алевролиты с прослоями известняков с горизонтами конгломератов, прослоями андезитовых порфиритов и туфов) распространены в Акчатауском поднятии, Абралинском горсте.

Верхнесилурийские образования [3] жумакской, доненжальской свит (красноцветные песчаники, туфы, вулканические конгломераты, прослои базальтов) мощностью 2000 м последовательно наращивают образования нижнего силура и развиты в Шунайском прогибе и Тундык-Ашисуйской впадине. С силурийским рудноседиментационным комплексом связаны россыпные проявления титано-магнетитовых песчаников (р. Байжан) в Каршигалинском грабене. Кроме того, они являются рудовмещающей средой медножелезородных скарновых проявлений (Приречное, Карлыбулак), медно-порфировых (Балаурпек, Каншоки), скарновых полиметаллических с золотом (Майбулак) и с молибденом (Шарабай, Жангиз-Тау, Сарыколь).

*Позднедевонский-раннекаменноугольный* известняково-терригенный рудноседиментационный комплекс распространен ограниченно, имеет резко сокращенные мощности, выполняет узкие, обычно приразломные мульды. Представлен комплекс известняками, песчаниками, алевролитами, алевропелитами. Мощность колеблется от 20 до 180 м (р. Аягуза), в районе г. Беркара - составляет от 400 до 900 м (горы Ордатас, Догалан). С нижневизейским седиментационным комплексом (паралическая угленосная формация)

ассоциируют проявления угля, железа и сосредоточены в Шунайском прогибе. Крупные угленосные площади расположены в Аягузском районе и восточнее г. Беркара, Догалан, южнее гор Бакшоки и Ордотас. Осадочные железные руды встречаются в нижневизейских угленосных пачках, часто находясь в тесной пространственной связи с углистыми пластами. В Западно-Чингизской зоне с морской карбонатно-терригенной формацией ( $D_3-C_1$ ) ассоциирует марганцевый седиментный тип оруденения, выражен морфологически пластами, горизонтами, линзами (Муржик).

*Рудномагматические* комплексы в формировании Чингиз-Тарбагатайской металлогенической системы занимают ключевую позицию.

Докембрийский цикл характеризуется проявлением мантийного магматизма, сохранившегося в виде протрузий и тектонических пластин серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов Жауыртагинского, Чингиз-Саурского надвигов и зоны Главного Чингизского разлома, где обнажаются прерывистые сутуры (Муржикская, Жауыртага, Койнар, Сарыколь, Восточно-Чингизская и Тарбагатайская), являющиеся фрагментами зон спрединга.

Альпинотипные гипербазиты находятся в аллохтонном залегании, они четко контролируются Co-Ni минерализацией. Проявления Cu, Co, Ni, Cr образуют тела линзообразной и неправильной формы, представлены бирбиритами с натечными вторичными минералами Ni, Co. Размеры участков кор выветривания по серпентинитам достигают сотни и тысячи квадратных метров. С гипербазитами ассоциируют проявления ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней (хризопразы, жадеиды).

*Ранне-среднекембрийский* рудномагматический комплекс распространен в осевых частях Жауыртагинской и Канчингизской сутурах, а также в отдельных горстовых поднятиях в пределах хребтов Акчатау, Тарбагатай, горах Муржик, Токай, оз. Алкамерген.

Вулканогенная фаза представлена раннекембрийскими толентовыми базальтами (образования балкабекской свиты характеризуются натриевой щелочностью) и их латеральными аналогами - среднекембрийскими отложениями риолит-дацит-андезит-базальтовой формации (коксенгирская, зербызыльская, майданская свиты). С ними ассоциируют протяженные зоны марганце-



вой, колчеданной минерализации, характеризующиеся гидротермально-осадочным и комбинированным способами рудообразования и стратиформностью локализации (Акчатау, Коссурак, Бала-Коксенгир, Бедуик и др.). Интрузивная составляющая ранне-среднекембрийского рудномагматического комплекса представлена габброидами игилийского и габбро-плагиогранитами канчингизского комплексов.

Канчингизский рудномагматический комплекс распространен в Кан-Чингизском поднятии и представлен телами акмолитовидной формы плагиогранитного и габбро-диорит-плагиогранитного состава. Наиболее представительными являются Усть-Карасуйский, Кан-Чингизский, Кельдененский, Мукурский массивы. Интрузивы образуют протяженный пояс длиной свыше 300 км, контролируемый региональным Чингизским разломом и сопряженными с ним нарушениями. Рудномагматический комплекс соответствует щелочноземельной серии, обеднен щелочами, разновидности кислого состава пересыщены кремнеземом. Геохимическая особенность комплекса - обогащенность медью, никелем, кобальтом, галлием, рубидием, цезием, скандием и наличие в нем проявлений колчеданной полиметаллической рудной формации (месторождения Аягуз, Баритовое, Егиз-Кызыл, Жусалы, Коскудук, Абай, Бирлик и др.).

*Ордовикский* (космурунский) рудномагматический комплекс распространен в пределах Абралинской и Акбастауской подзон. Представлен изверженным магматизмом и вмещает медно-цинковый с золотом тип оруденения, являющийся ведущим в районе (месторождения Акбастау, Космурун, Мизек, Сувенир). Вулканы относятся к дифференцированной базальт-андезитовой формации (найманская, бабанская и др. свиты) с наличием в них продуктивных медно-цинковых, богатых золотом, уровней. Интрузивный магматизм (диорит-плагиогранитовая формация) генетически связан с вмещающей его вулканогенной толщей средне-верхнекарадокского возраста (бабанская свита). Интрузии космурунского комплекса слагают Космурунский, Бабанский, Бактауский и др. массивы. По химическому составу они образуют ряд от средних типов гранитов до кварцевого габбро. Геохимически интрузии обогащены медью, цинком, молибденом, кобальтом. Рудномагматическому комплексу присуща фаци-

альная изменчивость и значительная мощность 3400-3500 м.

*Позднесилурийский* (сарыкольский) рудномагматический комплекс представлен многообразием состава пород и многофазностью крупных плутонов. Последние образуют два сигмообразных протяженных пояса, смещенных относительно друг друга асимметрично, в коллизионных (надсубдукционных) условиях в виде дугообразного поднятия в Шунайском прогибе; массивы Северо-Бурлюганский, Южно-Бурлюганский, Баимбетский, Сагалдакский, Четский и др. слагают гранодиоритовый пояс Абралинской дуги. В комплексе выделены четыре фазы, соответствующие этапам коллизии (преобладают по составу гранодиориты). Возраст формирования имеет разбросы 400-460 млн. лет. Принадлежат известково-щелочной ассоциации с резко выраженной натриевой специализацией. Геохимически комплекс обогащен медью, скандием, цезием, рубидием. Акцессорные минералы: апатит, сфен, рутил, ильменит, циркон. С верхнесилурийским рудномагматическим комплексом парагенетически ассоциирует скарновое (Fe, Cu, Pb, Zn), полиметаллическое (Егиндыбулак), полиметаллическое с золотом (Майбулак), полиметаллическое с молибденом (Жумак) оруденения. Оруденение скарновой железорудной, меднорудной, полиметаллической, медномолибденовой и меднозолоторудной рудных формаций размещается зонально [1, 2, 4-8].

*Девонский* рудномагматический комплекс Чингиз-Тарбагатайской металлогенической системы представлен коромантийным магматизмом (наземная базальт-андезит-риолитовая  $D_{1-2}$ , монзонит-граносиенитовая, гранит-граносиенитовая  $D_2$ , гранит-лейкогранитовая  $D_3$  формации).

Магматиты девонского рудномагматического комплекса сформировали Восточный, Центральный и Западный вулканоплутонические пояса, имеющие северо-западное генеральное простирание (рис. 1), [9]. Восточный вулканоплутонический пояс расположен в Аркалыкской подзоне, частично выполняя поднятие Шунайского прогиба. Центральный пояс окаймляет Абралинскую дугу. Вулканогенные образования и их эффузивные аналоги слагают северо-западную часть Акбастауской подзоны. Интрузивные составляющие (карасорский, кызылобинский, саргалдакский, чингизский комплексы) сформирова-



ны в две фазы с преобладанием лейкогранитов и принадлежат известково-щелочному, чаще плюмазитовому ряду. Абсолютный возраст соответствует 308-397 млн. лет. Геохимически обогащены молибденом, медью, цинком, цирконием, кобальтом, марганцем. Акцессории: апатит, сфен, рутил, ильменит, циркон.

С девонским рудномагматическим (саргалдакским) комплексом ассоциирует скарновое редкометалльно-молибденовое оруденение (Акбиик III, Приречное, Саргалдак) и оно сконцентрировано в известняках, в восточном экзоконтакте Саргалдакского массива.

Ниобий-молибден-циркониевая минерализация генетически связана с телами порфиров вулканоплутонического пояса и проявлена минерализованными зонами (рудопроявления Бокай, Абай). Золото-барит-полиметаллическое, а также медно-порфировое оруденение имеет тесную парагенетическую связь с субвулканическими  $D_{1-2}$  порфировыми телами (Домрат Южный, Иргайлы II, Бестамак II).

*Нижнекаменноугольный* (аягузский, саурский) рудномагматический комплекс проявлен в Аркалыкской и Шунайской подзонах и представляет собой вулканоплутонические ассоциации габбро-диорит-гранодиоритовой серии, сформированной в две фазы; принадлежат к щелочноземельному ряду пород, характеризуются обогащенностью глиноземом и полевошпатовой известью. Геохимически специализированы на Au, Cu, Co, Mo, Zn. Акцессорные: апатит, сфен, магнетит, ильменит, циркон, пирит, барит. Радиологический возраст, определенный К-Аг методом по биотиту 365 млн. лет. Рассматриваемый рудномагматический комплекс характеризуется развитием преимущественно кварцевожильного золото-барит-полиметаллического оруденения (Сункар, Мальва, Ашису, Айгыржал), ассоциирующего с субвулканическими дайками [6, 7].

*Пермский* [1, 2, 9] (кокдалинский, сарышокинский, топарский, жарминский) рудномагматический комплекс представлен гранитовой, лейкогранитовой (кандыгатайский, акчатауский, комплексы), гранит-граносиенитовой (керегетас-эспинский, кызылрайский, уштобинский, кызылкайнарский комплексы) формациями. Комплексы, относящиеся к гранитовой формации, сформированные в зоне сочленения структур Чингиза и Северного Прибалхашья, образуют плутонический

пояс, контролируются нарушениями, входящими в систему глубинного Чингиз-Балхашского разлома. Формирование трехфазное: сиенит-диориты (I фаза), кварцевые сиениты (II фаза), лейкократовые граносиениты и граниты (III фаза). По химическому составу отвечают нормальному ряду натриевой серии, низкоплюмазитовые, умеренной основности, высокоглиноземистые, геохимически обогащены медью, молибденом, оловом, скандием, рубидием, свинцом, кобальтом, никелем, хромом, ванадием. Акцессории: сфен, апатит, циркон, ильменит, магнетит. Абсолютный возраст 262-303-317 Млн. лет. С ними парагенетически ассоциируют скарновое магнетитовое оруденение с наложенной медной минерализацией. Для гранитоидов жарминского комплекса характерны метасоматиты и редкометалльное оруденение.

Комплексы, относимые к лейкогранитовой формации субщелочные, характеризуются повышенной калиевоcтью, повышенной кремнекислотностью ( $Q = 27-30$ ), высокой глиноземистостью и низкой основностью. Формируют лейкограниты плутонические пояса Аркалыкской и Шунайской подзон, которые продуктивны на редкометалльно-редкоземельное оруденение: скарновое, пегматитовое, грейзеновое. Абсолютный возраст 260-290 млн. лет. Комплексы, объединенные в гранит-граносиенитовую формацию, имеют развитие в Абралинской, Шунайской подзонах и бортовых структурах ЧТМС, сформированы в две фазы, абсолютный возраст в пределах 260-290 млн. лет. Соответствуют щелочному ряду, щелочно-агпаитовые (низкоплюмазитовые), высокой основности и весьма высоко глиноземистые. Геохимически обогащены цирконием, ниобием, иттрием, иттербием, церием, лантаном, эрбием. Акцессории: сфен, циркон, апатит, флюорит, магнетит. Отличаются редкоземельным оруденением (Арсалан, Кшиорда). Таким образом, пермский рудномагматический комплекс характеризуется редкометалльно-редкоземельным оруденением, с гранитовой формацией  $P_1$  ассоциируют кварцевожильные молибден-вольфрамовое рудопроявление (Актас), полиметаллические проявления с молибденом. С лейкогранитовой формацией  $P_2$  генетически связаны пегматитовые (Аркат, Догалан и др), скарновые (Каражал) и грейзеново-кварцевожильные (Жаман-Койтас) типы месторождений. Щелоч-



ногранитная формация  $P_2-T_1$  имеет редкоземельную специализацию (Кшиорда, Арслан, Доненжал).

### АНАЛИЗ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РУДОВМЕЩАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ, ЭТАПЫ ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Метаморфические толщи PR (офиолиты) по своей природе соответствуют образованиям океанической коры спрединговой зоны Палеоазиатского океана [6, 7, 8, 12]. Метаморфизм и деформации относятся к интервалу 800-900 Млн.лет.

Кембрийский рудномагматический комплекс соответствует толщам океанического бассейна. Интрузивная серия представлена магматами канчингизского и игиликского комплексов.

Ордовикские (космурунский, чаганский) рудномагматические комплексы отвечают времени салаирской складчатости, их природа островодужная. Принадлежность к известково-щелочной серии, преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и их существенно натровый петрохимический характер является особенностью состава комплекса.

Гранитоидная серия сарыкольского комплекса, вероятно, формировалась на окраине континента. Для гранитоидов характерно повышение щелочности пород вглубь континента. Одновозрастные с гранитоидами сарыкольского комплекса осадки представлены молассой, сформированной в результате коллизии.

В девонское время ЧТМС [9] представляла активную континентальную окраину с продуцированием эффузивного и интрузивного коромантийного магматизма (наземная базальт-андезит-риолитовая, монцонит-граносиенитовая, гранит-лейкогранитовая формации). Природа вулканогенных комплексов щелочноземельная, по мере удаления от края становится щелочной.

Результатом коллизий (позднедевонско-раннекаменноугольный этап) с одной стороны явилось формирование новообразованных наложенных мульд с развитием параллических угленосных формаций (морская известково-терригенная), а с другой стороны - становление образований вулканоплутонической ассоциации габбродиорит-гранодиоритовой формации (аягузский, саурс-

кий, балхашский комплексы).

К коллизионной природе относится и формирование гранитоидов позднекаменноугольного возраста (бокалыкский, шангирауский, салдырминский комплексы) с возникновением интрузивного пояса. Размещается он на границе сопряжения каледонид с герцинскими структурами регионального глубинного разлома. Гранитоиды отвечают нормальной щелочности, с преобладанием натрия, обладают пересыщенностью глиноземом, возраст 320-344 Млн.лет.

Пермские интрузивные комплексы в пределах ЧТМС представлены телеорогенными гранитоидами, обусловленные тектоно-магматической активизацией и проявленным динамичным развитием герцинских структур эпикаледонского массива. Гранитоиды представляют собой коллизионно-консолидационную фазу эпиконтинентального Чингиз-Тарбагатай, фиксируя этапы гранитовой (кокдалинский, сарышокинский, топарский комплексы), лейкогранитовой (кандыгатайский, акчатауский), гранит-граносиенитовый (керегетас-эспинский, кызылрайский, уштобинский, кызылкойнарский) формаций, соответствующих компенсирующим орогенным поднятиям; щелочной вулканизм связан с рифтогенезом.

Палеометаллогенический анализ показал, что докембрийские океанические комплексы обладают сидерофильным оруденением (Fe, Mn, Co, Ni, Cr), образования гипербазитовой формации контролируют Co-Ni оруденение. Океанические комплексы яшмо-спилит-диабазовой формации кембрия характеризуются сидерохалькофильным металлогеническим профилем. Протяженные линзы колчеданного оруденения проявлены в зонах базальтоидного вулканизма. Повышенное содержание Cu и Ag свойственно кремнисто-терригенным фациям. Углисто-известковисто-кремнистые фации с горизонтами спилитов содержат зоны марганцевой, серноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации с примесью спектра халькофильной группы элементов.

Габбро-диабазовая (игиликский комплекс) и габбро-плагиогранитовая (канчингинский комплекс) формации характеризуются слабовыраженной медной металлогенией. Общий геохимический профиль - Fe, Mn, Cu.

Ордовикские островодужные формации известково-щелочной натриевой серии подвержены



зеленокаменному изменению пород и формированию в них ведущего в ЧТМС медно-цинкового оруденения. Особенностью металлогении этих комплексов является золото-медно-цинковый (Au, Cu, Zn) геохимический профиль.

Силурийские вулканогенные молассы и гранитоиды сарыкольского комплекса – продукты стабилизации островодужного процесса [4, 5, 12], фиксируют становление гранитно-метаморфического слоя и выступают индикаторами изменения металлогенического профиля, выразившиеся в появлении Mo, Pb, Ag, сохранив при этом халькофильные (Cu, Zn, Au) элементы. Во фронтальной части ЧТМС локализовались золоторудные проявления кварцевожильной формации (Канчингиз). Для тыловых областей (Абралинский прогиб и северо-восточный борт Аркалыкского поднятия) характерно медно-порфировое оруденение с молибденом (Балаурпек, Ушбала, Джеланда), скарновое проявление меди в рифтогенных структурах (Приречное, Карлыбулак, Аргышоки).

Металлогения ЧТМС в период герцинского цикла приобретает редкоземельно-редкометалльный профиль, уменьшается роль золота, меди. Субвулканические порфировые интрузии  $D_{1-2}$  сопровождаются проявлениями Cu, Pb, Zn, Ag, Au медно-порфирового и кварцевожильного типов, монзонит-гранит-лейкогранитовая девонская серия генерирует редкоземельное оруденение.

Для континентальных рифтогенных формаций раннего карбона профилирующим металлом является золото. Диорит-гранодиоритовая формация (салдырминский комплекс) также содержит золото.

Пермские гранитоидные формации выделяются литофильной металлогенией. Гранитовая формация специализирована на W, Mo, Bi, лейкогранитовая формация имеет редкометалльно-редкоземельный профиль, гранит-лейкогранитовая формация характеризуется редкоземельной геохимией.

Таким образом, металлогения океанических формаций докембрия имеет сидерофильный характер, рудоносные образования кембрия отвечают сидерохалькофильному профилю (Mn, Fe, Cu, Zn), ордовикские островодужные структуры специализированы на халькофильное оруденение (Cu, Zn, Au). Силурийские коллизионные комплексы отличаются спецификой (Cu, Pb, Mo) ору-

денения. Девонские вулканоплутонические пояса обладают хальколитофильным профилем металлогении. Каменноугольные интрузии и их производные золотонасыщены, а пермские гранитоиды имеют редкометалльно-редкоземельную направленность [1, 9]. По металлогеническим особенностям ЧТМС представлена зонами: Западно-Чингизской с халькофильным профилем и Восточно-Чингизской с литофильным (редкометалльно-редкоземельным) оруденением. В формировании ЧТМС выделяются определенные геодинамические этапы [13]. К ним относятся:

1) докембрийский океанический спрединг длительностью > 570 млн. лет по международной шкале геологического времени (UNESCO, 1986), представленный сланцево-амфиболитовой (PR), гипербазитовой формациями с развитием плутогенных (Cr, Ni, Co) рудных формаций;

2) кембрийско-ордовикский океанический рифтогенез (72 млн. лет), проявленный яшмо-спилит-диабазовой, габбро-диабазовой, габбро-плагиогранитовой и стратиформными рудными (Cu, Pb, Zn, Fe, Mn) формациями;

3) ордовикский островодужный период (410 млн. лет), фиксирующий развитие базальт-андезитовой, гранодиоритовой, диорит-плагиогранитовой геологических и рудной (медно-цинковой с золотом) формаций;

4) силурийский коллизионно-надсубдукционный (30 млн. лет) обозначен развитием моласс, гранитоидов сарыкольского комплекса с кварцевожильным Au (Cu, Pb), меднопорфировым с молибденом (Cu, Zn, Mo), скарновым Cu, Fe оруденением;

5) активизации континентальной окраины (55 млн. лет) характеризуется развитием краевых вулканоплутонических поясов  $D_1$ - $D_3$  (иргайлинская, айгыржальская, баянаульская и др. свиты, трахириолит-дацитовая, риолит-порфировая формации, кызылобинский, саргалдакский, чингизский комплексы) и кварцевожильной Au (Pb, Cu), меднопорфировой с молибденом (Cu, Zn, Mo), скарновой (Cu, Pb) рудными формациями;

6) активизации внутриконтинентального каледонского массива (102 млн. лет), обусловленной среднекаменноугольной коллизией Казахстанского и Сибирского континентов [9, 13] с проявлением: а) морской известняково-терригенной, параллической угленосной, карбонатно-терригенной, габбро-диорит-гранодиоритовой (нижний карбон)



и диорит-гранодиоритовой (верхний карбон) с золоторудным оруденением; б) гранитоидами орогенических поднятий (пермь) редкометалльно-редкоземельной специфики;

7) тафрогенный (106,9 млн.лет), выраженный молассовой лимнической грубообломочной угленосной и габбро-диабаз-гранит-порфировой формациями;

8) альпийский орогенез (32 млн.лет), включающий группу континентальных глинистых зеленоцветных сульфатно-карбонатных ( $N_1$ ), гравелит-песчано-глинистых ( $N_2$ ), алевролитовых с вулканитами основного состава ( $N$ ) формации, а также лимнические полифациально разнообломочные и сероцветные отложения ( $Q$ ).

### СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По особенностям геодинамического развития [1, 2, 3, 4, 5, 9] в докембрийском, герцинском и альпийском циклах, геохимической специализации рудогенерирующих комплексов структурно-формационное и металлогеническое районирование ЧТМС (рис. 1) взаимосвязано и представлено Восточно-Чингизской и Западно-Чингизской зонами. Восточно-Чингизская зона подразделяется на Аркалыкскую (I а), Шунайскую (I б), Центрально-Чингизскую (I в). подзоны. Западно-Чингизская зона делится на Абралинскую (I г) и Акбастаускую (I д) подзоны. Геологическими границами являются региональные глубинные разломы: Калба-Чингизский, Западно-Аркалыкский, Главный Чингизский, Жауыртагинский и Чингиз-Балхашский.

*Аркалыкская* подзона в центральной части сложена образованиями яшмо-спилит-диабазовых формаций с внедренными в них основных по петрографическому составу интрузий игиликского и сарыкольского комплексов. Западный борт структуры окаймлен поясом гранитоидов сарыкольского комплекса, а восточный борт сложен породами девонского краевого вулcano-плутонического пояса с обнажением в юго-западной части гранитоидов кызылобинского ( $D_2$ ) комплекса. По разломам этих поясов локализовались дайки и интрузивные массивы С-Р, что послужило увеличением мощности подзоны на 9,2 км. Юго-восточная часть Аркалыкской подзоны представлена ордовикскими образованиями, от-

вечающими островодужным формациям. Океанический рифтогенный прогиб сопровождается свинцово-цинковым с золотом оруденением (Коскудук). Островодужная структура вмещает медное с золотом оруденение. Малые тела поздне-силурийского комплекса влияют на формирование медного с молибденом, медного с золотом проявлений. Девонский вулcano-плутонический пояс сопровождает золоторудное и редкометалльное оруденение, пермские гранитоиды усиливают редкометалльно-редкоземельную металлогению Аркалыкской подзоны. В ней выделены свинцово-цинковый с золотом рудный узел, медно-молибденовые, медно-золотые, редкометалльные рудные поля и рудоносные зоны.

*Шунайская* подзона в центральной части сложена сарыкольским гранитоидным поясом ( $S_2$ ), на севере к нему примыкает блок девонской вулcano-плутонической структуры с наложением на нее Дегеленского массива лейкократовых гранитов кандыгатайского комплекса ( $P_2$ ). Определяющее развитие в подзоне имеют редкие металлы, генетически связанные с девонскими субвулканическими телами (Бокайское рудное поле) и пермскими гранитоидами. С ордовикскими образованиями ассоциирует свинцово-цинковое, возможно с Au, оруденение (Шунай). В целом структура имеет редкометалльно-редкоземельный профиль.

*Центрально-Чингизская* подзона – это структура, представленная докембрийскими офиолитами и перекрытая в юго-западной части кембрийскими океаническими отложениями (рис. 1). Содержит стратиформное железо-марганцевое оруденение (Fe, Mn, Cu), хром-никель-кобальтовое (Co, Ni, Cr, Cu), обусловленное протрузиями гипербазитов, колчеданно-полиметаллическое (Аягуз), золотое (Канчингиз) оруденение в среднекембрийских толщах, вмещающих интрузии канчингизского и сарыкольского комплексов. Выделены рудные узлы, поля, рудоносные зоны.

*Абралинская* подзона сложена островодужными формациями, занимающими основную площадь; имеют развитие молассы, концентрирующиеся вдоль Жауыртагинского разлома и перекрывающие островную дугу. Гранитоиды сарыкольского комплекса,  $S_2$  образуют вытянутый пояс и играют ключевую роль в подзоне. Девонский крайовой вулcano-плутонический



пояс является западной частью Абралинской подзоны, образуя протяженную полукольцевую структуру – дугу. Жауыртагинский разлом проявлен выходом кембрийских образований яшмо-спилит-диабазовой формации. В подзоне выделены скарновый тип оруденения железа, медно-порфировый с молибденом, золото-сульфидно-кварцевый в связи с синколлизионными гранитоидами сарыкольского комплекса, локализованные в островодужной структуре.

С девонскими гранитоидами ассоциируют редкометалльно-редкоземельные проявления. В раннегерцинских прогибах сформировалось седиментное марганцевое оруденение.

В зонах развития кембрийских образований размещены стратиформные вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения (Акчатау, Коссурак). В Абралинской подзоне выделены рудные поля, рудоносные зоны (рис. 1).

*Акбастауская* подзона характеризуется развитием образований яшмо-спилит-диабазовой формации, в которой присутствуют протрузии гипербазитов. С гипербазиитами ассоциируют рудоносные зоны хром-кобальт-никелевой минерализации. Отложения яшмо-спилит-диабазовой формации содержат вулканогенно-осадочный колчеданный тип оруденения. Островодужный комплекс представлен верхнеордовикской вулканоплутонической серией с ведущим в Чингиз-Тарбагатае медно-цинковым с золотом оруденением (Мизек, Акбастау, Кусмурун).

Северная часть подзоны сложена девонским ( $D_{1,2}$ ) вулканогенным комплексом, перекрывающим ордовикские отложения и силурийские молассы. С ними ассоциирует стратиформное медное оруденение, возможно телескопированное. Наиболее ярко выраженной рудоносной зоной является Мизек-Акбастау-Кусмурунская, характеризующаяся наличием медно-цинковых с золотом месторождений. Рудоносная зона имеет северо-западное простирание, длина ее открытой части более 6 км при ширине от 0,5 до 1,5 км. Приурочена зона к западному борту Жауыртагинского разлома, локализована в приподнятых структурах вулканотектонического происхождения. Представлена вулканогенной толщей мощностью 3000-3500 м, возраст средне-верхний корадок, сформирована в островодужной обстановке и занимает переходную область между прогибами и поднятиями, характеризуется фациальной и

литологической изменчивостью. Рудовмещающая толща разделена на три подсвиты: нижнюю вулканогенно-осадочную, среднюю вулканогенную и верхнюю осадочную. Отдельные участки вулканотектонической структуры прорываются диорит-плагиогранитовыми интрузиями космурунского комплекса. По периферии зона окаймляется чехлом терригенных отложений верхнеордовик-нижнесилурийского возраста. На северо-западе она перекрывается силурийскими молассами и отложениями краевого вулканического пояса. В перекрывающих отложениях отмечаются точки минерализации меди, возможно телескопированные рудообразующими растворами. Контролируется рудоносная зона вторичным изменением пород: альбитизацией, серицитизацией, эпидотизацией, карбонатизацией, участками выщелачивания с формированием вторичных кварцитов, широким развитием субвулканических интрузий, интенсивным проявлением разрывной и складчатой тектоники.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ

Структурно-геологическая модель ЧТМС (рис. 1) определяется несколькими этапами формирования. Докембрийский (ранний) этап – характеризуется преобразованием рифтовой структуры в протоокеаническое сооружение с генерацией Fe, Mn с гипербазиитами Co, Cr, Ni. Кембрий-раннеордовикское время для ЧТМС – этап становления рифтогенной океанической структуры, сложенной базальтами, базальт-диабазами и генерирующей протяженные зоны марганцевой, колчеданной с золотом минерализации. Островные дуги, сформированные в ордовикское время андезитовыми порфиридами и их туфами, продуктивны на Cu, Zn, Au и другие элементы. Континентализация (силур) протоокеанической ЧТМС завершается коллизией и появлением редкометалльных элементов (Mo, W). Дальнейшее развитие ЧТМС (D-J) протекало в режиме эпиконтинентального каледонского рифта с явно выраженной редкометалльно-редкоземельной металлогенией. Альпийский орогенез протекал в платформенной стадии континента с развитием кор выветривания Co, Ni, Ti, Zr латеритной формации и формированием кластогенных россыпей Ti, Zr, Ta, Nb.

Промышленные месторождения Акбастау, Космурун и Мизек являются на сегодняшний



момент базовыми. Обобщающие сведения по этим месторождениям приведены в работах [1-4, 6, 7]. Геолого-генетическая схема ЧТМС (рис. 1) отражает пространственную приуроченность месторождений к приподнятым вулкано-тектоническим структурам, генетические связи медно-цинкового с золотом оруденения с островодужными вулканогенными образованиями (андезитовые, андезито-базальтовые и андезито-дацитовые порфириды, риолитовые порфиры, их туфы и туфолавы, туфопесчаники и другие породы  $O_{2-3}$  возраста). Пласто- и линзообразные залежи рудных тел имеют значительные мощности. Генетическая связь медно-цинкового с золотом оруденения с вулканизмом ( $O_{2-3}$ ) подтверждается, кроме тесной пространственной близости, наличием галек колчеданных руд как в отложениях рудовмещающей толщи, так и в перекрывающих базальных конгломератах. Вулканогенные медно-цинковые с золотом руды формировались двумя путями: 1) седиментным, с образованием стратиформных медно-серноколчеданных руд и 2) гидротермально-метасоматическим с колчеданно-медно-цинковым оруденением, сближенным во времени с седиментным [5, 6, 12]. Модель месторождения Акбастау отражает генетическую связь Cu-Zn оруденения с базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией ( $O_3$ ). Эффузивная пачка представлена лавами дацитовых порфиров, а в перекрывающем туфовом горизонте концентрируются сплошные медно-колчеданные руды, как и на Космуруне на том же уровне. Предполагается многостадийность рудных залежей. Этот тип месторождений имеет важное промышленное значение.

Геологические и физико-химические условия формирования железо-марганцевой (Fe, Mn), медно-кобальт-хром-никелевой (Co, Cr, Ni), колчеданно-полиметаллической (Cu, Pb, Zn, Au), в том числе и медно-цинково-золотой, редкометалльно-редкоземельной (Mo, W, Zr, TR) рудообразующих систем обусловлены геотектоническими, петрографическими, петрохимическими, минералогическими и геохимическими критериями, а также температурой, давлением, фазовым и химическим составом, термолуминисцентными свойствами, изотопией серы, свинца и дивергентной направленностью развития рудных формаций.

## КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И ОБЪЕКТОВ, ИХ ВЫБОР

Перспективные участки Co-Ni минерализации контролируются серпентинитами и метабазитами жауыртагинского (PR) комплекса, локализованных в разрывных (разломных структурах) Акбастауской подзоны. Прогнозные площади оконтуривались по рудномагматическим комплексам, в которых содержание элементов выше кларка.

*Колчеданно-полиметаллическое оруденение.*

Площади, перспективные на колчеданно-полиметаллическое оруденение (Fe, Cu, Zn, Pb, Co, Ni), выделялись по отдельным точкам проявлений, расположенных в нижнекембрийских ( $E_1$ ) отложениях, слагающих структуры, в которых сформированы объекты Акчатау, Коссурак. Критериями для выделения локальных площадей, перспективных на колчеданно-полиметаллическое оруденение в образованиях яшмо-спилит-диабазовой формации, являются:

1) приуроченность точек Fe-Mn минерализации к кремнисто-терригенной составляющей; 2) наличие в минерализованных зонах сплошных серноколчеданных руд и участков с вкрапленным Cu-Zn оруденением; 3) развитие углеродсодержащих (сорбирующих) кремнистых алевролитов и алевротуффитов.

С островодужными комплексами ассоциируют Cu-Zn-Au оруденение. К перспективным площадям отнесены участки развития кислых дифференциатов, тяготеющих к центрам вулканических извержений и реликтам палеовулканических построек центрального типа, ареалы распространения пород жерловой фации субвулканических интрузий, выполненных эксплозивными и эффузивными брекчиями, реликтовые палеокальдеры. Оруденение приурочено к дифференцированным вулканогенным образованиям в вулкано-купольных структурах, осложненных эпикальдерами, локальными вулканическими депрессиями.

В перспективные площади внесены участки развития гидротермально-измененных пород с наличием узких зон интенсивных изменений (серицитизация, пиритизация) и расщелачивания, приуроченных к трещинам длительного развития, наличие вторичных кварцитов, гео-



химические ореолы рассеяния (Cu, Mo, Zn, Pb, As), поля отрицательных аномалий, выявленные геофизическими методами.

**Золотое оруденение.** Критериями выделения перспективных площадей на золото являются золоторудные проявления, объекты, а также их вмещающие образования: 1) экзоконтактовые зоны (площадь Мальва и др.) крупных массивов сарыкольского комплекса  $S_2$ , контролируемые разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираия (раздробленность, трещиноватость и наличие даек среднего и основного состава); 2) участки развития метасоматитов по средне-верхнедевонским (Сункар и др.) образованиям вулканоплутонического пояса, сосредоточенных в зонах крупных разломов северо-западного простираия; 3) измененные породы яшмо-спилит-диабазовой формации под воздействием субвулканических и дайковых образований кусмурунского и аягузского комплексов (Айгыржал-Ашису). Оруденение этого типа проявлено в виде серий линзующихся маломощных кварц-березитовых тел метасоматического происхождения, кварцевых жил и штокверков, приуроченных к зонам гидротермального изменения вмещающих пород.

**Редкометалльно-редкоземельное оруденение.** В прогнозные площади выделены участки с перспективой обнаружения промышленных типов месторождений: 1) с развитием кварцевых жил, приуроченных к гранитам  $D_{1-2}$ ,  $C_{2-3}$ ,  $P_{1-2}$  и локализованных среди эффузивов девона, карбона и гранитных интрузий (Кара-Шоки и др.); 2) зоны грейзенизации пермских лейкократовых гранитов

(кандыгатайский, акчатауский комплексы); 3) скарны экзоконтактовых зон гранитов (Караджал, Акбиик); 4) участки пневматолитово-гидротермальных изменений субвулканических интрузий кислого состава девонского вулканоплутонического пояса; 5) зоны альбитизированных гранитов керегетас-эспинского комплекса ( $P_2-T_1$ ).

### ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РЕСУРСОВ ЦВЕТНЫХ, ДРАГОЦЕННЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

К промышленным типам месторождений относятся колчеданно-полиметаллические (Fe, Cu, Pb, Zn), медно-цинковые с золотом (Cu, Zn, Au), медно-молибденовые (Cu, Mo), свинцово-цинковые (Pb, Zn), контактово-метасоматические (скарновые) полиметаллические (Cu, Pb, Zn, Mo, Au), хром-никель-кобальтовые (Cr, Ni, Co), железорудные (Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni), железо-марганцевые (Mn), золото-кварцевожилные (Au), эпимагматические (редкоземельно-редкометалльные, Nb, Zr), скарново-карбонатно-грейзеновые (W, Mo, F), альбитит-грейзеновые редкоземельно-редкометалльные (Ta, Nb, Yb, Zr) объекты.

На прогнозной карте ЧТМС Восточного Казахстана (рис. 1) выделено 60 прогнозных площадей (3 – перспективные категории  $P_2$ , 11 – перспективные категории  $P_3$ , 46 – площади малоизученные неясной перспективности с единичными проявлениями полезных ископаемых и общегеологическими благоприятными предпосылками).

Общий прогноз ресурсов цветных, драгоценных и редких металлов ЧТМС приведен в таблице.

Минеральные ресурсы ЧТМС

| Полезное<br>ископаемое | Ресурсы (прогноз), т |         |           |           |
|------------------------|----------------------|---------|-----------|-----------|
|                        | $P_1$                | $P_2$   | $P_3$     | Всего     |
| Cu                     | 200 000              | 500 000 | 1 000 000 | 1 700 000 |
| Zn                     | 50 000               | 200 000 | 500 000   | 750 000   |
| Au                     | 20                   | 30      | 50        | 100       |
| Ag                     | 100                  | 200     | 500       | 800       |
| Cd                     | 200                  | 300     | 700       | 1 200     |
| Se                     | 250                  | 300     | 500       | 1 050     |
| Te                     | 120                  | 200     | 600       | 920       |
| Mo                     |                      |         |           | 4 350     |



Таким образом, территория ЧТМС имеет перспективы на выявление медно-цинковых с золотом, колчеданно-полиметаллических с золотом, редкометалльно-редкоземельных эпимагматических и пегматитовых, скарновых полиметаллических (с золотом и молибденом), золоторудных, железо-марганцевых и кобальт-никелевых типов месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение // Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Стучевский Н. И. и др., Алматы, Ғылым, 1998, 304 с.
2. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения // Щерба Г. Н., Беспяев Х. А., Дьячков Б. А. и др., Алматы, РИО ВАК РК, 2000, 400 с.
3. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1979, 184с.
4. Майорова Н.П. Геодинамическая обстановка и полезные ископаемые Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева, 2002, №2, с.10-21.

5. Свечников Г.Г. Внутреннее строение и эволюция земной коры Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы в интервале времени ранний кембрий-средний девон // Геология и разведка недр Казахстана, 1996, № 1, с. 10-15.

6. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория. Алма-Ата, Наука, 1977, 160 с.

7. Геологические формации и металлогения Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. Л., 1981, 224 с.

8. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.

9. Варисийский гранитоидный магматизм Казахстана. Л., Недра, 1985, 250 с.

10. Нурлыбаев А.Н., Бердина Л.Е., Гафурова Л.А. Геодинамическая позиция магматических формаций Казахстана и их рудоносность // Геодинамика и минерализация Казахстана, Алматы, РИО ВАК РК, 2000. Ч.1, с.82-94.

11. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, № 7-8, с. 8-29.

12. Дьячков Б.А., Майорова Н.П. Геодинамические условия формирования и металлогения Алтае-Чингизского региона на основе палеорекострукций // Геология и разведка недр Казахстана, 1995, № 1, с. 2-8.

13. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, №1-2, с. 5-27.