

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XV

(металлогения Сибири)

«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XV

(металлогения Сибири)

Серия основана в 1958 году



МОСКВА
"НАУКА"
1988



5037

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. — М.: Наука, 1988. — 270 с. — ISBN 5-02-002629-8.

В книге приведены новейшие материалы по геологическому строению, истории геологического развития, глубинному строению и магматизму Сибири. С учетом этих данных освещается металлогения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления — Алтае-Саянской области, Енисейского кряжа, Таймыра, Западного и Восточного Забайкалья, верхояно-колымских мезозоид. Рассмотрены некоторые теоретические вопросы металлогенической науки — о нелинейной металлогении и об эволюционных рядах магматических и рудных формаций, определяющих металлогеническую зональность подвижных поясов.

Для геологов, изучающих рудные месторождения, геофизиков, петрографов.

Редакционная коллегия:

академик В.И. СМЕРНОВ (главный редактор),
Э.Г. ДИСТАНОВ, Г.В. ПОЛЯКОВ, П.М. ХРЕНОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Металлогения как наука о глобальных и региональных закономерностях формирования и размещения рудных месторождений является престижной для нашей страны. Заложена трудами В.А. Обручева и А.Е. Ферсмана в 20–30-х годах, она достигла своего расцвета в работах С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина в 40-х годах. Затем металлогения приобрела исключительно широкое развитие в качестве научной основы, направляющей оценку перспектив рудоносности во всех важнейших рудных провинциях страны. Но по мере перекрытия этих территорий металлогеническими картами разных масштабов интерес к металлогении начал постепенно затухать, и он существенно ослаб к 70-м годам. Лишь временами он оживлялся в связи с систематическими Всесоюзными металлогеническими совещаниями, созываемыми Научным советом по рудообразованию АН СССР в период с 1958 по 1983 г. Однако с начала 80-х годов происходит новый заметный подъем интереса к металлогении. Он обусловлен появлением свежих научных тенденций в металлогеническом анализе. Среди них прежде всего можно назвать два направления модернизации металлогении: геолого-историческое и формационное.

Первое направление связано с попыткой рассматривать изменение процессов рудообразования в связи с эволюцией геологических процессов в истории развития земной коры. Как известно, научное кредо лидера советской металлогении Ю.А. Билибина заключалось в положении о том, что ход рудообразования в процессе превращения подвижных геосинклиналей в стабильные платформы не зависит от геологического возраста геосинклинальных систем. Он полагал, что независимо от принадлежности геосинклинально-складчатых систем к тому или иному циклу геологического развития, от самых древних до самых юных альпийских, в ходе их развития, начиная с ранней, собственно геосинклинальной стадии и кончая поздней орогенной стадией, возникают одни и те же наборы рудных месторождений. Такой подход затруднял исследование эволюции рудообразования в связи с геологической историей. Однако в начале 80-х годов было обращено внимание на то важное обстоятельство, что соотношение генетических типов рудных месторождений меняется не только по стадиям геосинклинального процесса, но и от древних геосинклинальных циклов к юным, от ранних региональных геологических структур к более поздним. Такой подход позволил наметить основные закономерности эволюции металлогении в истории формирования земной коры. Так, на Международном геологическом конгрессе 1980 г. в Париже французские геологи проследили региональную историю образования рудных месторождений на территории Франции по естественным геолого-историческим этапам, составив металлогенические карты для пяти эпох: 1) силур–девон (оруденение в связи с базальтоидным вулканизмом), 2) поздний карбон (гранитоидное рудообразование), 3) пермь–триас (стратиформные руды свинца, цинка, флюорита), 4) триас–юра (стратиформные руды свинца и цинка, меди, железа), 5) третичная эпоха (альпийский металлогенез юга и востока). В нашей стране внимание к эволюции эндогенного рудообразования в геологической истории особенно настойчиво проявилось в последние годы в трудах Н.П. Лаверова, Д.В. Рундквиста, Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Смирнова, А.Д. Щеглова и некоторых других геологов.

Второе направление связано с привлечением формационного анализа к металлогеническим исследованиям. Опять же во времена Ю.А. Билибина учитывалась только смена рудных формаций по стадиям геосинклинального процесса, но эволюция геологических формаций рассматривалась лишь по простой схеме смены главных серий магматических

пород по геосинклинальным стадиям. Между тем именно меняющееся геологическое окружение, генетически связанное с рудными формациями последовательных стадий геосинклинальных и платформенных этапов геологического развития, полноценно определяет натуральный облик возникающих при этом минеральных ассоциаций. Ввод в металлогенический анализ информации об эволюционирующих геологических формациях сильнее всего обогатил металлогению, примером чему может служить новый комплект уникальных металлогенических карт, подготовленный ВСЕГЕИ с привлечением ведущих специалистов страны. Этим же путем идут сотрудники ЦНИГРИ, Геологического института Казахской Академии наук и некоторые другие.

Предпринимались и другие попытки обновления металлогении, рассчитанные в основном на оригинальные подходы. Их примером могут служить доменная, линеаментная и другие схожие частные металлогенические модели, не оставившие заметного следа в развитии классической металлогении. Иностранцами учеными и в меньшей степени нашими соотечественниками развивались энергичные усилия по замене реальной геологии и металлогении сомнительной концепцией тектоники плит. Но эти старания не поколебали сложившихся устойчивых основ металлогенического анализа как базы региональных исследований продуктивности страны и ее крупных рудоносных территорий.

Мотивы геолого-исторического и формационного обновления металлогении прозвучали на очередном Всесоюзном металлогеническом совещании, посвященном анализу металлогении Сибири, состоявшемся в Новосибирском научном центре Академии наук СССР осенью 1987 г. Это совещание было созвано по настойчивому желанию одного из крупнейших исследователей рудных месторождений академика В.А. Кузнецова, к глубокому огорчению, не дожившего до его открытия.

В настоящей книге публикуются наиболее содержательные материалы совещания, подготовленные их авторами для публикации. Среди этих материалов можно наметить три группы статей: 1) современная характеристика геологического строения и истории геологического развития территории Сибири; 2) металлогения Сибири и ее отдельных рудных регионов; 3) теоретические аспекты металлогенической науки.

При характеристике геологии стабилизированных структур древнего кратона Сибирской платформы и эпибайкальской Западно-Сибирской плиты, а также обрамляющих их позднепротерозойских и фанерозойских мобильных поясов показано, что эта огромная территория представляет выдающийся для земного шара блок земной коры ранней геологической стабилизации и длительного последующего обновления. В этом разделе книги освещаются также особенности глубинного геологического строения Сибири и развитые в ее пределах типичные формации магматических пород.

Особенности рудоносности Сибири описываются с позиции геоисторической металлогении. Авторы этой части книги проследили эволюцию рудообразования за период 3,5 млрд лет — от архея до кайнозоя. При этом выявлено, что для развития обильных рудных месторождений последовательных металлогенических циклов Сибири определяющими были два мощных геологических процесса: первичный — геосинклинальный и вторичный — активизации. Отмечены тенденция унаследованного характера рудообразования от древних к молодым металлогеническим эпохам и закономерное зональное размещение эндогенных рудных месторождений, корреспондирующее региональной геологической зональности территории Сибири. В книге представлена обширная информация о металлогенических особенностях Сибирской платформы и ее отдельных частей, обрамляющего ее с юга Центрально-Азиатского пояса, области стыка геологических структур Сибири с Уралом, замыкающих ее с востока Верхояно-Колымских и Забайкальских молодых структур.

Общим вопросом теории металлогении посвящены статьи о нелинейной металлогении и рядах магматических и рудных формаций, определяющих ритмы металлогенической зональности подвижных поясов.

Можно не сомневаться в том, что книга способна привлечь внимание самых широких кругов геологов, заинтересованных в пополнении своих знаний о новейших данных по геологии обширных пространств Сибири и богатствах ее недр.

В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, В.И. Казанский, Н.С. Малич,
А.А. Оболенский, Г.В. Поляков, В.М. Терентьев,
П.М. Хренов, М.Л. Шерман

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СИБИРИ

Сибирь, занимающая центральное положение в пределах Евразийского континента, является уникальным регионом по сложности и многообразию геологического строения, обилию и разнообразию месторождений полезных ископаемых. Как геологическое целое она представляет собой сложную систему, состоящую из сочетания жестких структур древнего кратона (Сибирская платформа), эпибайкальской Западно-Сибирской платформы и обрамляющих их складчатых структур более молодых подвижных поясов. В обрамление Сибирской платформы входят байкало-каледонские и герцинские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса, мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса, Верхоянской складчатой области и Таймыра. Сложность строения и истории развития региона определила многоэтапное проявление металлогенических процессов и широкий спектр месторождений.

Металлогенические исследования в Сибири имеют большие традиции. На сибирском материале были заложены и сформированы многие металлогенические идеи и направления. По Алданскому щиту закладывались основы геологии и металлогении архея; Сибирская платформа с месторождениями алмазов и цветных металлов является одним из полигонов исследований чехла и краевых структур древних платформ; полицикличные складчатые области юга Сибири служили эталоном для изучения металлогении геосинклинальных поясов "центрально-азиатского типа"; исследования рудных областей юго-востока Сибири внесли решающий вклад в металлогению областей тектоно-магматической активизации. С развитием металлогенической науки и освоением рудных богатств Сибири, их прогнозами и открытиями связаны имена А.Е. Ферсмана, В.А. Обручева, М.А. Усова, Ю.А. Билибина, С.С. Смирнова, Е.А. Радкевич, Н.Н. Урванцева, В.С.Соболева, М.М. Одинцова, Л.И. Салопа, Ю.Г. Старицкого, Е.Т. Шаталова, М.С. Нагибиной, А.Д. Щеглова и многих других выдающихся исследователей.

Геологически датируемая история развития литосферы Сибири охватывает период от раннего архея до кайнозоя. Последовательность формирования структурных форм земной коры, эндогенных процессов и литолого-формационных комплексов отражает особенности геодинамических режимов, их смену во времени и пространстве и четко коррелируется с характером и особенностями металлогенического развития отдельных геоблоков. Современная металлогения как учение об условиях образования и закономерностях размещения рудных полезных ископаемых опирается в первую очередь на анализ тектонического строения и магматической геологии, а также на формационный метод исследований. Для такого сложного региона, как Сибирь, особенно важно геолого-историческое понимание развития и последовательности металлогенических процессов, оценка роли отдельных металлогенических эпох, рубежей и их совокупного проявления в конкретных металлогенических провинциях, районах и типах структур земной коры. Принципы геоисторической металлогении, заложенные в работах В.И. Смирнова [23, 24], развиваемые Г.А. Твалчрелидзе [25, 26], Д.В. Рундквистом и др. [22], обеспечивают новые подходы и более глубокое понимание проблем как глобальной, так и региональной металлогении.

В геологической истории Сибири, формировании ее земной коры и развитии металлогенических процессов можно наметить три геотектонических и металлогенических периода, или мегахрона, отвечающих наиболее значительным этапам образования ее тектоносферы, смене стилей геодинамического развития и эндогенных режимов. Это

архейско-нижнепротерозойский (протодейторгей), рифейско-палеозойский (неогей) и мезозойский (эпинеогей) периоды. В основе этой градации лежит геотектоническая шкала последовательности геологических событий в понимании Г. Штилле, А.Л. Яншина и др.

В ранний период (протодейторгей), отвечающий нуклеарной и протогеосинклинальной стадиям развития Земли, формируются архейский фундамент и раннепротерозойские супракрустальные породы Сибирской платформы. Начальный этап образования коры континентального типа (протогей) завершается этапом "павловской" кратонизации (около 3,5 млрд лет) [4]. Этот рубеж можно считать практически начальной точкой отсчета реально осязаемых металлогенических процессов. В архее в пределах кратонов оформились структуры гранито-гнейсовых куполов и зеленокаменных поясов. Раннепротерозойский этап продолжительностью около 1 млрд лет отвечает времени зарождения первых протогеосинклинальных прогибов, возникающих вдоль границ блоков коры разного строения.

Представления Г. Штилле, Э. Зюсса и более поздние исследования докембрийской истории Евразии, проведенные Е.В. Павловским, Ю.А. Косыгиным, А.Л. Яншиным, А.В. Пейве, Л.И. Салопом, Ч.Б. Борукаевым, Н.А. Божко, позволяют считать, что в раннем протерозое все сиалические массы Земли слились в единый суперконтинент Пангею. Тектоническая и эндогенная активность дорифейского периода привела к формированию сложной системы структур, главными элементами которой были блоки архейской консолидации (гранито-гнейсовые области и разделяющие их зеленокаменные пояса) и подвижные пояса — протогеосинклинали и протоорогенные структуры, эпикратонные вулканические пояса нижнего протерозоя.

Металлогения архея на территории Сибири не отличалась большим разнообразием. Для гранито-гнейсовых куполов этого периода характерны лишь рудные формации редкометалльных и слюдяных пегматитов (Анабарский массив, Джугджур, Алданский щит, Бирюсинская глыба). Главная масса полезных ископаемых архейского возраста сосредоточена в супракрустальных поясах — ильменит-титаномагнетитовая минерализация, железорудные месторождения формаций магнетитовых скарноидов и месторождения флогопита (Южно-Алданский железорудный и флогопитовый районы, Байкальское месторождение в Шарыжалгайском выступе), месторождения железистых кварцитов (Чаро-Токкинский рудный район), сульфидная медно-кобальт-никелевая минерализация, месторождения апатита.

Раннепротерозойский период играл более существенную роль в металлогении Сибири. Условно можно говорить о двух тектоно-магматических этапах развития: раннем — карельском и позднем — готском. Для раннего — карельского этапа (2600—1900 млн лет) характерны супракрустальные вулканогенные и осадочные толщи, крупные изометричные и линейные структурные формы, сложенные преимущественно осадочными породами. Они в значительной мере наследуют структуры архейского фундамента и редко выделяются в самостоятельные складчатые области (Саяно-Байкальская складчатая область). С протогеосинклинальными складчатыми образованиями нижнего протерозоя связана формация железистых кварцитов (Восточный Саян), проявление медноколчеданного оруденения (Становой хребет). С интрузивами раннего протерозоя ассоциируют сульфидные медно-никелевые месторождения в базитах и гипербазитах (Чинейское месторождение), железо-титановые в габбро-анортозитах (Восточный Саян). С гранитоидными интрузиями Восточного Саяна и Сангилена связаны проявления слюдоносных и редкометалльных пегматитов. В зонах разломов возникают линейные пояса полевошпатовых метасоматитов с редкометалльным оруденением (Кодаро-Удоканский район), талькиты и магнезиты Присяня. К протоорогенным прогибам нижнепротерозойского возраста приурочены месторождения медистых песчаников Удокана и Угуйского грабена. Очень интересна отмеченная в некоторых троговых структурах Становой области вольфрамовая минерализация стратиформного типа, малосульфидная кварцевожильная минерализация гидротермально-метаморфогенного типа.

Готский этап (1900–1650 млн лет) В.И. Смирнов [23] относит к интергеосинклинальному периоду истории развития земной коры. Он выделяется также как этап среднепротерозойской тектоно-магматической активизации. На юге Сибири в этот этап образуются эпиконтинентальные вулканоплутонические пояса акитканского типа с широким проявлением бимодального, существенно кислого вулканизма с антидромной направленностью развития и субщелочными гранитоидами рапакиви [6, 31]. Эти пояса в значительной мере имели положение краевых по отношению к будущей контуре платформы и отражали начало процессов глобальной деструкции континента.

В Восточно-Сибирском вулканоплутоническом поясе отмечаются проявления гидротермальной минерализации свинца, цинка и редких металлов, редкоземельных щелочных метасоматитов с ниобием и танталом, флюорит-редкометалльная минерализация. С кремнщелочными метасоматитами в зонах смятия и лейкогранитами Восточного Саяна, Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья связана комплексная редкометалльная и редкоземельная, оловянная, вольфрамовая и другая минерализация.

В позднем докембрии происходят коренные изменения в стиле глобального тектогенеза, которые явились основанием для выделения неогей. В Восточной Сибири платформенный режим установился на рубеже 1,6 млрд лет назад. Раскол на границе раннего протерозоя и рифея суперконтинента Пангеи и расхождение континентов Лавразийской группы и Гондваны с образованием Центрально-Азиатского океана и заложением гигантского межконтинентального подвижного пояса [4,5] послужили определяющим моментом в дальнейшей истории Сибирского региона.

Мегахрон неогей охватывает сложные полицикличные процессы формирования складчатых систем Центрально-Азиатского подвижного пояса, включающие байкальский, салаирско-каледонский и герцинский этапы геосинклинального развития. В геологической истории прослеживаются неоднократные смены этапов растяжения (рифтогенеза), сжатия (скучивания, складчатости) и орогенных блоковых движений. Наиболее значительный раздвиг с формированием океанической коры имел место, очевидно, в рифее, учитывая при этом широкое развитие рифейских терригенно-карбонатных формаций (отложения окраинных морей) в фундаменте ранних каледонид. Процессы скучивания байкальской фазы диастрофизма привели к образованию окраинно-континентального складчатого пояса байкалид и формированию на большей части Центрально-Азиатского пояса коры переходного типа с крупными срединными массивами (Тувинско-Монгольский, Буреинский) и мелкими глыбами — обломками донеогейского континента. В байкальскую эпоху интенсивно развивалась система краевых перикратонных структур, эпиконтинентальных трогов и авлакогенов [33, 34].

Верхнепротерозойская (байкальская) металлогеническая эпоха весьма продуктивна для допалеозойского времени развития территории Сибири. На ранних ее стадиях формируются эвгеосинклинальные приразломные прогибы с базальтоидными вулканитами, интрузиями альпинотипных гипербазитов и расслоенных массивов габбро-перидотитов с месторождениями хромитов, асбеста, титаномагнетитов, а также медно-никелевой минерализацией. С вулканогенно-терригенными толщами ассоциируют стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения (Холоднинское в Северном Прибайкалье), а также вулканогенно-осадочные месторождения железистых кварцитов (Тыйское и др.). Во внешних поясах байкалид в зонах сульфидизации черносланцевых толщ размещаются метаморфогенно-гидротермальные концентрации золота, в карбонатных осадках — свинцово-цинковые стратиформные месторождения (Енисейский кряж, Байкало-Патомское нагорье, Прибайкалье), осадочные гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна, месторождения марганца. С гранитоидными массивами байкальского этапа связаны месторождения слюдяных пегматитов (Мамский район), проявления редких металлов.

Дальнейшее формирование каледонской геосинклинали в пределах Центрально-Азиатского пояса проходило на рифейском фундаменте и носило на ранней стадии характер рассредоточенного рифтинга по системам глубинных расколов с образованием

в отдельных зонах коры океанического типа и сохранением в других блоках геантиклинального режима и коры переходного типа. Консолидация каледонских структур произошла в два этапа — в среднем кембрии (салаириды) и ордовике (поздние каледониды) [12, 13, 19, 27].

Каледонский металлогенический этап наиболее полно и отчетливо выражен в складчатых системах юга Сибири — Алтае-Саянской области и Западном Забайкалье, продолжающихся на территории Монголии. Магматические комплексы, проявленные в поясе каледонид, представлены, по существу, всем набором магматических формаций подвижных зон. Ранней стадии салаирско-каледонской геосинклинали свойственны преимущественно фемический профиль металлогении и месторождения колчеданно-полиметаллических руд, железа, меди, никеля, хрома, хризотил-асбеста, марганца, титана. С гранитоидными интрузиями связаны месторождения редкометальных пегматитов и молибден-вольфрамовая скарновая минерализация; с девонскими орогенными интрузиями — медно-молибденовая и кварц-вольфрам-молибденовая грейзеновая формации. Для поздних стадий характерны формации щелочных пород с месторождениями нефелиновых сиенитов, редких элементов и карбонатитов.

В герцинский этап среди каледонид и байкалид возникли каледонско-герцинские прогибы. Закончилось геосинклинальное развитие некоторых зон среди поздних каледонид (Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая, Салаир). Герцинская консолидация сопровождалась гранитоидным магматизмом и ассоциированным с ним эндогенным оруденением. Месторождения герцинской эпохи на территории юга Сибири представлены железистоокисной вулканогенно-осадочной (Холзунское), марганцевой вулканогенно-осадочной, магнетитовой скарновой (Инское, Белорещкое), титаномагнетитовой магматической (Харловское), редкометальной пегматитовой, молибден-редкометально-вольфрамовой грейзеновой (Калгутинское, Колыванское), колчеданно-полиметаллической плутоногенно-гидротермальной (Салаир) и малосульфидной кварцевой рудными формациями.

Герцинский этап геосинклинального развития завершил формирование Центрально-Азиатского пояса. Герцинская кратонизация явилась очередным важным геотектоническим и металлогеническим рубежом.

В целом для Центрально-Азиатского подвижного пояса характерно сложное мозаичное-глыбовое строение, заложенное еще на ранних докембрийских стадиях развития [12, 13, 19,]. Отмечается широкое развитие явлений многоэтапной тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей, внутриконтинентального рифтогенеза, сопряженных с движениями в более молодых эвгеосинклиналичных зонах. Структуры среднего и позднего палеозоя имеют унаследованный или наложенный характер на фундаменте каледонид и байкалид, преимущественно в краевых частях, примыкающих к структурам зон герцинской консолидации. Им свойственны обильные проявления кислой и щелочной магмы.

Ю.М. Пушаровский и др. [21] отмечают, что для мозаичных областей фанерозоя характерны сложный структурный рисунок, длительное и многократное формирование "гранитного" слоя и континентальной коры в целом, нередко прерываемое деструктивными процессами с образованием вторичных зон раздвижения с океаническим типом земной коры.

В последнее время рядом исследователей [9, 11] большое значение в формировании Алтае-Саянской области придается покровно-складчатым сооружениям, возникшим в процессе как каледонского, так и герцинского тектогенеза.

Одним из сложных вопросов становления структур неогей в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы является наличие и степень распространенности под структурами байкалид и каледонид архейско-нижнепротерозойского фундамента. До последнего времени было широко развито мнение, что рифейско-палеозойская геосинклиналичная область южного обрамления Сибирской платформы развивалась на архейско-нижнепротерозойском гранито-гнейсовом складчатом фундаменте — части кратона, которая в протерозое подверглась деструкции и была вовлечена в геосинкли-

нальный процесс [2, 3]. Ч.Б. Борукаев [5] допускает наличие его на площади развития ранних каледонид (салаирид), близкого мнения придерживаются Г.Я. Абрамович и др. [1]. В то же время представления о формировании Центрально-Азиатского геосинклинального пояса как межконтинентальной структуры, возникшей при раздвижении в рифее континентов Лавразии и Гондваны, позволяют думать о более позднем образовании коры континентального типа на большей части этой территории. Важная роль состава и строения фундамента в дальнейшем развитии металлогенических процессов делает этот вопрос первостепенным.

На площади молодой Западно-Сибирской платформы в неогее полностью сформировались структуры фундамента. Реальными рудными проявлениями здесь служат месторождения мел-палеогеновых бурых железняков Западно-Сибирского железорудного бассейна (Бакчарское, Колпашевское и др.) и палеогеновые марганцевые месторождения Зауралья. Металлогенический потенциал герцинского и рифейского фундамента изучен еще слабо.

В целом для неогее был характерен платформенно-геосинклинальный стиль развития. В конце неогее в процессе герцинского орогенеза на территории Сибири завершилось формирование континентальной сиалической коры и произошла полная кратонизация континента.

Третий металлогенический период начинается в мезозое и отвечает следующему мегахрону — эпинеогее. Характерной его чертой является образование молодых окраинно-континентальных геосинклинальных поясов (Охотско-Чукотский пояс), рифтогенных эпиконтинентальных структур (Монголо-Охотский пояс), коллизионных складчатых систем (Верхояно-Колымская складчатая область, Таймыр) и дейтероорогенных поясов тектоно-магматической активизации. Активизация охватила как складчатые системы Центрально-Азиатского складчатого пояса (Центрально-Азиатский пояс дейтероорогенеза, по К.В. Боголепову), так и структуры древних шитов (Алдан, Становик), Сибирской и Западно-Сибирской платформ.

Мезозойский этап тектоно-магматической активизации складчатой системы юга Сибири, очевидно, был связан с эпохой общепланетарной перестройки земной коры, вызванной глубинными неоднородностями в глубокой мантии. Наиболее интенсивно он проявился на востоке региона — в Становой зоне, Забайкалье и в восточной части Монголии. В результате были обновлены глубинные разломы, оформились приразломные прогибы забайкальского типа, заполненные главным образом юрскими вулканогенно-осадочными толщами. Энергично проявился магматизм с излияниями и интрузиями магм различного состава. Наибольшее значение придается интрузивам гранитоидов, в том числе латитового типа [16]. Эндогенное оруденение, связанное с мезозойской активизацией каледонских и герцинских структур Забайкалья и востока Монголии, представлено разнообразными месторождениями вольфрама, молибдена, олова, золота, свинца, цинка и редких металлов (ранняя стадия), а также флюорита, сурьмы, ртути и мышьяка (поздняя стадия оруденения).

На западе — в Горном Алтае, Туве и Северо-Западной Монголии — мезозойская активизация выразилась в подновлении зон глубинных разломов, глыбовых движениях, появлении редких даек щелочных базальтоидов и эпитермального оруденения, представленного арсенидной никель-кобальтовой, сульфосольной серебросодержащей, ртутной, редкоземельно-барит-сидерит-флюоритовой рудными формациями.

Позднепалеозойско-мезозойская металлогеническая эпоха широко проявилась на Сибирской платформе. С ней связано образование медно-никелевых месторождений Норильского, а также гидротермальных магномангнетитовых месторождений Ангаро-Илимского рудных районов.

В пределах Сибирского региона выделяются шесть металлогенических провинций:

- 1) Южно-Сибирская, 2) Алдано-Становая, 3) Сибирской платформы (мегапровинция), 4) Верхояно-Колымская, 5) Западно-Сибирская, 6) Таймырская.

Южно-Сибирская провинция охватывает байкальско-каледонское складчатое обрамление Сибирской платформы и имеет отчетливо выраженное зональное строение со

сменой древних складчатых областей более молодыми по направлению от платформы. В истории металлогенического развития провинции выделяются металлогенические эпохи: архейско-раннепротерозойская (древние блоки), байкальская, салаирско-каледонская, герцинская и мезозойская (тектоно-магматической активизации) [10, 14].

Характерен фемическо-сиалический тип металлогенической специализации провинции на всех этапах ее рифейско-палеозойской геологической истории. Фемический профиль процессов рудообразования преобладает на ранних геосинклинальных стадиях развития, что связано с широким проявлением глубинного базальтоидного магматизма, формированием офиолитовых поясов и габбро-плагиогранитных серий пород. Он характерен также для троговых структур, игравших важную роль в металлогенической истории региона. На поздних инверсионных и орогенных стадиях возникали месторождения, преимущественно связанные с внутрикоровым гранитоидным и щелочным магматизмом. По мере усложнения строения земной коры отмечается эволюция формационных типов рудных месторождений во времени.

Алдано-Становая провинция охватывает территорию крупнейшего структурно обособленного выступа архейско-нижнепротерозойского фундамента Сибирской платформы. Ведущие металлогенические эпохи в регионе — ранне-, позднеархейская, ранне-, позднепротерозойская (вендская) и мезозойская [8, 15, 30].

Для позднеархейских и раннепротерозойских троговых комплексов характерны железорудные формации магнетитовых скарноидов, магнетитовых кварцитов и сланцев, титаномагнетитовая в анортозитах, флогопитовая с апатитом и редкими металлами в железо-магнезиально-кальциевых метасоматитах, проявления золота, хрома, кобальта, асбеста, талька, свинца и цинка. В щелочных метасоматитах зон глубинных разломов развиты редкометальные и редкоземельные комплексы. В протоорогенных приразломных прогибах (Удоканский и др.) сформировались месторождения медистых песчаников, медно-никелевая сульфидная и титаномагнетитовая формации в габбро-норитовых расчлененных интрузивах (Чинейский массив и др.).

В терригенных и карбонатных формациях позднего протерозоя и раннего палеозоя платформенного чехла и перикратонного прогиба на южной и восточной окраинах щита проявлены стратиформные свинцово-цинковые и медные месторождения (Западное Прибайкалье, Байкало-Патомский район).

Этапы тектоно-магматической активизации имели в металлогении Алдано-Становой провинции особое значение и проявились в среднем протерозое (1600—1700 млн лет), палеозое и особенно в мезозое. С мезозойской эпохой тектоно-магматической активизации, наиболее широко проявившейся в Становой зоне и Забайкалье, связаны молибденовые, флюоритовые, редкометальные, хрусталеносные месторождения. Отмечается полихронность и унаследованность развития отдельных металлогенических зон.

Провинция Сибирской платформы выделяется в пределах распространения платформенного чехла с включением в нее внутреннего Анабарского массива. Она относится к разряду активизированных платформ. В формировании ее структурно-вещественных комплексов выделяются четыре глобальных мегахрона и соответствующие им классы структур: архейский пермобильный, эоплатформенный, платформенный и платформенно-геосинклинальный (плитный), активизационный. Первые два относятся к доплатформенному развитию и проявлены в пределах щитов и выступов фундамента [17, 18].

Металлогения плитного мегахрона связывается с шестью генетическими типами структурно-формационных комплексов: хатакратонным, филократонным, перикратонным, приорогенным, авлакогенным и рифтогенным. Крупнейшие внутриплатформенные пояса разломов совместно с краевыми расчленяют Сибирскую платформу на четыре блока, которые по сторонам от меридионального Байкало-Таймырского линейного аргумента группируются в две системы. Пояса разломов имели наибольшую эндогенную активность и периодически были своеобразными структурными, формационными, геологическими и металлогеническими барьерами. Магматогенные месторождения (никель, апатит, железо и др.) платформенного чехла размещены над древними под-

вижными структурами фундамента и эоплатформенного промежуточного этажа и ассоциируют с расположенными под чехлом структурами субстрата. Характерны перетолжение рудного вещества древних образований в процессе формирования более молодых и унаследованная во времени металлогеническая специализация отдельных геоблоков.

Тектонические этапы неогей и эпинеогей платформ сопряжены с циклами тектонического развития ее складчатого обрамления. В каждом тектоническом цикле выделяются ранние и поздние этапы. В ранние этапы формируются месторождения, связанные с трансгрессивной (фосфоритовые, гематит-лимонитовые, марганцевые, металлоносные россыпи) и инундационный (свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных породах) стадиями. Поздним этапам соответствует образование рудных формаций регрессивной (медистые песчаники) и эмерсивной (сульфидная медно-никелевая, магномагнетитовая, исландского штата, цеолито-медная, титаномагнетитовая, карбонатитовая, флогопитовая, апатит-магнетитовая, кимберлитовая, графитовая и др.) стадий.

Большое значение для металлогении Сибирской платформы имеют магматические формации рифтогенов — оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая и кимберлитовая. С ними связаны прежде всего сульфидные медно-никелевые месторождения Норильского района, апатит-магнетитовые и флогопитовые месторождения Маймеча-Котуйского и Уджинского районов, а также якутские алмазы. С трапповым магматизмом ассоциируют магномагнетитовые месторождения Ангарской железорудной провинции, месторождения исландского штата, барита, целестина, цеолитов, свинцово-цинковых руд, а также метаморфические месторождения графита (Курейское).

Металлогения Таймырской провинции определяется проявлениями колчеданно-полиметаллической, медноколчеданной и асбест-хромитовой минерализации карельской и байкальской металлогенических эпох и оловянно-вольфрамовыми, вольфрам-молибденовыми, медно-молибденовыми и другими месторождениями раннекиммерийской эпохи тектоно-магматической активизации и рудогенеза [30, 32].

Верхояно-Колымская металлогеническая провинция отвечает одноименной мезозойской складчатой области северо-восточного обрамления Сибирской платформы. Вопрос существования Колымского срединного массива и его важной роли в металлогении провинции (Е.Т. Шаталов, В.Т. Матвеев) в настоящее время тектонистами пересматривается. По С.М. Тильману, Л.М. Парфенову, Л.М. Натапову [28, 29], колымская складчатость имеет коллизийную природу и сформировалась в юрско-меловое время в результате крупномасштабного перемещения и аккреции террейнов.

Выделяются два периода металлогенического развития провинции — домезозойский и мезозойский. Главной для региона является мезозойская эпоха с месторождениями олова, вольфрама, сурьмы, ртути, определяющими металлогенический профиль провинции. В неотектонический этап развития мезозойских образований россыпные месторождения.

Отмечается зональность в размещении оруденения. Оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с гранитоидными интрузиями колымского комплекса и формирующими малых интрузий, слагают крупный пояс на востоке складчатой области, обрамляющий Алазейскую котловину (Колымский срединный массив). Ртутное оруденение приурочено к западным границам пояса.

Гетерогенный характер и длительное развитие земной коры Сибири, чередование эпох растяжения и сжатия привели к мозаично-блоковому строению фундамента складчатых областей и платформ и определили весьма важную роль в развитии металлогенических процессов корово-мантийных глубинных разломов.

Изучение зон сочленения платформы и складчатых областей показало, что в процессе образования краевых структур и длительной эндогенной активности сформировалась система разновозрастных и разнометалльных рудных поясов, которые в целом траассируют единый, планетарного масштаба Сибирский периплатформенный металлогенический пояс с целой серией месторождений цветных и редких металлов (Нориль-

ское, Горевское, Холоднинское, Сардана), редких земель, апатита и других полезных ископаемых.

Нельзя не отметить также важную роль в металлогеническом развитии Сибири крупных линеаментных структур, связанных с длительно развивавшимися сквозьлитосферными разломами. Среди них заслуживают внимания по крайней мере два субмеридиональных линеамента: Таймыро-Байкальский (Трансазиатский) и Верхояно-Бирманский, разделяющие на мегаблоки Сибирский кратон и прослеживающиеся в различных формах в более молодых складчатых областях [7]. К широтным сквозьлитосферным линеаментам важного металлогенического значения относится зона Монголо-Охотского разлома.

В целом металлогенический анализ главных структурных элементов подвижных поясов, древних платформ и разновозрастных областей тектоно-магматической активизации Сибири позволяет выделить ряд основных эпох рудообразования — архейско-раннепротерозойскую, байкальскую (рифейскую), каледонскую, герцинскую, мезозойскую, определивших металлогеническую зональность, размещение рудных зон и районов в соответствии с геохимической специализацией геоблоков и в зависимости от общей направленности и смены геодинамических режимов в развитии определенных сегментов литосферы. Это позволяет еще раз подчеркнуть большое значение геолого-исторического подхода в металлогеническом анализе таких сложно построенных геотерогенных территорий, как Сибирь.

Л и т е р а т у р а

1. *Абрамович Г.Я., Хренов П.М.* Эволюция магматизма и металлогения в докембрии юга Восточной Сибири // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 289–299.
2. *Алтухов Е.Н.* Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Наука, 1980. 224 с.
3. *Алтухов Е.Н.* Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 247 с.
4. *Божко Н.А.* Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии // Закономерности формирования структур континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 187–195.
5. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
6. *Бухаров А.А.* Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
7. *Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С.* и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43–57.
8. Геологические формации и металлогения Алданского щита / Т.В. Билибина, А.Д. Дашкова, В.И. Донаков и др. Л.: ВСЕГЕИ, 1976. 339 с.
9. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Саньгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53–67.
10. *Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А., Оболенский А.А.* и др. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 94–102.
11. *Добрецов Н.Л.* Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структур континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 26–37.
12. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналих и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
13. *Кузнецов В.А.* Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 202–227.
14. *Кузнецов В.А.* Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. 8. С. 275–304.
15. *Кузнецов В.А.* Основные закономерности размещения полезных ископаемых в зоне влияния БАМ // Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. С. 4–14.
16. *Кузьмин М.Н.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
17. *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 202 с.
18. *Малич Н.С., Туганова Е.В.* Принципы и методы минерогенического анализа платформы. М.: Недра, 1980. 287 с.

19. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области / В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, А.А. Тычинский. Новосибирск: Наука, 1966. 156 с.
20. *Погребичкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л.: Недра, 1971. 248 с.
21. *Пушаровский Ю.М., Марков М.С., Перфильев А.С.* Тектоническая эволюция территории СССР и мобилизм // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: XX Всесоюз. тектон. совещ. (Тез. докл.). М., 1987. С. 49–52.
22. *Рундквист Д.В., Кузнецов В.А., Марков К.А.* и др. Металлогения СССР // 27-й МГК. Доклады. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 115–125.
23. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 3–20.
24. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // 27-й МГК. Доклады. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 3–10.
25. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 161 с.
26. *Твалчрелидзе Г.А.* О некоторых вопросах теоретической металлогении // Геология руд. месторождений 1986. № 6. С. 92–103.
27. Тектоника Евразии / А.Л. Яншин, Р.Г. Гарецкий, Н.С. Зайцев и др. М.: Наука, 1966. 487 с.
28. *Тильман С.М.* Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структур континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 128–143.
29. *Тильман С.М., Парфенов Л.М., Натанов Л.М.* Аккреционная тектоника и черты металлогении Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: XX Всесоюз. тектон. совещ. (Тез. докл.). М., 1987. С. 63–65.
30. *Фрумкин И.М.* Металлогенетические эпохи и провинции в архее Алданского щита // Металлогения раннего докембрия СССР. М.: Наука, 1984. С. 193–202.
31. *Хренов П.М.* Негеосинклинали вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
32. *Шануренко Н.К.* Общие закономерности и эволюция металлогении Таймырской складчатой системы // Геология и метаморфогенное рудообразование докембрия Таймыра. М., 1983. С. 5–25.
33. *Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г.* Основные проблемы тектоники Азии // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 3–10.
34. *Яншин А.Л., Боголепов К.В., Башарин А.К.* и др. Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования // 27-й МГК. Доклады. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 10–15.

УДК 55:551.24 (571.5)

Ч.Б. Борукаев, А.К. Башарин, Н.А. Берзин, О.А. Вотах,
П.П. Кузнецов, А.Л. Матвеевская, В.А. Соловьев, Б.М. Чиков

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СИБИРИ

Территория Сибири чрезвычайно разнообразна в тектоническом отношении. Она охватывает древнюю Сибирскую платформу, окаймляющие ее с юга палеозойские складчатые области Центрально-Азиатского пояса, мезозойские складчатые области – Верхояно-Колымскую, Таймырскую и Монголо-Охотскую, сопряженный с последней мезозойский орогенный пояс и молодую Западно-Сибирскую платформу.

В обобщающих тектонических исследованиях постоянно отмечалась некоторая специфика Сибири в сравнении с Европой. Именно здесь, в Сибири, была выделена байкальская и мезозойская складчатость, сравнительно слабые проявления которой много позднее обнаружены в Западной Европе.

Строение отдельных регионов Сибири (например, Западно-Сибирской плиты) изучается очень интенсивно. Между тем до сих пор не проводилось широких специальных тектонических исследований с целью характеристики объемной структуры всей площади Сибири, соотношений ее главных элементов.

В 1976—1985 гг. по инициативе К.В. Боголепова проведена большая работа по составлению "Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири", в которой приняли участие все научные и производственные организации, осуществляющие исследования на территории Сибири. Цель составления Атласа — создание объемной модели структуры осадочной оболочки Сибири как фундаментальной основы для прогноза размещения полезных ископаемых.

В основу составления Атласа положена разработанная в ИГиГ СО АН СССР методика тектонического районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс, модернизированная в ходе работы. Для детальной характеристики глубинных зон коры принят способ поэтажного районирования, или составления карт мегакомплексов.

Мегакомплекс представляет собой фациальный ряд различных по вещественному составу, структуре и условиям образования тектонических комплексов, сформировавшихся в течение одной тектонической эпохи. Возрастные рубежи мегакомплексов считаются приблизительно изохронными периодам основных тектонических перестроек на территории Сибири. Сочетание мегакомплексов в пространстве дает представление о наиболее общих особенностях структуры осадочной оболочки в объеме и основных закономерностях ее эволюции.

Мегакомплексы подразделяются на тектонические комплексы. Это крупные геологические тела, представляющие собой ассоциации формаций, которые получают на карте морфологическую (геометрическую) характеристику и тектоническую интерпретацию. Сочетание формаций определяет структуру комплекса. В принятой классификации наряду с традиционными геосинклинальными и плитными (платформенными) комплексами фигурируют прото- и дейтероорогенные. Их выделение во многом определяет принципиальную новизну Атласа.

Большое значение в работе над Атласом придавалось построению опорных профилей. Строились профили двух типов: формационные (структурно-формационные) для верхней части осадочной оболочки и геоструктурные, отражающие строение земной коры и верхней мантии. При этом проводилась комплексная интерпретация всей имеющейся геолого-геофизической информации по методике, разработанной в СНИИГиМС.

Материалы Атласа по отдельным регионам частично опубликованы в виде монографий [6,7,10]. В настоящей статье изложены основные результаты работ по составлению Атласа. Особое внимание уделено принципиально новым моментам.

Структура дорифейских образований остается во многом дискуссионной, хотя в последние годы получены очень важные результаты [9]. На Алданском щите в Олекминской зоне выделены аналоги комплекса серых гнейсов, который на других щитах древних платформ слагает основание докембрийского разреза и объединяет древнейшие достоверно датированные образования Земли. Выяснено, что ареальный метаморфизм гранулитовой фации проявлялся в дорифейских толщах неоднократно. Установлены аналоги архейских зеленокаменных поясов (например, Олондинская структура). Таким образом, показано принципиальное сходство строения архейского этажа фундамента Сибирской и других древних платформ. Правда, провести выделение гранит-зеленокаменных и гранулитовых областей на всей территории платформы не удалось из-за мало-го количества скважин, вскрывших фундамент.

Нижнеархейские образования (древнее 3300 млн лет) подразделяются на два мегакомплекса: олекминский и алданский. Первый из них сложен тоналит-трондьемитовыми плагиогнейсами (Олекминская, Омолонская и другие зоны) и относится к инфраструктуре. Алданский мегакомплекс, в наиболее типичной форме представленный гранулитовыми толщами одноименного щита, распространен шире. Мегакомплексы, граница между которыми не является строго стратиграфической, вместе образуют кристаллический цоколь Сибирской платформы и некоторых прилежащих областей.

На цоколь наложены зонально метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи сахаборского мегакомплекса, известного также под названием трогового. Исследования последних лет показывают, что в большинстве выходов он не выполняет трюги, а залегает в виде тектонических чешуй и пластин. Местами верхнеархейские толщи тесно

связаны с нижнепротерозойскими, местами пластины сложены только породами нижнепротерозоя. В складчатых поясах, обрамляющих Сибирскую платформу, архей и нижний протерозой часто слиты в единый мегакомплекс.

Тектоническая природа сахаборского мегакомплекса дискуссионна. В последнее время его чаще всего относят к рифтогенным образованиям. При любой трактовке ясно, что развитие выполненных мегакомплексом форм не привело к существенному приросту континентальной коры, по крайней мере на территории Сибирской платформы и Станового пояса, где тоже выявлены пластины — аналоги сахаборского мегакомплекса.

Таким образом, уже в конце архея на территории Сибири сформировался крупный континентальный массив, названный Ю.А. Косыгиным с соавторами Северо-Азиатским кратоном [5].

В раннем протерозое на кратоне закладываются эпиконтинентальные бассейны, выполненные осадочными толщами (Удоканский, Эекитский). Кратон окаймляется геосинклинальными поясами. Надо отметить, что стратиграфия нижнего протерозоя разработана недостаточно. В последнее время некоторые геологи относят к нему ряд толщ, традиционно считавшихся рифейскими (особенно в Байкало-Патомской области). Поэтому многие вопросы строения и развития поясов остаются неясными.

В конце раннего протерозоя на окраинах континентальных блоков образуется серия протяженных вулканоплутонических поясов дейтероорогенного типа. Наиболее известны Ачитканский пояс, сложенный вулканитами известково-щелочной серии (преимущественно кислыми) и высоkozрелыми осадочными породами. Очень своеобразную эпоху формирования этих поясов (1900–1650 млн лет назад) было предложено выделять в качестве самостоятельного подразделения геохронологической шкалы — ачиткания [2]. В конце ачиткания все геосинклинальные пояса и области замыкаются, прилепляясь к континентальным блокам. По форме проявления и содержанию эпоха отбечает понятие "кратонизация", введенному А.А. Богдановым. Именно в это время завершается становление Северо-Азиатского кратона.

Начало рифея характеризуется высоким стоянием кратона. В большинстве выходов нижний рифей представлен высоkozрелыми обломочными породами, которые достоверно выделены лишь в Северном Прибайкалье, на востоке Анабарского массива, на Енисейском кряже. Толщи залегают в системе трогов и синеклиз, различных по форме, размерам и ориентировке. В среднем рифее прогибы расширяются. Сибирская платформа окаймляется полосой перикратонных опусканий. Последние местами (Таймыр, Енисейский кряж, Байкало-Патомская область) граничат с новообразованными геосинклиналями, которые сложены в основном вулканогенными комплексами, местами включающими офиолитовую ассоциацию. Эта ассоциация, детально изучена в последние годы [4], по-видимому, является древнейшей в мире. На платформе и в миогеосинклиналях развиты терригенно-карбонатные комплексы.

Часть верхнего рифея некоторыми исследователями [11] рассматривается в качестве самостоятельного подразделения — байкалия. Во многих областях в его основании предполагается крупное структурное несогласие. Осадконакопление охватывает значительные по площади пространства Сибири, Урала и Казахстана, хотя сплошной чехол не образуется даже на Сибирской платформе. Местами породы верхнего рифея залегают непосредственно на фундаменте кратона. Появляются трог с флишевым выполнением и олистостромами. В ряде районов эвгеосинклинальных систем происходит локальная складчатость, после чего формируются межгорные впадины и грабены, сложенные проторогенными комплексами.

Таким образом, в ходе работы над Атласом стало очевидным, что рифейский мегакомплекс следует разделить, по крайней мере, на два.

Строение рифейских толщ в пределах Центрально-Азиатского пояса и Западно-Сибирской плиты во многом не ясно. Некоторые исследователи выделяют здесь ряд эвгеосинклинальных зон, разделенных древними массивами. Другие полагают, что на этих территориях развиты неметаморфизованные миогеосинклинальные и платформенные

комплексы. Мы приняли первую точку зрения, хотя проблема далека от разрешения из-за слабой обоснованности и неразработанности стратиграфических схем.

Венд-нижнепалеозойский мегакомплекс на Сибирской платформе представлен сплошным, слабо дифференцированным чехлом, сложением карбонатно-терригенными, местами соленосными толщами. Полнота и степень насыщенности разреза карбонатными породами возрастают в северном и северо-восточном направлении. На Таймыре и в Верхоянской области платформенный комплекс постепенно сменяется миогеосинклинальным.

В рассматриваемом мегакомплексе отчетливо выражен Центрально-Азиатский геосинклинальный пояс. В его северной, краевой части в отдельных прогибах выделяются миогеосинклинальные комплексы, местами перекрытые протоорогенными. В глубь пояса они сливаются с рифейскими образованиями в единую толщу и слагают изометричные блоки, разделенные узкими прогибами с повышенным содержанием вулканитов. Далее расположена вулканогенная зона, внутренняя часть которой сложена офиолитовой, а периферийная — островодужными ассоциациями. Вышележащие толщи представлены олистостромами, флишоидными и молассоидными образованиями. В Горном Алтае и Западном Саяне широко развиты песчано-сланцевые толщи. Они несогласно перекрыты терригенными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика и силура.

Таким образом, от Сибирской платформы по направлению в глубь Центрально-Азиатского пояса наблюдается последовательный ряд комплексов, отвечающий современным зонам перехода от континента к океану. На границе между крупными блоками расположены островные дуги. В течение раннего палеозоя эвгеосинклинальные зоны мигрируют к оси пояса. В середине кембрия начинается покровообразование и утолщение коры. Современная структура сильно осложнена шарьяжами и более поздними сбросовыми дислокациями. В целом мегакомплекс более дифференцирован, чем рифейский, но структурные их связи несомненны.

Среднепалеозойский мегакомплекс на Сибирской платформе представлен эпиконтинентальными толщами, часто красноцветными и соленосными, выполняющими крупные синеклизы и впадины. Лишь на северо-востоке преобладают сероцветные образования. В Алтае-Саянской области и в Казахстане широко распространены молассы, в том числе вулканогенные, перекрытые субплатформенными карбонатными толщами.

В последнее время выяснено, что подобные толщи имеют площадное развитие и на территории Западно-Сибирской плиты. Здесь выделяется ряд крупных массивов, разделенных узкими офиолитовыми зонами, слепо выклинивающимися по простиранию. Эти факты заставляют пересмотреть традиционную точку зрения об огромном геосинклинальном поясе, проходившем в герцинскую эпоху через всю территорию плиты. Вероятно, большая часть массивов имеет докембрийский или даже дорифейский фундамент. Эвгеосинклинальные комплексы занимают лишь территорию сравнительно узкой Обь-Зайсанской области и ее северных ответвлений (Сальмской и других ветвей).

Заметим, что некоторые составители Атласа рассматривают палеозойские отложения плиты как платформенный чехол, рассеченный сбросами и слегка покоробленный в разрывных зонах. Плита, по мнению Ч.Б. Борукаева с соавторами [3], представляет собой эпибайкальскую платформу.

Близки к платформенным также среднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи Верхоянья.

Верхний палеозой (местами со средним триасом) во всех названных складчатых областях представлен орогенными комплексами — молассами, часто вулканогенными. Иначе он построен на Северо-Востоке СССР, где ему отвечают мощные миогеосинклинальные образования Верхояно-Колымской области. Восточнее они сменяются типичным эвгеосинклинальным комплексом, развитым, по крайней мере, на части территории, ранее относившейся к Колымскому срединному массиву.

Наиболее характерной особенностью завершающего этапа формирования структуры мегакомплекса является массовое излияние траппов на западе Сибирской платформы и Таймыре. В Западной Сибири базальтоиды локализуются в крупных грабенах субме-

ридионального и юго-восточного простирания, принадлежавших единой рифтовой системе [6].

Таким образом, строение мегакомплекса существенно различается по разные стороны Трансазиатского линейамента, возможно, являющегося границей Атлантического и Тихоокеанского сегментов планеты.

Эти различия еще отчетливее проявляются в строении мезозойского мегакомплекса. В западной части Центрально-Азиатского пояса в изолированных немногочисленных впадинах развиты осадочные молассы, тогда как в восточной части фиксируются проявления мощного дейтероорогенеза, сопровождаемого интенсивным магматизмом. Латеральный ряд комплексов здесь значительно разнообразнее, ибо в дейтероорогенный пояс вклиниваются эвгеосинклинальные образования Монголо-Охотской области. Дейтероорогенезом захватываются и значительные участки территории Сибирской платформы, например часть Алданского щита. Широко представлены щелочные комплексы вулканитов, габбро и граниты. На границе со стабильной частью Сибирской платформы протягивается цепочка предгорных прогибов.

На Западно-Сибирской плите повсеместно полого залегает платформенный комплекс. Отсюда он протягивается через Енисейско-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы к устью Лены. Широко развит он также в Вилюйской синеклизе. Мощности здесь несколько увеличиваются к Верхояно-Колымской области, что служило основанием для выделения Предверхоянского краевого прогиба.

В Верхояно-Колымской области распространены мио- и эвгеосинклинальные комплексы. Первые характерны для Верхоянской зоны. В последнее время выяснено, что они интенсивно складчаты даже в областях так называемых зон пологих дислокаций, осложнены шарьяжами и по серии шарьяжей с большой суммарной амплитудой смещения надвинуты на край Сибирской платформы [8]. Предверхоянского краевого прогиба либо не существует вообще, либо он полностью перекрыт этими шарьяжами.

На неотектоническом этапе, начало которого в разных областях Сибири одновременно в интервале палеоцен—миоцен, преобладают дифференцированные поднятия континентальных блоков при подчиненной роли горизонтальных смещений (в узких поясах).

Итак, континентальная кора дорифейского (вероятно, архейского) возраста развита на большей части территории Сибири. Основная тенденция тектонического развития региона заключается в дроблении дорифейского кратона, относительных перемещениях его блоков и переработке окраин блоков процессами дейтероорогенеза [1]. Новообразования континентальной коры в рифее—фанерозое происходило в сравнительно небольших масштабах. Ныне такая кора залегает в узких линейных зонах, разделяющих крупные древние сиалические массивы.

Складчатые пояса, обрамляющие Сибирскую платформу, вторичны по отношению к Северо-Азиатскому кратону и возникли в результате его дробления. Апогей дробления в Центрально-Азиатском поясе приходится на конец позднего рифея—венд. В проявлениях складчатости и процессов дробления наблюдается своего рода комплементарность. Это явление определяет асинхронность складчатости на территориях, относящихся к Атлантическому и Тихоокеанскому сегментам.

Процессы дейтероорогенеза во времени усиливаются. Поясам дейтероорогенеза присущ специфический металлогенический профиль.

Л и т е р а т у р а

1. Боголепов К.В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. 296 с.
2. Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика. 1969. № 1. С. 3—15.
3. Борукаев Ч.Б., Соловьев В.А., Чиков Б.М. и др. Тектонические исследования Сибири: Итоги и перспективы // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 25—33.
4. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной

- Евразии. // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–193.
5. Докембрийская тектоника Сибири / Ю.А. Косыгин, А.К. Башарин, Н.А. Берзин и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1964. 126 с.
 6. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Б.А. Канарейкин и др. М.: Недра, 1986. 149 с.
 7. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / М.П. Гришин, В.С. Старосельцев, В.С. Сурков и др. М.: Недра, 1987. 204 с.
 8. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 9. Ранний докембрий Южной Якутии / В.Л. Дук, В.И. Кицул, А.Ф. Петров и др. М.: Наука, 1986. 275 с.
 10. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 248 с.
 11. *Хоментовский В.В.* Байкальский комплекс и байкалиды // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 33–40.

УДК 551.14:550.8.012 (571.1/5)

В.С. Сурков, В.И. Лотышев, П.И. Морсин

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ

Изучение глубинной структуры литосферы Сибири базируется на комплексной интерпретации аномалий силы тяжести в редукции Буге с использованием данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в качестве опорных. При этом мы исходили из положения, что литосфера состоит из гидростатически уравновешенных блоков, ограниченных глубинными разломами. Различное по гипсометрическим отметкам дневной поверхности положение блоков, а также изменение средней плотности пород коры и подкорového слоя компенсируются по весу изменением мощности земной коры, и на некоторой уровневой поверхности верхней мантии давление блоков литосферы становится примерно одинаковым. С учетом исследований по другим регионам средняя глубина залегания этой поверхности принята равной 130 км. Исходя из принципа изостатии, выведена формула определения глубин залегания кровли подкорového слоя, отождествляемой с поверхностью Мохо [4].

Рассчитанные по формуле глубины до кровли подкорového слоя сопоставлялись с данными ГСЗ, значительные объемы которых выполнены в последние годы на территории Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы, на Урале и в Казахстане организациями Мингео СССР и Академии наук СССР. Для большинства регионов расхождения по глубине не превышали ± 3 км за исключением центральной части севера Западно-Сибирской плиты, где поверхность Мохо по данным ГСЗ фиксируется на глубинах около 40 км при расчетных значениях глубин 36 км. Намечившееся расхождение объясняется тем, что северная часть Западно-Сибирской плиты является зоной активного погружения в кайнозойское время и глубины, определенные с учетом гидростатической уравновешенности блоков, отражают современное положение кровли подкорového слоя, тогда как сейсмические данные, скорее всего, указывают положение палео-Мохо, т.е. более древнюю ее поверхность.

По совокупности расчетных значений глубин залегания кровли подкорového слоя, выполненных по равномерной сети для всей территории Сибири, и данных ГСЗ составлена карта мощности земной коры с сечением основных изолиний через 6 км.

Для исследования других особенностей глубинной структуры литосферы проведено осреднение аномального поля силы тяжести с исключенным влиянием рельефа поверхности Мохо палеткой с размерами площади осреднения 750×750 км. Полученные при

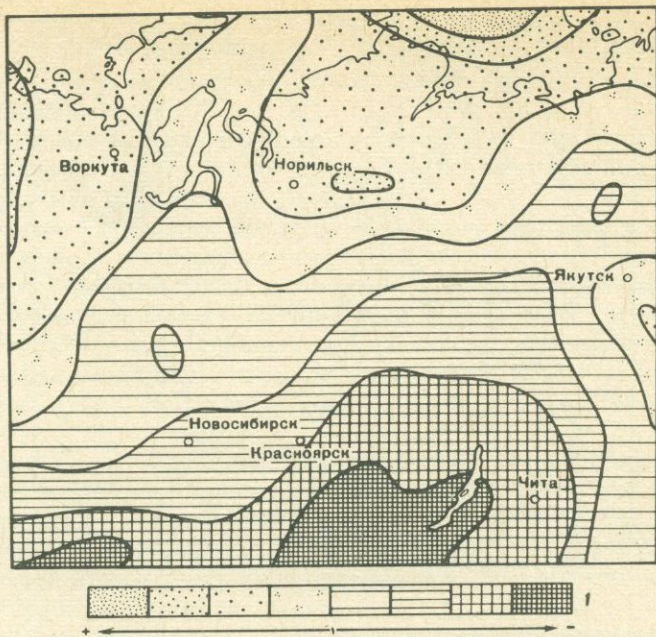


Рис. 1. Схема относительных планетарных аномалий, обусловленных плотностными неоднородностями подлитосферной мантии

1 — изменение интенсивности аномалий

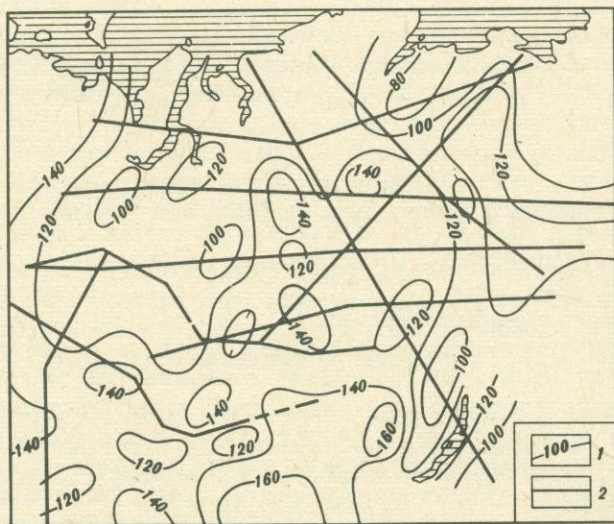


Рис. 2. Мощность гидростатически уравновешенной литосферы

1 — изогипсы глубин до кровли астеносферного слоя, км; 2 — сейсмические геотраверзы

таким осреднении региональные аномалии отображают особенности плотностных неоднородностей подлитосферной мантии (рис. 1).

По результатам моделирования в гравитационном поле структурно-плотностных неоднородностей литосферы вдоль геотраверзов ГСЗ построена поверхность, сопоставляемая с кровлей астеносферного слоя, на которой происходит гидростатическая компенсация блоков литосферы (рис. 2).

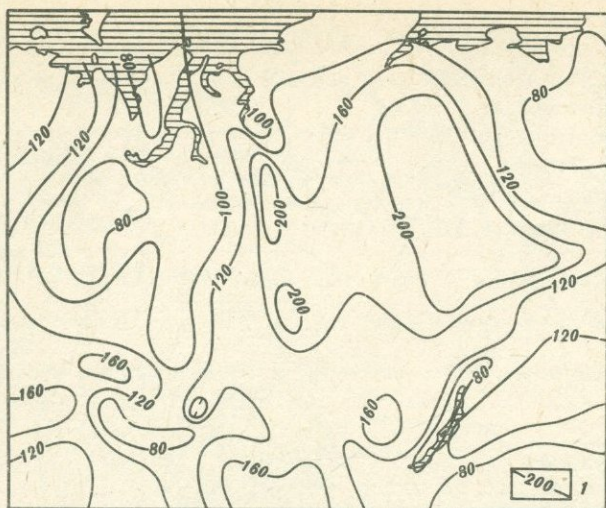


Рис. 3. Мощность литосферы, рассчитанная по тепловому потоку
 1 — изогипсы глубин до кровли астеносферного слоя, км

Построена также схема мощности литосферы Сибири по тепловому потоку (рис. 3). При расчетах глубин залегания поверхности солидуса, т.е. поверхности, которой отвечает начало плавления пород верхней мантии, использовались зависимости между плотностью теплового потока и температурой на глубине в предположении, что для параметров стандартной литосферы фоновый тепловой поток равен 47 мВт/м^2 , а поверхность частично расплавленного слоя ($t = 1200^\circ \text{C}$) залегает на глубине 130 км.

Остаточное поле силы тяжести, полученное после исключения планетарных аномалий и гравитационного эффекта от рельефа поверхности Мохо, совместно с геологическими материалами, данными бурения, сейсморазведки, электро- и магниторазведки использовано для расшифровки внутренней структуры земной коры территории Сибири, в частности для выделения глубинных разломов, при построении карты рельефа кровли консолидированной коры, разрезов и карт, характеризующих современное положение в разрезе коры дорифейского, рифейского, палеозойских и мезозойских мегакомплексов.

Таким образом, на основании метода геологического моделирования для территории Сибири составлены схемы и карты, характеризующие плотностные неоднородности подкоровой литосферы, мощность литосферы, мощность земной коры, рельеф кровли консолидированной коры, структурно-вещественные мегакомплексы земной коры Сибири.

Эти схемы, карты и разрезы дают достаточно полное представление о глубинной структуре литосферы Сибири и в совокупности с другими геологическими материалами позволяют объяснить многие особенности истории формирования земной коры Сибири, нефтегазоносность и металлоносность ее провинций.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОДЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРИ

Региональные особенности плотностной неоднородности подлитосферной мантии достаточно наглядно отражены на рис. 1.

Напряженность планетарных аномалий в целом увеличивается с юга на север. На этом фоне выделяется ряд региональных аномалий, отражающих современное состояние подлитосферной мантии, в пределах крупных регионов.

Самые низкие значения планетарных аномалий, характеризующие, по-видимому, ее пониженную часть, наблюдаются в пределах Алтае-Саянской складчатой области и в

Прибайкалье. Общая зона обширных пониженных аномалий имеет северо-восточное простираение с крупными ундуляциями. Одна такая зона относительно пониженных аномалий простирается через центральную часть Западно-Сибирской плиты в пределы Северного Ледовитого океана.

Относительно повышенными значениями планетарных аномалий характеризуется Русская платформа, Тимано-Печорская и Уральская области, северная часть Сибирской платформы и восточная часть Алданского щита.

Анализ структуры планетарных аномалий показывает отсутствие в явном виде связи подлитосферной мантии с поверхностными тектоническими элементами земной коры. Они как бы секут и горно-складчатые сооружения, и платформенные области, т.е. отражают общие глубинные процессы внутри Земли. Тем не менее такая связь опосредованно существует, в частности пониженная интенсивность планетарных аномалий свидетельствует о существовании разогретости и о возбужденном состоянии астеносферы, что, по-видимому, нашло отражение в тектонических процессах мезо-кайнозойского этапа.

Как известно, в начале мезозойской эры проявились рифтогенные процессы на территории Западной и Восточной Сибири, особенно интенсивно в обширной Байкальской зоне. Орогенические движения, сформировавшие современные горные цепи Алтая и Саяна, проявились на современном этапе. Эти тектонические элементы образованы процессами несомненно нижемантийного происхождения, которые зародились в позднем палеозое и продолжают в настоящее время.

Зоны относительно повышенной интенсивности планетарных аномалий указывают, что подлитосферная мантия характеризуется большой плотностью и меньшим воздействием на литосферу, в частности на протяжении мезо-кайнозойского этапа. Повышенная плотность, судя по скоростям сейсмических волн на границе Мохо, в этих регионах присуща литосферной мантии.

В пределах Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой зоны и особенно в Байкальской рифтовой зоне литосферная мантия отличается пониженными скоростями сейсмических волн, т.е. подлитосферная мантия оказывает прямое воздействие на состояние вещества литосферы Земли.

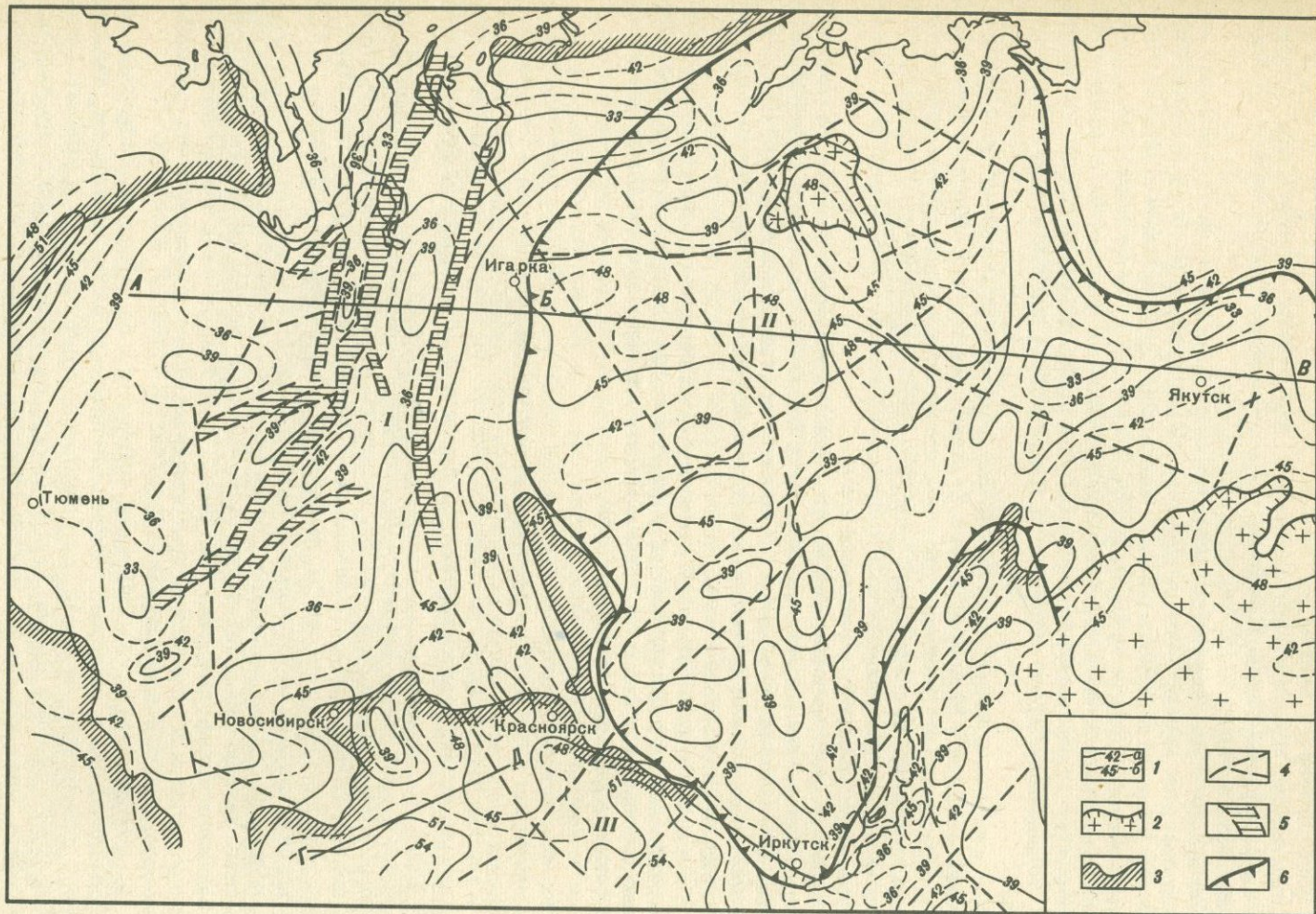
СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ

В вертикальном разрезе литосферы выделяются три опорные поверхности: подошва литосферы, кровля верхней мантии (подошва земной коры) и кровля консолидированной коры.

Мощность литосферы (см. рис. 2, 3). Толщина гидростатически уравновешенной литосферы изменяется от 80 до 160 км, а мощность литосферы, рассчитанная по тепловому потоку, от 80 до 200 км. Наименьшей мощностью характеризуется литосфера в пределах Западно-Сибирской плиты, наибольшей — на Сибирской платформе. В Алтае-Саянской складчатой области она варьирует от 80 до 160 км.

Отмечается близкое совпадение глубин и морфологии кровли астеносферного слоя в пределах Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской складчатой области, в том числе и Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 2, 3). В этих регионах поверхности солидуса и гидростатической компенсации практически совпадают, подтверждая тем самым большую разогретость подлитосферной мантии.

Поверхность солидуса на Сибирской платформе и особенно в ее центральной части расположена, как и следовало ожидать, значительно глубже поверхности гидростатической компенсации, указывая тем самым на большую плотность и меньшую разогретость подлитосферной мантии. Таким образом, на территории Сибирской платформы литосфера имеет как бы две нижние границы. Одна из них характеризует изостатическую уравновешенность блоков литосферы, другая — зону частичного плавления пород верхней мантии. Расположение поверхности солидуса на больших глубинах являет-



ся, по-видимому, одной из причин древности консолидированной земной коры Сибирской платформы, ее стабильности на протяжении последних 1,6 млрд лет.

Мощность земной коры на территории Сибири 30–60 км (рис. 4), т.е. земная кора составляет примерно 1/3 общей мощности литосферы. Наименьшие значения мощности (33–39 км) характерны для Западно-Сибирской плиты; в пределах Сибирской платформы они варьируют от 33 до 48, в Алтае-Саянской складчатой области — от 39 до 60 км.

На общем фоне погружения раздела кора—мантия в сторону горного обрамления в его рельефе выделяется ряд крупных ундуляций. Анализ показал, что в современной морфологии подошвы земной коры (поверхность Мохо) нашли отражение не только тектонические движения, создавшие современный структурный план территории Сибири, но и тектонические перестройки предшествующих эпох. Подошва земной коры приподнята в пределах наиболее крупных палеозойских впадин и краевых прогибов. При одинаковых отметках дневного рельефа и равных мощностях мезо-кайнозойских платформенных отложений глубина до поверхности Мохо на территории Западно-Сибирской плиты увеличена на 3–6 км в пределах зон байкальской и каледонской консолидации по сравнению с зонами герцинид.

Своеобразным строением характеризуются зоны современного (Байкальская рифтовая зона) и раннемезозойского (центральная часть Западно-Сибирской плиты) рифтогенеза. Здесь мощность земной коры над грабеновыми впадинами заметно сокращена. Относительно простое строение подошва земной коры имеет в пределах Западно-Сибирской плиты. Минимальные глубины ее залегания приурочены к северу центральной части плиты, максимальные — к складчатым сооружениям горного обрамления.

В центральной части плиты раздел кора—мантия при средних значениях глубин 36–37 км испытывает ундуляции амплитудой 2–4 км, причем погруженным его зонам соответствуют приподнятые блоки фундамента. На профилях ГСЗ, пересекающих Колтогорско-Уренгойский грабен—рифт, этот раздел характеризуется наименьшими глубинами залегания. В целом центральной части плиты свойственны не только меньшие глубины залегания кровли верхней мантии, но и меньшие значения граничных скоростей на ее поверхности.

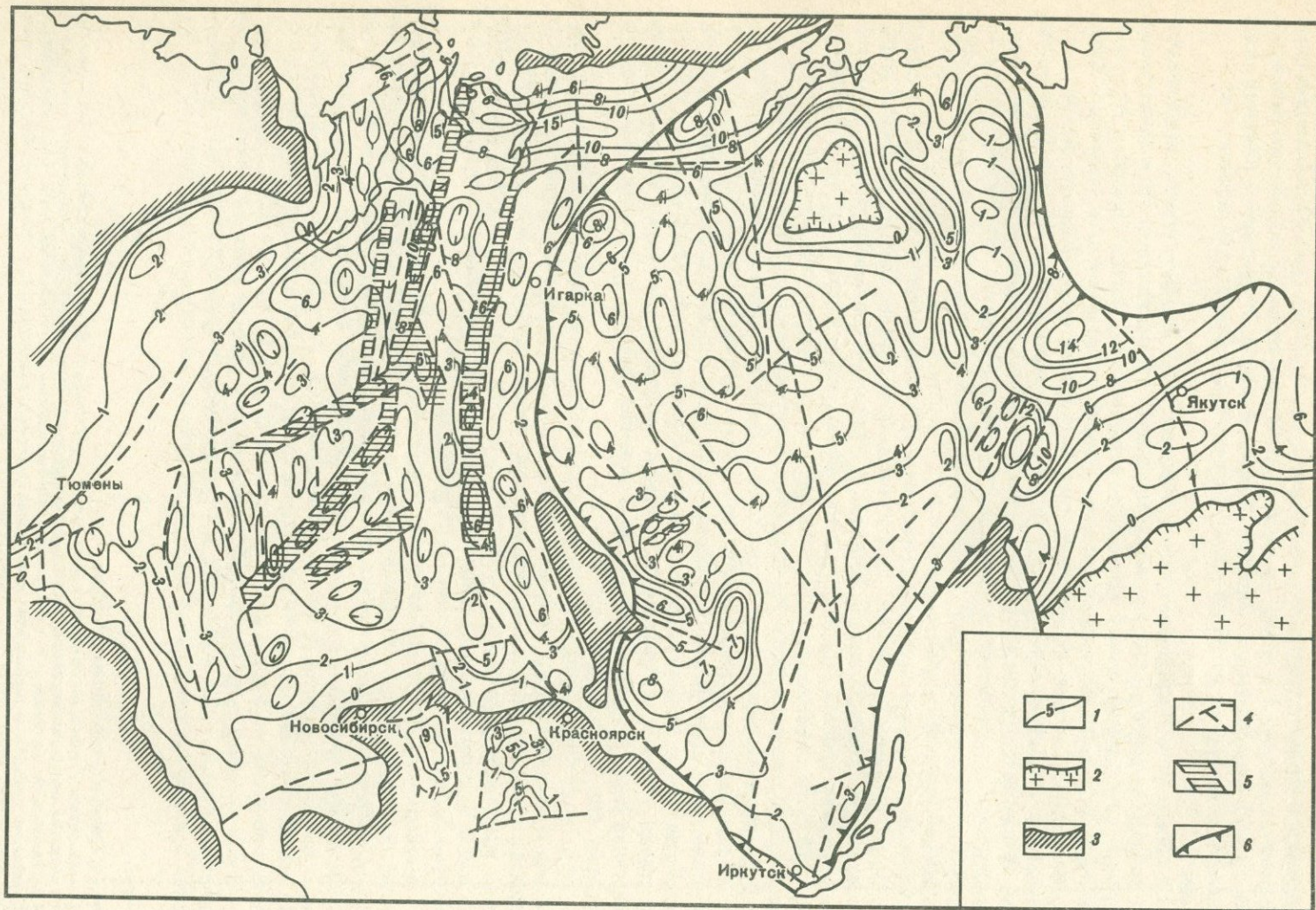
На востоке плиты, в пределах Приенисейской зоны, по поверхности Мохо выделяется ряд поднятий и погружений, соответствующих палеозойским впадинам и разделяющим их приподнятым блокам. Например, мощность земной коры в Касской палеозойской впадине не превышает 39 км, тогда как под Енисейским кряжем она достигает 45 км. В Приуральской зоне плиты подошва земной коры плавно погружается в сторону Уральской складчатой системы от 36 до 51 км.

В северо-западной части Сибирской платформы по поверхности Мохо фиксируется крупная отрицательная морфоструктура с глубиной залегания 48 км, совпадающая в плане с современной неотектонической зоной воздымания — плато Путорана. В пределах Енисейско-Хатангского регионального прогиба поверхность Мохо приподнята на 9 км. В центральной части прогиба глубина до раздела кора—мантия составляет 32 км. Центральная часть Тунгусской синеклизы характеризуется относительно приподнятым положением раздела кора—мантия с глубинами 39–42 км.

В юго-западной части платформы в рельефе поверхности Мохо выделяется ряд относительно крупных положительных и отрицательных морфоструктур с амплитудами 3, реже 5 км. В восточной части платформы области максимальных глубин (45–48 км)

Рис. 4. Схема мощностей земной коры

1 — изолинии мощности земной коры, км: а — основные, б — вспомогательные; 2,3 — выходы на дневную поверхность пород: 2 — кристаллического фундамента, 3 — складчатого обрамления; 4 — глубинные разломы; 5 — триасовые грабен-рифты; 6 — краевые швы, разграничивающие фундамент Сибирской платформы и смежные складчатые системы; I — Западно-Сибирская плита; II — Сибирская платформа; III — Алтае-Саянская складчатая область; А-Б, Б-В, Г-Д — глубинные геолого-геофизические разрезы, см. на рис. 6



расположены в пределах Анабарского массива и Алданского щита. Минимальная мощность земной коры (33–36 км) приурочена к Предверхооянскому прогибу и Вилюйской гемисинеклизе. В Таймырской и Верхоянской складчатых системах глубина залегания поверхности Мохо 42–45 км. Для Байкальской рифтовой зоны отмечается общий подъем поверхности Мохо, осложненный рядом локальных участков с увеличенной мощностью земной коры. Граничные скорости вдоль поверхности верхней мантии в этой зоне составляют 7,7–7,8 км/с.

Алтае-Саянская складчатая область как область современного воздымания характеризуется общей увеличенной мощностью земной коры. Во внутренних горных ее районах глубины залегания подошвы достигают 54–60 км. Средне-верхнепалеозойские впадины (Кузбасская, Минусинские) имеют уменьшенную мощность земной коры — 39–42 км. В Томь-Кольванской зоне герцинид она составляет 45 км.

Анализ строения раздела кора—мантия свидетельствует, что морфология и мощность земной коры обусловлены главным образом современными тектоническими процессами. Однако в ее строении достаточно четко отражены тектонические процессы палеозойских и мезозойских эпох.

Поверхность консолидированной земной коры. В качестве верхнего ограничения консолидированной коры рассматривается поверхность геосинклинально-складчатых образований в пределах Западной Сибири, представленных палеозойскими и докембрийскими породами, и поверхность кристаллических пород Сибирской платформы нижнепротерозойского и архейского возраста (рис. 5).

На территории молодой Западно-Сибирской плиты рельеф поверхности геосинклинально-складчатых комплексов резко расчленен, что обусловлено преимущественно унаследованным движением структурно-формационных зон фундамента. В его морфологии преобладают линейные формы. Отмечается постепенное погружение этой поверхности к центру и на север плиты.

В приуральской части плиты кровля консолидированной коры образует моноклинал, погружающуюся к центру плиты до 4 км и осложненную рядом положительных и отрицательных структурных форм сравнительно небольшой амплитуды северо-восточного простирания, согласующихся с простиранием структур Уральской складчатой системы.

В рельефе поверхности консолидированной коры центральной и северной частей плиты выделяются линейные зоны поднятий и прогибов северо-западного простирания. На юге глубины залегания геосинклинально-складчатых комплексов на поднятиях не превышают 2,5–3,0, а в прогибах они возрастают до 4 км. На севере кровля консолидированной коры резко погружается, глубина ее залегания на поднятиях составляет 4,5–5,5, в прогибах — 8–9 км.

Особенностью рельефа поверхности геосинклинально-складчатых комплексов центральной и северной частей плиты является наличие узких прогнутых грабенобразных линейных зон, которые расположены дискордантно к положительным и отрицательным структурным формам северо-западного простирания. В этих линейных прогнутых зонах кровля консолидированной коры опущена до 5 в центральных и до 11 км в северных частях плиты.

В восточной и юго-восточной частях плиты поверхность геосинклинально-складчатых комплексов характеризуется резкими перепадами глубин. Здесь глубокие депрессионные зоны разделяются поднятиями горстового типа. Глубина залегания в депрессиях достигает 8, на поднятиях — 3 км. На северо-востоке кровля консолидированной коры

Рис. 5 Схема рельефа кровли консолидированной коры

1 — изогипсы, км; 2,3 — выходы на дневную поверхность кровли консолидированной коры, представленной: 2 — кристаллическими образованиями архея и нижнего протерозоя, 3 — геосинклинально-складчатыми комплексами палеозоя и верхнего протерозоя; 4 — глубинные разломы; 5 — триасовые грабен-рифты; 6 — краевые швы, разграничивающие фундамент Сибирской платформы и смежные складчатые системы

погружается на большие глубины, достигая в Енисейско-Хатангском прогибе 10–15 км.

В морфологии рельефа поверхности консолидированной коры Сибирской платформы преобладают изометрические формы, соответствующие крупным опущенным или приподнятым блокам кристаллического фундамента. Структурные формы фундамента западной и юго-западной частей платформы характеризуются преимущественно северо-западной направленностью, тогда как в юго-восточной и северо-восточной частях им свойственны соответственно северо-восточные и субмеридиональные простирания.

Для западных районов платформы характерно постепенное погружение поверхности кристаллического фундамента в северном направлении. С увеличением глубин отмечается усложнение морфологии рельефа и увеличение контрастности ее структурных форм.

На территории Тунгусской синеклизы глубины до поверхности кристаллического фундамента изменяются от 4 до 5–7, в отдельных депрессиях — до 8 км. На севере Тунгусская синеклиза ограничивается Енисейско-Хатангским региональным прогибом субширотного простирания, в котором поверхность консолидированной коры погружена до глубины 10–15 км.

В юго-западной части платформы в рельефе поверхности кристаллического фундамента выделяется зона сравнительно небольших глубин, которая оконтуривается изогипсой 4 км и соответствует Байkitской антеклизе, и зона больших глубин залегания кровли консолидированной коры (до 8 км), в плане совпадающая с Канско-Тасеевской депрессией. В пределах юго-восточной части платформы кровля консолидированной коры выходит на дневную поверхность на Алданском щите, погружается до 2–3 км в Непско-Ботуобинской антеклизе и до 14 км — в Вилюйской гемисинеклизе.

Региональные особенности строения кровли консолидированной коры северо-восточной части платформы обусловлены наличием Анабарского и Оленекского массивов. Разделяющая их депрессионная зона характеризуется глубиной залегания фундамента до 6 км. К востоку от Оленекского поднятия кровля консолидированной коры резко погружается в сторону Предверхоаянского прогиба на глубину 8–9 км.

В пределах палеозойских впадин Алтае-Саянской складчатой области кровля консолидированной коры погружена в Кузнецкой впадине до 12, в Южно-Минусинской — до 9, в Северо-Минусинской — до 7 км.

Таким образом, рассмотрение особенностей строения консолидированной коры Сибири показывает, что она характеризуется не только огромными возрастными диапазонами, измеряемыми миллиардами лет, разнообразным составом пород, но и сложной морфологией ее поверхности и большой дифференциацией по мощности.

Мощность консолидированной коры территории Сибири изменяется от 60 до 17 км, причем она находится в прямой зависимости от современного уровня кровли ее поверхности. Чем глубже погружена поверхность консолидированной коры, тем меньше ее мощность и наоборот. Этот факт свидетельствует о наложенной природе поверхности Мохо, которая в целом ряде регионов может располагаться даже внутри гранитно-метаморфического слоя. Консолидированная кора, несмотря на условное выделение в ее составе гранитно-метаморфического и базальтового слоев, в этом случае представлена в нижней ее части гранитизированными и глубинно-метаморфизованными породами. Нижняя часть консолидированной коры в пределах Вилюйской гемисинеклизы, Енисейско-Хатангского регионального прогиба, Кузнецкой впадины, северных районов Западно-Сибирской плиты представлена древними гранитизированными и метаморфизованными породами, кроме рифтовых зон, которые на всю мощность заполнены породами базальтового состава. Не исключено, что и в других регионах Сибири консолидированная кора на всю мощность имеет тот же состав, но под действием высоких температур и давлений по своим физическим параметрам (скоростям сейсмических волн) породы соответствуют базальтовому или даже перидотитовому слоям. В современных высоко приподнятых над дневной поверхностью зонах нижняя часть консолидированной коры, скорее всего, базальтового состава.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ МЕГАКОМПЛЕКСЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На основе моделирования структуры земной коры вдоль региональных маршрутов ГСЗ и с учетом всей имеющейся геологической и геофизической информации для Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области составлены тектонические карты, характеризующие современную структуру дорифейского, рифейского, венд-силурийского, девонского—среднетриасового (для Западно-Сибирской плиты), девонско-нижнекаменноугольного, среднекаменноугольно-триасового и юрско-мелового мегакомплексов [1, 2].

В качестве примера приведены глубинные разрезы земной коры каждого региона с выделением мегакомплексов, глубин их залегания и мощности (рис. 6). На разрезах условно выделен базальтовый слой, который в ряде регионов, по-видимому, представлен древними архейскими образованиями.

Дорифейские мегакомплексы широко распространены на территории Сибири. Они имеют сплошное развитие на древней Сибирской платформе, образуя в погруженных зонах основание более молодых мегакомплексов. В пределах Западно-Сибирской плиты дорифейские мегакомплексы также служат основанием более молодых мегакомплексов. Здесь они отсутствуют только в пределах зон развития грабенов—рифтов триасового возраста. Мощность мегакомплексов изменяется от первых километров до 10 км, глубина залегания, как правило, превышает 10 км.

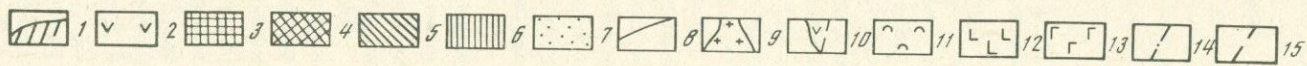
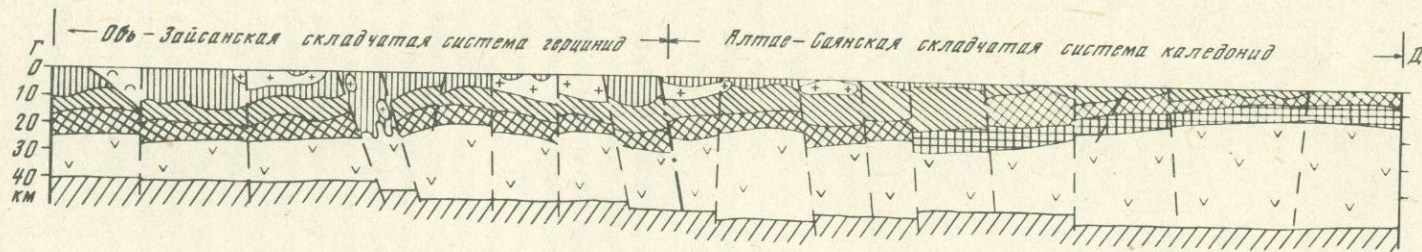
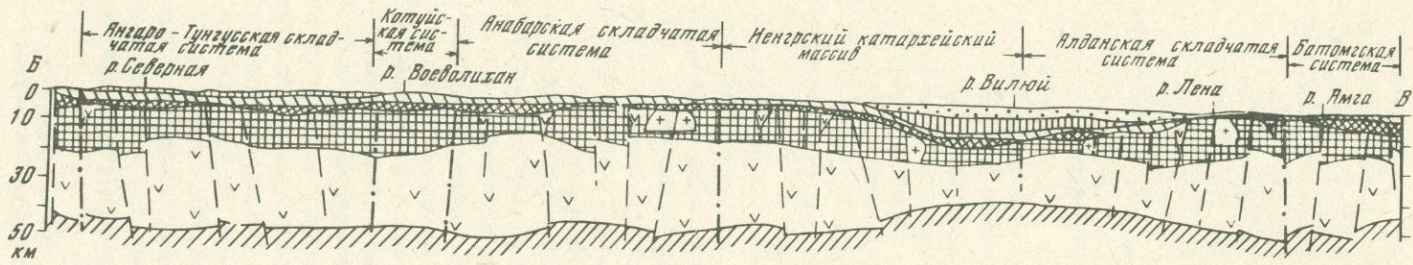
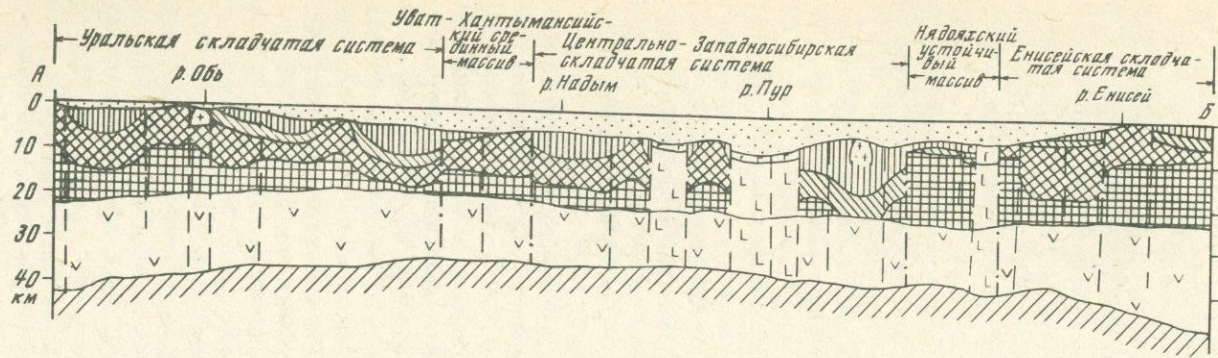
В Алтае-Саянской области дорифейские мегакомплексы развиты только в ее восточной части, последовательно образуя основание рифейского, а затем венд-силурийского мегакомплексов, постепенно погружаясь в юго-восточном направлении с 5 до 20 км. На западе Алтае-Саянской области, в пределах Горного, Рудного Алтая и Обь-Зайсанской складчатой системы, отложения дорифейских мегакомплексов в разрезе земной коры, по-видимому, отсутствуют.

Наиболее широко на территории Сибири распространен рифейский мегакомплекс. В отличие от дорифейского он представлен в различных фациях — геосинклинальных, переходных и платформенных. На территории Сибирской платформы он сложен в нижней части вулканогенно-терригенными породами, в верхней — карбонатными типично платформенными образованиями. Мощность его от первых метров до 2—3 км. Этот мегакомплекс отсутствует на крупных современных сводовых поднятиях фундамента, таких как Непско-Ботуобинское, Байкитское и др.

В пределах Енисейского кряжа, Алтае-Саянской складчатой области, в фундаменте Западно-Сибирской плиты рифейский мегакомплекс состоит из глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород. Мощность его от 5 до 12 км, глубины залегания — от выходов на дневную поверхность на Енисейском кряже и в Восточном Саяне до 15—20 км в Обь-Зайсанской складчатой системе и Западно-Сибирской плите.

Венд-силурийский мегакомплекс на территории Сибирской платформы представлен в типично платформенных фациях. В геосинклинальных и переходных фациях он широко развит в Алтае-Саянской складчатой области. На востоке области фации этого мегакомплекса имеют переходный состав, в западных районах и в Обь-Зайсанской складчатой системе он представлен глубоко метаморфизованными породами, прошедшими геосинклинальный этап развития. При этом в центральных частях Алтае-Саянской складчатой области (Озерно-Кузнецкая зона) породы мегакомплекса имеют преимущественно фемический состав, в Горном и Рудном Алтае — салический. Глубина его залегания в Алтае-Саянской области 0—15, мощность 5—15 км. В пределах Западно-Сибирской плиты венд-силурийский мегакомплекс развит в основном в западной части, образуя зоны унаследовавших синклиналиев погруженных уралид. Глубина его залегания от 3—4 до 15—20, мощность 5—7 км.

Девонский—среднетриасовый мегакомплекс сложен разнообразными по фациальному составу породами и характеризуется большой дифференциацией по мощности. В Алтае-Саянской складчатой области и в фундаменте Западно-Сибирской плиты он представлен геосинклинальными и переходными фациями.



Девонско-нижнекаменноугольный геосинклиальный комплекс наиболее широко развит в Обь-Зайсанской, Томь-Кольванской складчатых системах, в фундаменте центрального и западного районов Западно-Сибирской плиты. Мощность его в отдельных зонах до 12 км, глубина залегания изменяется от выходов на дневную поверхность в Обь-Зайсанской и Томь-Кольванской зонах до 10–11 км на севере Западно-Сибирской плиты.

В восточной части Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области девонский—среднетриасовый мегакомплекс представлен прото- и дейтероорогенными образованиями. Протоорогенные формации этого мегакомплекса выполняют погруженные зоны фундамента Западно-Сибирской плиты, а также краевые зоны герцинид.

В пределах Сибирской платформы в этом возрастном интервале нами выделены два мегакомплекса. Девонско-нижнекаменноугольный мегакомплекс характеризуется ограниченным распространением и незначительной долей (5–10%) в общей мощности платформенного чехла. Среднекаменноугольный—триасовый мегакомплекс развит более чем на 50% территории платформы. В нижней части он представлен углекислыми, в верхней — вулканогенными фациями.

Мезо-кайнозойский мегакомплекс в платформенных фациях изменяется от выходов на поверхность в пределах обрамления до 8 км в наиболее погруженных зонах севера Западно-Сибирской плиты.

На Сибирской платформе мезозойский мегакомплекс выполняет окраинные депрессионные зоны платформы (Енисейско-Хатангский, Предверхоанский региональные прогибы и Вилюйская гемисинеклиза). Мощность мегакомплекса в депрессионных структурах 8–10 км.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Анализ строения литосферы Сибири и структурно-вещественных комплексов коры показывает, что главнейшие черты современной структуры земной коры были сформированы циклическими глубинными процессами, зарождавшимися в нижней части мантии и ядре Земли. Территория Сибири на протяжении длительной истории своего развития пережила несколько крупных тектоно-магматических мегациклов и в пределах каждого мегацикла испытала действие двух основных его стадий: преобладающего растяжения (деструктивная) и преобладающего сжатия (конструктивная) [6].

Широкое развитие на территории Сибири докарельских и карельских структурно-вещественных комплексов свидетельствует о специфической, весьма сложной и длительной (более 2 млрд лет) истории ее дорифейского развития, вмещающего, по-видимому, несколько мегациклов, приведших в нижнем—среднем протерозое к становлению континентальной коры и формированию единой Евразийской протоплатформы.

Рифейский этап в истории земной коры Сибири знаменуется зарождением нового типа тектоно-магматических мегациклов. За 1600 млн лет для территории Сибири достаточно обоснованно выделяются рифейский, позднерифейско-палеозойский мегациклы и первая (деструктивная) стадия позднепалеозойско-кайнозойского мегацикла. Каждый мегацикл включает несколько тектоно-магматических циклов. Например, поздне-

Рис. 6. Глубинные геолого-геофизические разрезы (см. рис. 4) земной коры по профилям А–Б (Западно-Сибирская плита), Б–В (Сибирская платформа), Г–Д (Алтае-Саянская складчатая область)

1 — кровля верхней мантии; 2 — базальтовый слой; 3–7 — мегакомплексы: 3 — дорифейский, 4 — рифейский, 5 — венд-силурийский, 6 — девонско-среднетриасовый (для А–Б и Г–Д), девонско-нижнекаменноугольный и среднекаменноугольно-триасовый (для Б–В), 7 — мезо-кайнозойский; 8 — границы по сейсмическим данным (по А.Е. Егоркину, С.К. Зюганову, Н.М. Чернышеву, 1984 г.) и результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов; 9 — гранитоидные тела и зоны гранитизации; 10 — основные и ультраосновные интрузии; 11 — офиолиты; 12 — рифтовый комплекс; 13 — грабенный комплекс; 14 — разломы, разграничивающие разновозрастные складчатые системы; 15 — глубинные разломы

рифейско-палеозойский мегацикл состоит из салаирско-каледонского и герцинского циклов. В течение циклов формируются соответствующие латерально-вертикальные комплексы, включающие собственные геосинклинальные, прото-, дейтероорогенные и плитные [6].

Под воздействием мантийных процессов в начале рифейской эпохи произошел раскол Евразийской платформы на отдельные литосферные плиты. В результате их раздвига обособились Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Китайская и Таримская плиты и заложился сложно построенный Урало-Монгольский подвижной пояс.

На деструктивной стадии рифейского мегацикла на территории Сибирской платформы, особенно в ее западной части, широко проявились процессы корово-мантийного диапиризма, выразившиеся в образовании задугового бассейна, вдоль западной ее окраины под воздействием этих процессов заложилась Енисейско-Туруханская островодужная система.

В северной осевой части Урало-Монгольского подвижного пояса, охватывая Тимано-Печорскую область, в рифее сформировалась рифтовая система, а возможно, даже спрединговая зона. Фрагменты ее осевых элементов установлены в Чарском районе Обь-Зайсанской складчатой системы и в фундаменте Западно-Сибирской плиты [1]. К востоку и западу от этой рифтовой системы располагались относительно глубоководные турбидитные бассейны, разобщенные банками и архипелагами.

На конструктивной стадии рифейского мегацикла в пределах подвижного пояса произошло оформление обширного складчатого пояса байкалид. На территории Сибирской платформы в этот период формировались ниже-среднерифейские полуплатформенные и верхнерифейские типично платформенные отложения. Рифейский тектономагматический мегацикл продолжительность около 1 млрд лет завершился на рубеже 800 млн лет образованием складчатых поясов с новой континентальной корой.

С конца рифея начался новый, позднерифейско-палеозойский тектономагматический мегацикл.

На первой, деструктивной, стадии под воздействием возбужденной мантии произошел раскол байкальского и добайкальского субстрата на плиты с заложением новых рифтовых и островодужных систем. К этому времени относится возникновение Уральской рифтовой и Озерно-Кузнецкой островодужной систем с элементами коры океанического типа, а также обширных бассейнов с корой континентального типа. Палеоокеан в палеозое охватил практически всю территорию современного Евразийского континента. На второй, конструктивной, стадии происходило этапное (салаирско-каледонский, герцинский) формирование складчатых систем с новой континентальной корой.

В позднем палеозое геосинклинальное развитие в Урало-Монгольском подвижном поясе завершилось формированием складчатого пояса с новой континентальной корой. На территории Сибирской платформы на протяжении всего мегацикла существовали типично платформенные условия.

К началу мезозоя земная кора Сибири была представлена ассоциациями структурно-вещественных комплексов, образовавшихся в течение докарельского, карельского, рифейского и позднерифейско-палеозойского тектономагматических мегациклов. Она характеризовалась наибольшей мощностью и жесткостью. Поэтому в новом тектономагматическом мегацикле, деструктивная стадия которого началась в позднем палеозое и продолжается до настоящего времени, в особенно больших масштабах проявились рифтогенные процессы, приведшие не только к расколу литосферы на плиты, но и к их раздвигу (спредингу) в пределах Арктики и Северной Атлантики [4]. Этими процессами были сформированы Западно-Сибирский мегабассейн, бассейны Северо-Западной Европы, Северной Америки. Они возникли в условиях растяжения земной коры, устойчивого прогибания, повышенной тектонической активности и теплового потока, что способствовало образованию в осадочных толщах уникальной концентрации углеводородов. Деструктивная стадия наиболее благоприятна для формирования крупных осадочных бассейнов нефти и газа. Однако породы большинства бассейнов такого типа

прошлых эпох в конструктивную стадию подвергались складчатости, глубинному метаморфизму, а на месте бассейнов формировались структурно-формационные зоны складчатого типа [5].

Таким образом, главные черты современной структуры литосферы Сибири обусловлены тектоно-магматическими мегациклами и существованием на этой территории начиная с рифея принципиально различных геоблоков — Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского. Первый соответствует Урало-Монгольскому подвижному поясу, второй — древнему Сибирскому кратону.

Эти особенности в развитии земной коры Сибири нашли отражение в структурно-вещественных комплексах и как следствие в наборе полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, А.А. Трофимук, О.Г. Жеро и др. М.: Недра, 1986. 149 с.
2. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / В.С. Сурков, М.П. Гришин, В.С. Старосельцев и др. М.: Недра, 1987. 204 с.
3. Сурков В.С. Методологические проблемы рифтогенеза и их связь с практикой нефтегазописковых работ в Сибири // Методологические проблемы геологии нефти и их связь с практикой. Новосибирск: Наука, 1986. С. 36–56.
4. Сурков В.С., Морсин П.И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии (на примере Алтае-Саянской складчатой области) // Геология и геофизика. 1971. № 10. С. 63–72.
5. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема // Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 3–11.
6. Сурков В.С., Коробейников В.П., Жеро О.Г. и др. Эволюция и глубинная структура земной коры Сибири // Сов. геология. 1984. № 7. С. 41–49.

УДК 552.30 (57)+553.06 (57)

Г.В. Поляков, В.В. Золотухин, Ф.П. Митрофанов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Обширная территория Сибири включает крупные разновозрастные структуры с различной историей геологического развития, магматизма и металлогении. Единого обобщения по магматизму всей территории Сибири до сих пор, по существу, не было, а известные нам работы в этой области касаются лишь отдельных частей этого большого и сложного региона. Учитывая чрезвычайно широкие пространственные и возрастные рамки магматизма Сибири, его многообразие и сложившиеся подходы к структурно-тектоническому районированию, авторы настоящей статьи пошли по пути генерализованного рассмотрения главных типов магматических формаций основных структурных элементов этого региона. Повышенное внимание уделено при этом вопросам эволюции состава и рудной специализации главных типов магматических формаций и существующим нерешенным проблемам.

Главными тектоническими элементами рассматриваемой территории являются Сибирская платформа и окружающие ее складчатые сооружения. Магматические формации соответственно группируются в рамках трех основных структурных подразделений: 1) докембрийских структур фундамента Сибирской платформы, к которым относятся обнаженные части кристаллических щитов и массивы докембрийских комплексов в складчатом обрамлении Сибирской платформы; 2) фанерозойских структур складчатого обрамления (рифейских, палеозойских и структур более поздней активации); 3) чехла Сибирской платформы.

**Геодинамические режимы и главные магматогенные и ультраметагенные формации
в пределах раннедокембрийских консолидированных континентальных структур земной коры – кратонов
(по Ф.П. Митрофанову и А.Н. Виноградову, 1987 г.)**

Этап	Стадия	Геодинамическая обстановка	Структуры и формации	
Тектоники литосферных плит	Нет принципиального отличия от геодинамических обстановок и индикаторных для них магматогенных формаций фанерозоя за исключением некоторых специфических формаций (анортозит-рапакиви) и ассоциаций региональных поясов диасхизиса с мигматитами и пегматитами			
— 2100 —	Платформенная	Пенепленизация поверхности, формирование чехла зрелых осадков с платформенным вулканоплутонизмом		
Кратонный (протоплатформенный, авлакогенный) *	Орогенная	Частичная инверсия в связи с подплавлением дна трогов, приводящим к кислому вулканизму и формированию монцогранитных плутонов Проседание мегасводов по системе лучевых трогов, осадочно-вулканогенное заполнение, внедрение крупных масс дифференцированных базитов	Дациит-риолитовая, магнезиальных базальтов – андезитобазальтов, толеитовых базальтов Трахибазальтовая	Щелочно-гранитная, монцодиорит-гранитная, интрузивных чарнокитов, клинопироксенит-верлитовая, габбро-вебстеритовая, лерцолит-габбро-норитовая, перидотит-пироксенит-габбро-норитовая
— 2600 —	Складкообразования (корово-астеносферная)	Складчатость погружения, подъем геоизотерм, максимальный метаморфизм, ультраметаморфизм, палингенез и анатексис – образование мощного корового астеносферного слоя (“мигматитового”) и диапиризм. В гранулит-гнейсовой инфраструктуре – гранулит-анортозитовые ассоциации повышенных давлений	Гранит- и гранулит-зеленокаменные области Зеленокаменные и прочие супра-крупные пояса (суперструктура) Дайковая	Гранулит- и гранито-гнейсовые поля (инфраструктура) Щелочно-базит-карбонатитовая (типа Силлин-ярви в Финляндии), мангерит-анортозитовая

Кратонизации ("зеленокаменных поясов"; протогео-синклинальный)	Рифтинговая	Мантийный диапиризм и как следствие аркогенез, сопровождаемый рифтингом различной степени раскрытия (до спрединга?). Мантийный вулканизм – в зеленокаменных поясах, кислый коровый (лептитовый) – в сиалических поясах	Лейкогранитовая Плагιοгранит-мигматитовая, гранит-мигматитовая, чарнокит-мигматитовая Тоналит-трондьемитовая, габбро-анортозитовая, габбро-гипербазитовая Коматиит-базальтовая, андезит-базальтовая, андезит-дацитовая (лептитовая)		
3500	Протолитоцилитная	Формирование осадочно-эффузивного покрова и дайкового каркаса в теле "тоналитового" литоплинта	Анортозит-габбро-норитовая Трапповая с переходом в андезито-базальтовую разной глиноземистости	Калиевых аляскитовых чарнокитов	Реоморфизованных гранитоидов, мигматитов, пегматитов
Нуклеарный	Пермобильная (протокоровая)	Формирование импактным путем "первых" андезито-тоналитовых вулкано-плутонитов, превращенных затем в тоналитовые ортогнейсы и эндербиты	Эндербитовая с включениями базит-ультрабазитового состава (в гранулитовой фации)	Дайковая Тоналитовых ортогнейсов с включениями базит-ультрабазитового состава (в амфиболитовой фации)	

* Характеризуются только сегменты консолидированной литосферы.

Докембрийские эпохи и магматизм докембрийских структур Сибири укладываются в известные схемы геологического развития и магматизма континентальных структур земной коры (см. таблицу). При формировании древних комплексов фундамента Сибирской платформы проявились, по существу, все выделенные в таблице этапы развития магматизма со всеми стадиями и соответствующими им магматическими формациями.

Архейские образования Сибири отличаются от древнейших комплексов других районов, в частности Карелии и Украины, обилием в разрезах этого уровня карбонатных пород и относительно хорошо сохранившейся гранулитовой ступенью метаморфизма толщ. Поясовые гранулиты повышенных и высоких давлений (сутамские, чогарские) с чарнокитами и анортозитами, по многим данным, не являются древнейшими, хотя по возрасту они, видимо, также архейские. Многие из ареально распространенных эндербит-гранулитовых ассоциаций умеренных давлений Алданского и Анабарского щитов, Шарыжалгайского и Канского выступов, Сангиленского массива определяются как раннеархейские, сформированные до отложений позднеархейских супракрустальных поясов. Это позволяет большинство архейских кратонов Сибири относить к типу не "гранит-зеленокаменных", а "гранулит-зеленокаменных" областей, подобных Кольской структуре Балтийского щита. Металлогеническое значение такой типизации требуется еще оценить, учитывая ранее отмечавшиеся особенности комплексов "гранулит-зеленокаменного" типа [11].

Гранулитовым образованиям Сибири особенно свойственны чарнокит-анортозитовые ассоциации. Древнейшие эндербиты по первичной природе относятся к кварц-андезит-тоналитовым протокоровым вулкано-плутоническим формациям. Такие породы в виде измененных эндербитов или гнейсо-плагиигранитоидов и мигматитов на всех щитах мира составляют значительную часть инфраструктуры различных по составу архейских супракрустальных поясов. В последние годы обсуждаются многочисленные модели образования таких древнейших тоналит-грондьемитовых ("серогнейсовых") ассоциаций. В большинстве моделей они относятся к продуктам кристаллизации умеренно кремнекислых расплавов. Пока нет сколько-нибудь серьезных оснований для утверждения, что они являются результатом ареальной метасоматической плагиигранитизации изначально симатической протокоры. Архейские породы основного состава сохраняются в виде регионально выдержанных горизонтов в условиях метаморфизма как амфиболитовой, так и гранулитовой фации (например, тимптонская толща Алданского щита). Плагиигранитоидам присущи многие особенности магматогенных образований. На примере инфраструктуры Алданского щита это убедительно показано работами Г.М. Дротовой, А.Б. Котова и других исследователей ИГГД АН СССР. В ареальном процессе полезные компоненты, видимо, рассеиваются. Во всяком случае непосредственно в связи с магматизмом этого типа нигде в мире рудные концентрации не установлены.

Рассеянные меланократовые включения в тоналит-эндербитовой инфраструктуре (метабазиты и реже метаультрабазиты) в большинстве случаев должны иметь реститовую природу. Они еще полностью не изучены, хотя не исключена возможность концентрации в них тугоплавких полезных компонентов. Этот вопрос должен решаться в связи с общими проблемами изучения специфики потенциальной рудоносности высокомагнетизальных архейских образований.

На территории Алданского щита в составе иенгрского супракрустального комплекса выделяется ассоциация пород, состоящая из высокодифференцированных метаосадков (кварцитов и высокоглиноземистых пород) и метавулканитов толеитового состава. Полезных ископаемых, связанных с этой ассоциацией пород, не известно. Однако не исключено, что в других зонах с этапом начальной архейской базификации протокоры могут ассоциировать расслоенные интрузивы ультрабазитов-базитов с титаномангнетитовой и сульфидной медно-никелевой минерализацией, как, например, в Зимовейнинском и в Порожинском участках Енисейского кряжа [7]. По мнению А.Н. Виноградова, в разрезах протоплинного комплекса заслуживают внимания лептитовые формации (изначально высокоглиноземистые андезиты и дациты) как возможные носители колче-

данного рудообразования пирротинового типа (подобные Исуа в Гренландии и Саргура в Индии) и железистых кварцитов (Байкальское и Кимбирское месторождения).

Относительно лучше изучены магматизм и связанные с ним полезные ископаемые позднего архея и протерозоя [3, 4]. Они принадлежат к асинхронно развивающимся структурам длительного протогеосинклинального этапа, которые характеризуются активным магматизмом и различным рудообразованием.

Магматические формации архейских зеленокаменных поясов глубокого заложения в целом гомологичны таковым в эвгеосинклиналях фанерозоя. В других докембрийских областях мира специфической их особенностью является развитие продуктивных в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения высокомагнезиальных ультрамафитов и мафитов коматитовых серий и отсутствие типичных офиолитов. В архейских комплексах Сибири коматиты и сопряженное с ними значимое сульфидное оруденение пока не обнаружены. Это может объясняться различной геологической историей развития зеленокаменных поясов. Эти пояса с богатой медно-никелевой минерализацией формировались в пределах тоналит-гнейсовой протокоры и относительно слабо метаморфизованы. Зеленокаменные пояса, бедные такой минерализацией, находятся в пределах эндрбит-гранулитовой протокоры, они в целом сильнее метаморфизованы. В Сибири к первой группе структур можно отнести Чаро-Олекминскую область с Олондинским поясом.

Лептитовые и супракрустальные пояса относительно неглубокого заложения (такие, как Борсалинский, Тасмизлинский и др.) со среднекислым магматизмом натриевого профиля имеют железорудную специализацию.

С чарнокит- и гранит-мигматитовыми ассоциациями связаны нерудные полезные ископаемые (слюдяные пегматиты) и редкометалльно-редкоземельная минерализация — в Олекминском, Восточно-Саянском, Енисейском и ряде других регионов. Присутствие в архейских разрезах Сибири карбонатных пород способствовало формированию скарных месторождений с магнетитом, флогопитом, апатитом, шеелитом. Стратиформные скопления шеелита могут быть обнаружены в древнейших кальцифирах и кварцитах протолитоплинтных комплексов. Такая минерализация обнаружена в архее Монголии.

Со становлением древнейших кратонов (Олекмо-Алданского, Анабарского, Ангарского) связывается образование крупных габбро-анортозитовых плутонов формации автономных анортозитов (Джугджурского, Каларского, Анабарских) и дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов (в частности, Чинейского) с комплексной минерализацией железа, меди и титана.

Для протерозойских комплексов Сибири установлена структурная зональность: кратон—миогеосинклиналь—эвгеосинклиналь с соответствующими парагенезисами магматических формаций и сопутствующего им оруденения. Здесь проявлены континентальные медистые песчаники Удокана, месторождения карбонатитового ряда, колчеданно-полиметаллические месторождения холоднинского типа, офиолитовые комплексы с хромитовым и другим сопутствующим оруденением. Во внешних поясах размещаются стратиформные свинцово-цинковые и гематитовые месторождения. С протерозойскими дифференцированными ультрабазит-базитовыми массивами Северного Прибайкалья и Становой области связано сульфидное медно-никелевое оруденение, сопровождающееся минерализацией платиноидов. С многофазными орогенными гранитоидными комплексами саянского типа в Восточном Саяне и на Сангиле сопряжены слюдоносные и редкометалльные пегматиты. В областях среднепротерозойской тектоно-магматической активизации образуются вулканоплутонические пояса акитканского типа (Акиткан, Улкан) с широким развитием кислых эффузивов и комагматичных им гранитов. В них отмечаются проявления гидротермальной минерализации свинца, цинка и редких металлов. В Сибири пока не установлены глубинные рифтовые структуры печенгского типа с докембрийскими вулканитами пикритовой, оливин-базальтовой и трахибазальтовой ассоциаций и интрузиями никеленосных габбро-верлитов.

Особыми условиями геологического развития и магматизма характеризуется ранне-среднерифейский период. В большинстве районов Сибири он не был геосинклинальным,

и с него, в отличие от позднего рифея, нельзя начинать развитие байкалитид и салаирид. В.И. Смирнов [16] подчеркивает, что магматические формации этого периода еще слабо изучены и их редко выделяют как самостоятельные, объединяя обычно с более поздними, фанерозойскими. На юге Сибири — в Енисейском кряже и в Восточном Саяне — описываются базальтоидные комплексы этого возраста с колчеданными и железорудными проявлениями, а также черносланцевые формации, распространяющиеся далеко на юг, включая территорию Монголии.

Фанерозойские складчатые сооружения южного обрамления Сибирской платформы объединяют три разновозрастные складчатые системы: байкальскую, салаиро-каледонскую и герцинскую. Общий ход эволюции и характер проявления магматизма в пределах каждой из этих систем укладываются в типовую схему последовательности магматических процессов в развитии подвижных зон.

На ранних стадиях развития каждой складчатой системы проявились формации офиолитовых серий, включающие диагенетизированные базальтоидные вулканические комплексы известково-щелочного и толеитового рядов, альпинотипные гипербазиты (дунит-гарцбургитовая и пироксенит-перидотитовая формации), малые субвулканические интрузии и дайковые комплексы габбро-диабазового и плагиогранит-габбрового состава. В последующую стадию формируются сложные базальт-андезит-дацит-риолитовые вулканические ассоциации. Весьма интересна в петрологическом и металлогеническом отношении усиленно изучавшаяся в последнее десятилетие группа расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов, представленная медно-никелевыми интрузиями дунит-троктолитового, перидотит-габбрового и перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава (высокомagneзиальными, низкощелочными и низкотитанистыми) и проявляющимися в более жестких структурах титаноносными анортозит-пироксенит-сиенит-габбровыми массивами повышенной щелочности и титанистости [1,13]. Эта группа формаций должна быть выделена особо как весьма важная в металлогеническом отношении, но до недавнего времени не пользовавшаяся должным вниманием. Стабилизация складчатых систем сопровождается становлением больших масс гранитов формации гранитоидных батолитов, варьирующих по составу от низкощелочных натриевых гранитоидов (тоналит-гранодиорит-плагиогранитного ряда) в фемических зонах эвгеосинклинального типа до гранитоидов повышенной щелочности (сиенит-диорит-гранозенит-гранитового ряда) в структурах с салическим типом разреза.

Магматические формации постконсолидационных стадий развития складчатых систем представлены трахибазальт-трахиандезит-трахит-риолитовыми вулканическими сериями и сопряженными с ними граносиенит-сиенитовыми и граносиенит-гранитовыми plutonicкими комплексами межгорных наложенных впадин и прогибов, а также различными по щелочности гранитоидными, щелочно-габброидными и щелочно-ультраосновными формациями в структурах позднепалеозойской и мезозойской активизации Центрально-Азиатского складчатого пояса, Западно- и Восточно-Сибирской платформ.

Соотношения рассмотренных групп и типов формаций в разных складчатых областях различны, и от этого зависит характер металлогенической специализации соответствующих структур. В фемических зонах широко распространены формации гипербазит-базитового ряда и гранитоиды повышенной меланократовости и основности, в салических — резко доминируют гранитоиды, среди которых значительную роль играют калиево-натриевые граниты нормальной и повышенной лейкократовости и щелочности. Соответственно в первом случае профилирующими являются месторождения железа, хрома, меди, никеля, титана, во втором — редкометальное и особенно вольфрам-молибденовое оруденение. С магматическими комплексами структур позднепалеозойской и мезозойской активизации связаны месторождения вольфрама, молибдена, олова, флюорита, ртути и других элементов.

Среди рассмотренных выше разновозрастных складчатых систем Сибири байкалитиды характеризуются смешанным типом магматизма и металлогении, причем внешний пояс обладает чертами салических, а внутренний — фемических зон [15]. Салаириды (ранние каледонииды) центральной части Алтае-Саянской области обладают ярко выраженными

свойствами фемических провинций. Степень саличности повышается в поздних каледонидах, роль которых возрастает в западных районах этой области. Смешанный тип магматизма и металлогении свойствен герцинидам Горного Алтая и Южной Монголии.

Щелочность разновозрастных магматических образований повышается при их выходе за пределы подвижной области, в структуры более ранней стабилизации. Таким образом, для фанерозойских складчатых структур юга Сибири наблюдается отчетливо выраженная тенденция повышения щелочности пород в северо-восточном направлении с приближением к Сибирской платформе. Эта тенденция прослеживается по однотипным формациям практически всех классов. Она определяет крупноплощадную латеральную зональность магматизма, проявляющуюся в рамках всего южного обрамления Сибирской платформы, что должно учитываться при металлогеническом анализе этой территории.

Выявляются и другие тенденции в латеральной и возрастной эволюции состава магматических формаций складчатых областей Сибири. Некоторые из них могут быть, в частности, рассмотрены на примере детально изученных в настоящее время плутонических базитовых комплексов. Исследованиями последних лет в складчатых структурах юга Сибири и Монголии выявлены разнообразные по возрасту, составу и формационному типу плутонические комплексы базитового ряда. Детальные исследования вещественных особенностей различных типов базитовых ассоциаций позволили провести формационную систематику и выявить некоторые тенденции в изменчивости состава базитового магматизма по латерали относительно края Сибирской платформы [12]. В частности, установлено, что раннепалеозойские высокотитанистые габброидные ассоциации повышенной щелочности, широко развитые в зоне байкалид и салаирид, прилегающей к Сибирской платформе, полностью отсутствуют на удалении от платформы, в более южных районах Западной Монголии в пределах тех же байкальских и салаиро-каледонских структур. Это может быть связано с углублением области магнообразования в районах, прилегающих к Сибирской платформе, так как базитовые расплавы повышенной щелочности и титанистости формировались, по всей вероятности, за счет неистощенной мантии на больших глубинах.

Выявлены также вполне определенные вариации в составе мафитов раннепалеозойской перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации тех же районов, заключающиеся в том, что по мере удаления от платформы в породах мафитовой группы этой формации закономерно возрастают средние содержания глинозема (рис. 1). Это можно объяснить уменьшением глубин базитового магнообразования в этом направлении. Тем самым подтверждается та же тенденция в изменении глубин базитового магнообразования в раннем палеозое на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Такие данные способствуют не только решению многих петрологических проблем, но и установлению зональности в размещении рудных месторождений, связанных с базитовым магматизмом.

Закономерности в эволюции состава базитовых ассоциаций разного возраста устанавливаются в пределах отдельных циклов или мегаритмов и в общей истории геологических событий от докембрия до кайнозоя [8]. Одинаковая антидромная тенденция в эволюции состава базитовых ассоциаций проявляется внутри байкальского (рис. 2) и салаиро-каледонского (рис. 3) циклов. В обоих случаях на смену базитам повышенной титанистости, фосфористости и щелочности приходят высокоглиноземистые, магнезиальные, крайне низкотитанистые и низкощелочные базитовые комплексы, которые формируются за счет магм, выплавленных из гранатосодержащего субстрата истощенных предшествующими выплавками участков мантии.

Эволюция состава базитового магматизма складчатых областей Сибири от докембрия до мезозоя характеризуется четко выраженной тенденцией снижения магнезиальности и глиноземистости базитов и одновременно повышения их общей щелочности и калиево-сти. Эти закономерности отчетливо проявляются при сопоставлении гистограмм распределения средних значений соответствующих петрохимических характеристик базитов, полученных для Байкало-Становой и Алтае-Саянской областей (рис. 4).

На Сибирской платформе магматизм представлен протерозойскими, палеозойскими

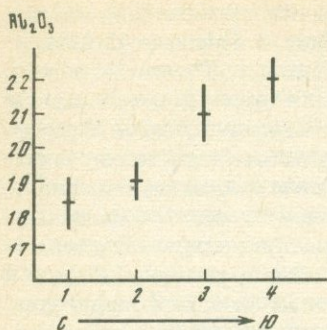


Рис. 1. Средние содержания Al_2O_3 (в мас.%) в породах мафитовой группы раннепалеозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации по ареалам, последовательно удаляющимся от Сибирской платформы в южном направлении. Ареалы: 1 — Южно-Тувинский; 2 — Хиргиснурский (Северная Монголия); 3 — Дзэбханский (средняя часть Монголии); 4 — Баян-Цаганский (Южная Монголия); в дополнение к средним значениям показаны 95%-ные доверительные интервалы

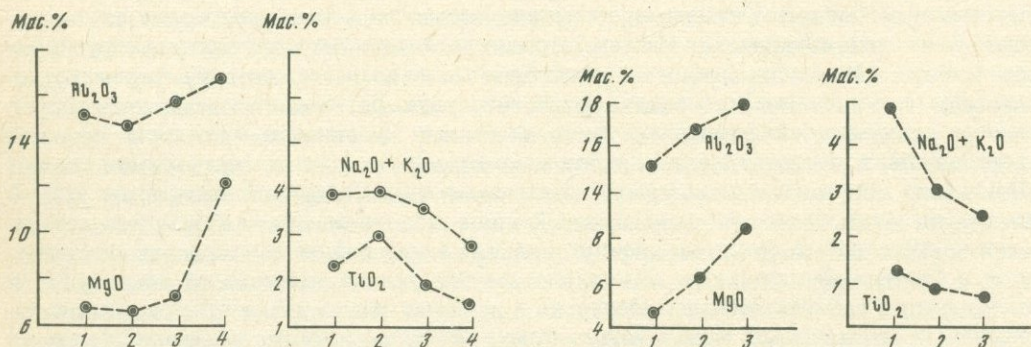


Рис. 2. Вариации средних составов базитов вулканических и интрузивных ассоциаций Олоkitского прогиба Северного Прибайкалья

1-3 — базальтоиды ниже-, средне- и верхнерифейских вулканических комплексов соответственно; 4 — Довыренский ультрабазит-базитовый массив

Рис. 3. Вариации средних составов базитов вулканических и интрузивных ассоциаций Абаканского прогиба Алтае-Саянской складчатой области

1, 2 — венд-раннекембрийская (1) и раннекембрийская (2) вулканические ассоциации; 3 — тысогорский комплекс ультрабазит-базитовых массивов

и мезозойскими магматическими комплексами, которые формировались последовательно в пять этапов: 1) средний-поздний протерозой; 2) поздний протерозой; 3) поздний протерозой-ранний кембрий; 4) средний палеозой; 5) поздний палеозой-ранний триас. Магматические комплексы этих этапов относятся к трем формациям: трапповой, трахибазальтовой и щелочно-ультраосновной [2,10].

Трапповая формация в виде интрузивных и вулканических комплексов известна с позднего протерозоя до мезозоя (средний триас). В позднем протерозое и среднем палеозое она представлена в восточной части платформы резко преобладающей базальт-долеритовой, реже долерит-граносиенитовой субформациями (чиересский и нучалинский комплексы). В позднепалеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический этап преобладает базальт-долеритовая ассоциация, подчиненное значение имеет пикрит-базальтовая субформация.

Трахибазальтовая интрузивно-эффузивная формация проявилась в среднем девоне (трахидолериты и трахибазальты), поздней перми (субщелочные долериты, трахибазальты, туфы) и раннем триасе (субщелочные долериты, трахидолериты, трахибазальты, туфы).

Щелочно-ультраосновная формация известна уже в раннем кембрии-позднем протерозое, где она представлена щелочно-ультраосновными массивами арбарастахского комплекса (Арбарастахский, Ингилийский, Кондерский, Чадский, Инаглинский), сложенными пироксенитами, дунитами, перидотитами, ийолит-мельтейгитами, диоритами,

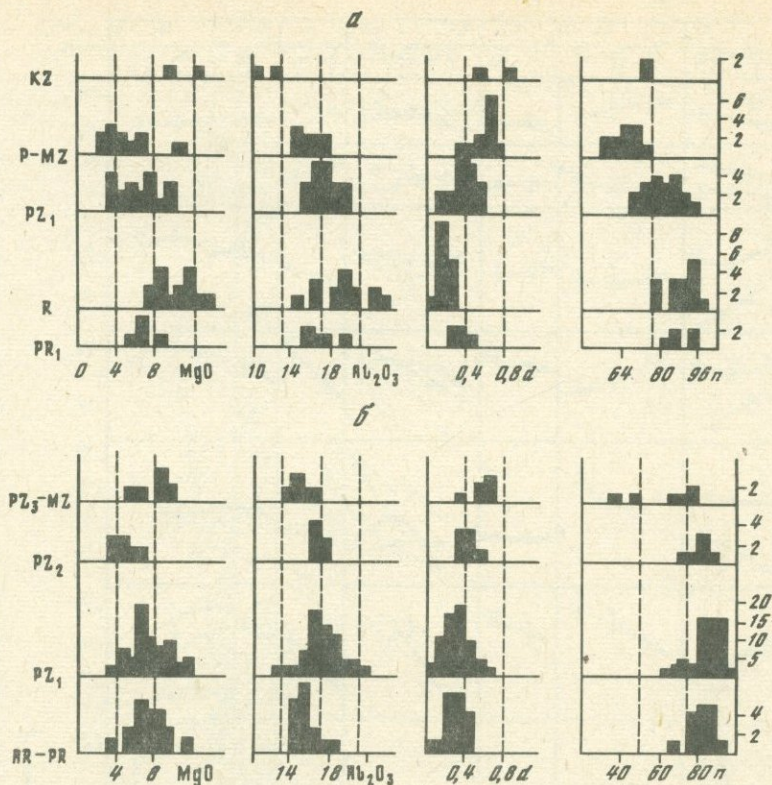
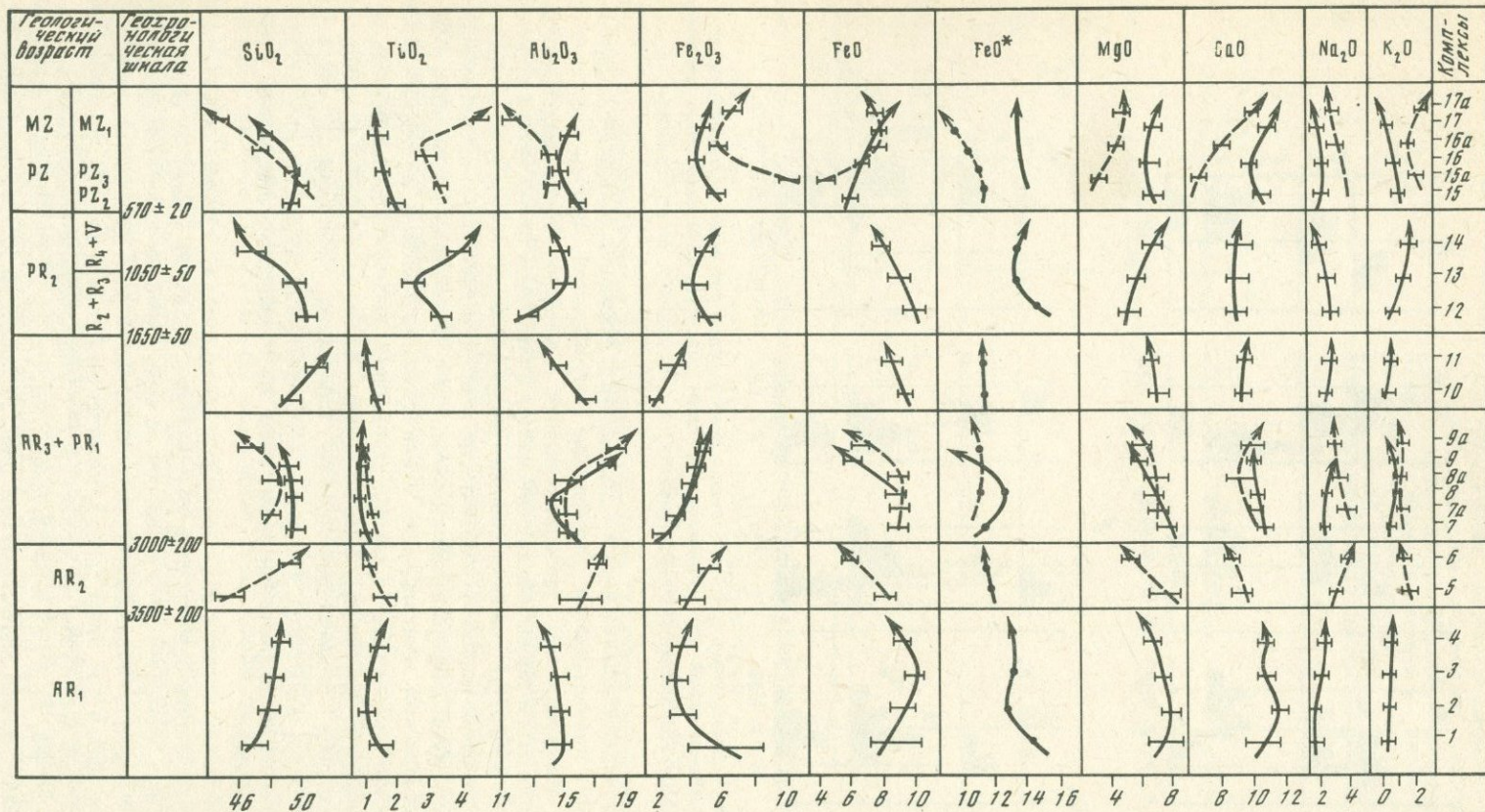


Рис. 4. Гистограммы распределения средних составов базитов плутонических ассоциаций Байкало-Становой (а) и Алтае-Саянской (б) складчатых областей для различных возрастных уровней; $d = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$; $n = \text{Na}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

сиенитами. В среднепалеозойское время в составе этой формации выделяются следующие субформации: кимберлитовая (комплексы ботубинский, далдынский, алакитский, мунский, чомполинский), щелочно-основная с карбонатитами (пироксениты, ийолиты, карбонатиты), а также нефелин-сиенитовая и щелочных базальтоидов (уджинский интрузивный комплекс с нефелиновыми сиенитами и урлитами). В позднепалеозойско-раннемезозойский тектоно-магматический этап формация щелочно-ультраосновных пород представлена субформацией кимберлитов и пикритовых порфиритов (чуктуканский, мерчимденский, чомурдахский, омонооский, укукитский, котуйский, лукачанский, куонамский комплексы), а также ассоциациями щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и щелочными базальтоидами (маймеча-котуйский интрузивно-эффузивный комплекс, включающий дуниты, оливиниты, пироксениты, ийолиты, карбонатиты, пикриты, меймечиты, альнеиты, меланефелиниты, авгититы, лимбургиты, чадобецкий и каменский интрузивные комплексы, представленные пикритами, альнеитами и нефелинитами).

Особенности эволюции состава платформенного магматизма во времени заключаются в циклическом возрастании основности и уменьшении содержания в мафитах щелочей и других литофильных элементов. От протерозоя до мезо-кайнозоя включительно на Сибирской платформе устанавливается пять петрохимических эпох траппового магматизма [9], объединяемых в два этапа (рис. 5, комплексы 12–14 и 15–17). В каждом из этих этапов базитовый магматизм эволюционирует с уменьшением содержаний в породах Si, Ti, Fe, щелочей, Ba, V, Zr и возрастанием Mg, Ca, Al, Cr, Co. Позднепротерозойско-вендский базальтоидный магматизм (см. рис. 5, комплексы 12–14), проявившийся в небольших масштабах, отличается возрастанием содержаний в толеитовых базальтах



--- 1 — 2

Рис. 5. Эволюция состава (в мас.%) пород разновозрастных магматических комплексов фундамента и чехла Сибирской платформы [14]
 1 — направление эволюции состава щелочных базитовых комплексов; 2 — толеитовых серий; индексация R₂ - R₃ и R₄ дана по [14], с учетом данных абсолютного возраста геохронологическую шкалу верхнего протерозоя правильно было бы дать как R₁ - R₂ и R₃ - V (Прим. ред.).

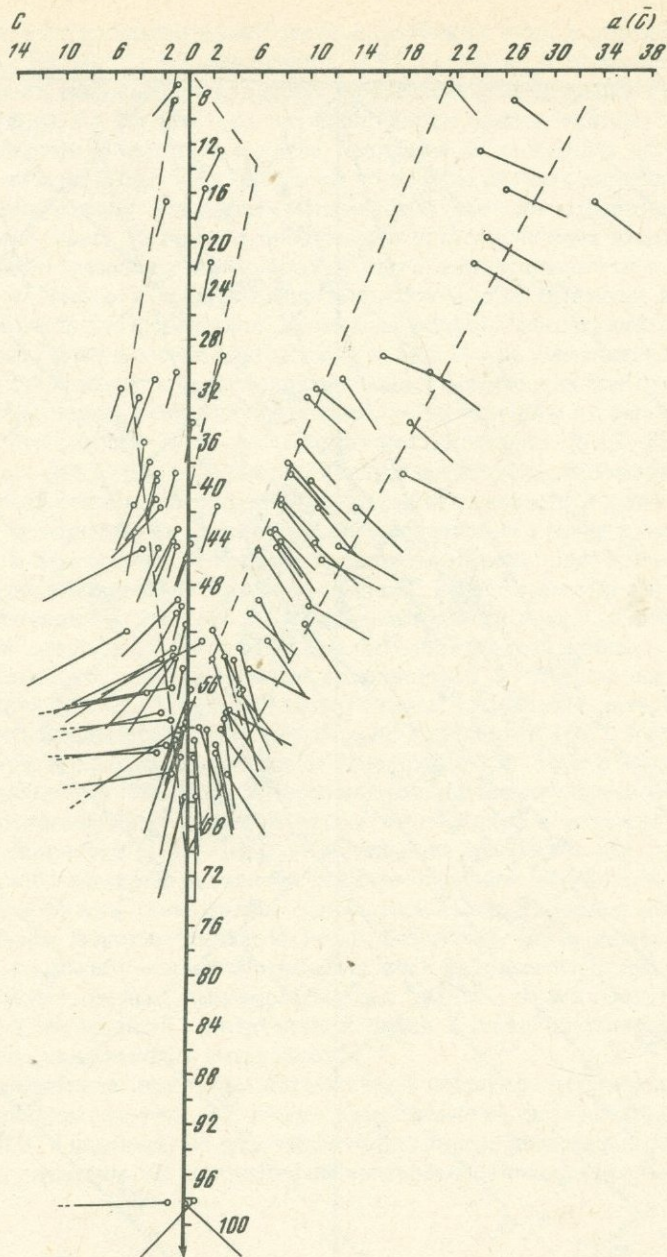


Рис. 6. Диаграмма А.Н. Заварицкого для пород щелочных комплексов позднего палеозоя-раннего мезозоя Сибирской платформы

Mg, Al, Ti, K при уменьшении Si, Fe, Na, что связывается с изменением глубинности поднимающихся магм.

В среднем палеозое масштабы траппового магматизма возрастают. В это время проявляются как толеитовые, так и щелочно-базальтовые серии, причем в толеитовых траппах увеличиваются содержания Fe и снижаются Ti, Ca, Mg, K, Fe_2O_3 , а в щелочных базальтовых сериях возрастает количество Mg, Fe, Ca и уменьшается — Si, Ti, Fe_2O_3 , Fe, Na. Вулканические и интрузивные толеитовые траппы достигли максимального площад-

$$\frac{(Si + Rb) \cdot 1000}{(Si + Rb) + (Na + K)}$$



ного развития в позднепалеозойско-раннемезозойский этап, в них заметно возрастают содержания Al, Fe, Mg, Ca и уменьшаются — Si, Ti, Na, K. В то же время в щелочно-базальтовых сериях наблюдается тенденция увеличения концентраций Fe_2O_3 , Mg, Ca, K и снижения — Si, Al, Fe, Na (см. рис. 5). Выявляются важные отличия в эволюции составов фанерозойских толеитовых базитов платформ и подвижных областей, заключающиеся в возрастании в первом и снижении во втором случаях содержаний MgO , CaO , а также противоположной тенденции в изменении величин содержания SiO_2 и K_2O .

На диаграмме (рис. 6) породы щелочных и ультраосновных комплексов позднего палеозоя—раннего мезозоя совмещаются в одной зоне с аналогичными сериями пород верхнепротерозойского и среднепалеозойского возраста. Обращает на себя внимание высокая калиево-ультраосновных щелочных пород, а также значительной части кислых пород. Для щелочных серий характерно повсеместное уменьшение магнезиальности и возрастание известковитости породообразующих фемических минералов.

Распределение пород различного возраста по показателям их основности приведено на диаграмме щелочность—кислотность—кремнекислотность ($Щ-K-Kp$), предложенной А.М. Виленским (рис. 7). Из диаграммы следует достаточно равномерное распределение пород в широкой области петрогенетических серий от известковистой (II) до сверхщелочной (VII) независимо от их возраста. Протерозойские, среднепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские породы трапповой формации находятся в полях базитовой (Б) и щелочно-базитовой (В) субформаций. В поле гипербазит-базитовой субформации (А) расположены лишь породы позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, а также более древние ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы, которые попадают, кроме того, в поле Г. Степень основности (СО) траппов находится в диапазоне ее показателей 0,90—1,45, причем главная их масса попадает в интервал 0,95—1,30. По условным показателям общей основности А.М. Виленского (ОО) траппы, включая щелочно-базитовую субформацию, отвечают интервалу 1800—1600 с наибольшим сосредоточением в диапазоне 1750—1650. Ультраосновные, щелочно-ультраосновные и щелочно-базитовые породы наиболее ранних комплексов попадают в широкий интервал показателей общей основности (1800—1450). Как видно на диаграмме (см. рис. 7), с уменьшением абсолютного значения условного показателя общей основности пород возрастает их реальная основность. Уменьшение основности пород с возрастанием их кремнекислотности особенно хорошо заметно в полях базитовой (Б) и щелочно-базитовой (В) субформаций по изгибу линий ограничения всех петрогенетических серий пород. На примере позднепалеозойско-раннемезозойских траппов можно видеть совмещенность составов пород эффузивной и интрузивной фаций, а также составов дифференцированных и недифференцированных интрузивов.

Весьма показательна диаграмма нормативных составов пород разновозрастных магматических комплексов (рис. 8). Имеющиеся данные по их химизму были пересчитаны по системе $CI\bar{P}W$ и нанесены на двоянные нормативные диаграммы $Ol-Px-Pl$ и $Pl-Px-Q$, на которых показаны (на основании литературных данных) ореолы средних составов

Рис. 7. Диаграмма соотношения щелочности—кислотности и кремнекислотности ($Щ-K-Kp$) для пород различных петрогенетических серий траппов Сибирской платформы (по А.М. Виленскому) 1—7 — траппы и сопутствующие породы раннего мезозоя—позднего палеозоя: 1, 2 — базитовая субформация (1 — эффузивы, 2 — интрузивы), 3—5 — гипербазит-базитовая субформация (3 — эффузивы, 4 — недифференцированные интрузивы, 5 — дифференцированные интрузивы), 6, 7 — щелочно-базитовая субформация (6 — эффузивы, 7 — интрузивы); 8—11 — траппы и сопутствующие породы: 8, 9 — среднего палеозоя (8 — траппы, 9 — ультраосновные и щелочные породы), 10, 11 — позднего протерозоя (10 — траппы (диабазы, габбро-диабазы и сопутствующие кислые породы), 11 — ультраосновные и щелочные породы); поля распространения различных субформаций трапповой формации: А — гипербазит-базитовой, Б — базитовой, В — субщелочной базитовой, Г — субщелочной гипербазит-базитовой; петрогенетические серии пород: I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-щелочная, V — слабощелочная, VI — щелочная, VII — сверхщелочная. Условные показатели основности пород: 1450—1900 — ОО — общая основность (линии равных сумм $Щ-K+Kp$), 0,90—1,50 — СО — степень основности (линии равных отношений $Щ-K$ и Kp)

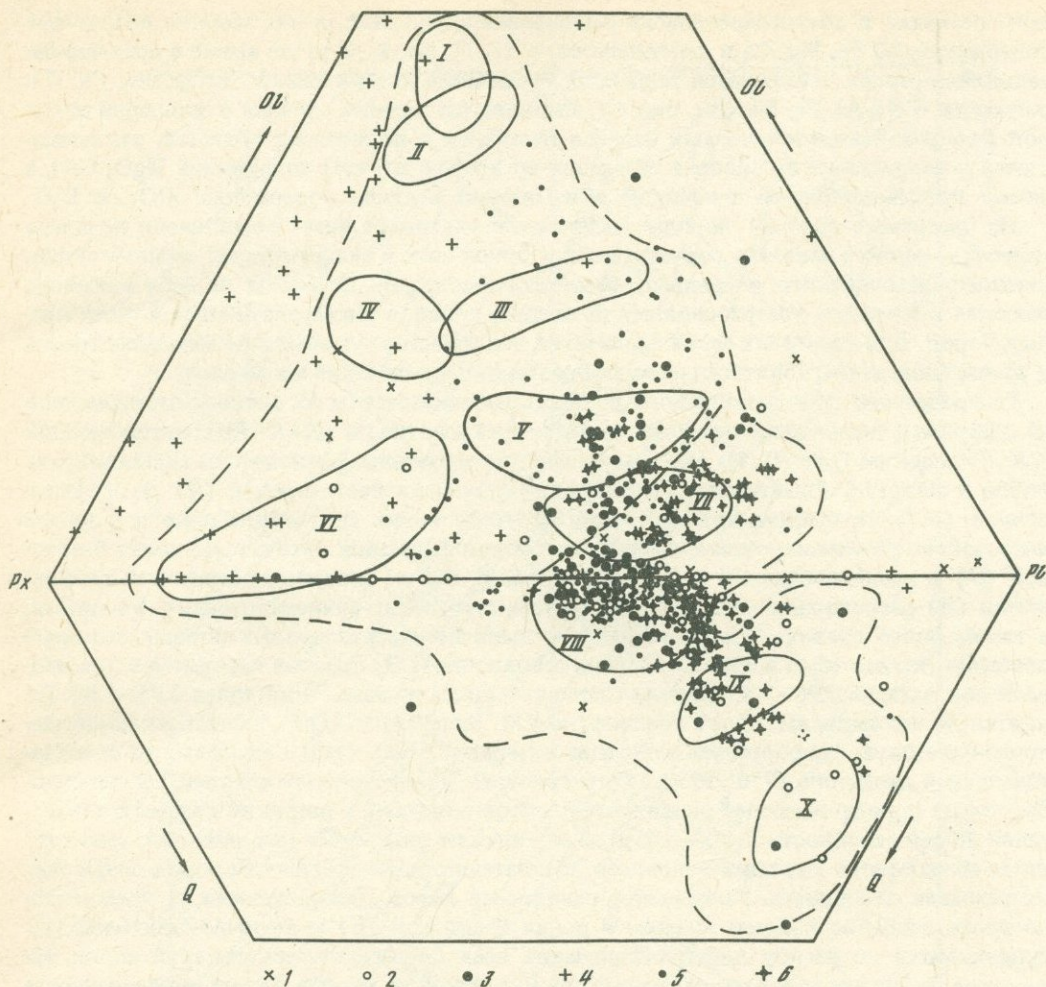


Рис. 8. Диаграмма нормативных составов пород разновозрастных магматических комплексов чехла Сибирской платформы

1 – поздний протерозой; 2 – средний палеозой; 3,4 – поздний палеозой – ранний мезозой [3]; 3 – траппы, 4 – щелочные и ультраосновные породы; 5,6 – траппы и сопутствующие породы позднего палеозоя – раннего мезозоя [7]; 5 – базитовая и гипербазит-базитовая субформация, 6 – субщелочная базитовая субформация; ореолы различных типов пород, по литературным данным: I – меймечиты, II – пикриты, III – полевошпатовые пикриты, IV – щелочные пикриты, V – магнезиальные базиты, VI – щелочные базальты и базальтоиды, VII – оливин-нормативные толеиты, VIII – кварц-нормативные толеиты, IX – среднеосновные породы, X – кислые породы

главных групп пород. Полученное "облако" фигуративных точек охватывает большую часть площади диаграммы, а наибольшая плотность точек, отвечающих траппам всех возрастов, приходится на кварц- и оливин-нормативные толеиты. На эти сгущения приходятся и линии котектической кристаллизации базитовых расплавов, установленные экспериментально. Наблюдается достаточно постепенный переход от кварц-нормативных базитов как к средним и кислым породам, так и в сторону оливин-нормативных базитов, магнезиальных базитов, пикритов и полевошпатовых пикритов. Столь же постепенным является переход в сторону щелочных базитов и базальтоидов, а также щелочных пикритов. Вместе с тем на диаграмме имеет место значительное рассеяние точек, отвечающих щелочно-базитовым, ультрабазитовым и щелочно-ультрабазитовым породам. Щелочные породы позднего палеозоя – раннего мезозоя распределяются практически по всей площади диаграммы $Ol-Px-Pl$ и часто выходят за контуры распростране-

ния составов траппов и связанных с ними пород. То же самое для щелочных пород всех возрастов наблюдалось на диаграмме А.Н. Заварицкого и $Ц-K-Kp$ (см. рис. 6). Это указывает на явную нестабильность условий образования щелочных пород и возможность процессов ощелочения глубинными флюидами исходных низкощелочных расплавов основного состава [5].

Обращаясь к металлогеническим аспектам, отметим, что промышленные медно-никелевые месторождения и аналогичные рудопроявления связаны исключительно с формацией позднепалеозойско-раннемезозойских траппов, в частности с дифференцированными интрузивами норильского и реже курейского типов. Железородные месторождения запада платформы сопутствуют в основном интрузивам кузьмовского типа, а исландского шпата — базальтам и интрузивам тычанского типа. В связи с трахибазальтовой формацией рудные месторождения пока не известны.

С формацией щелочно-ультраосновных пород в позднем протерозое (дуниты Кондерского, Инаглинского и Чадского массивов) связаны шпирь и вкрапленность железотитано-хромитовой минерализации гистеромагматического типа и титаномагнетитовое оруденение. С карбонатами ассоциирует специфическая рудная минерализация, а также магнетит-флогопитовое оруденение вкрапленного и жильного типов.

Формация щелочно-ультраосновных пород среднего палеозоя включает также алмазные кимберлитовые комплексы (ботубинский, алакитский, далдынский и мунский). Зиминский комплекс субформации щелочно-ультраосновных пород и карбонатов сопровождается редкометальными кальцитовыми карбонатами с апатитом и магнетитом. С уджинским комплексом субформации нефелиновых сиенитов ассоциируют редкоземельная минерализация, а также проявления флогопита. Нефелинсодержащие породы представляют собой комплексное сырье на глинозем и другие компоненты. В субформации кимберлитов и пикритовых порфиритов позднего палеозоя—раннего мезозоя имеются кимберлиты с проявлениями алмазности. К сложным интрузивам маймеча-котуйского типа относятся месторождения флогопита (Гулинское, Одихинча, Маган, Бор-Урях) и апатитовых руд (Ессей), а также титаномагнетита и перовскита. Самостоятельное значение как комплексное сырье имеют богатые нефелином породы интрузивов Одихинча и Маган.

Главные особенности магматизма Сибирской платформы следующие.

1. Платформенный магматизм и связанная с ним металлогения носят циклический характер.

2. Масштабы его проявления возрастают во времени от позднего протерозоя к мезозою.

3. Максимальное развитие магматизма и его многообразие наблюдается в позднепалеозойско-раннемезозойский цикл. К этому же периоду приурочено наибольшее количество и максимальное разнообразие связанных с магматизмом рудных месторождений. Заметно меньшее развитие при том же многообразии имеет среднепалеозойский магматизм, с которым связаны алмазные комплексы кимберлитов, а также минерализация в карбонатах. В гораздо меньшей мере проявлен позднепротерозойский магматизм, локализованный в выступах кристаллического основания и прилегающих частях платформенного чехла, сопровождающийся магнетит-флогопитовым, хромитовым и редкометальным оруденением.

4. Последовательно возрастает во времени основность базитовых расплавов, которая приводит в конечном счете к появлению пикрито-базальтовой субформации (гипербазит-базитовой, по ряду авторов [7]), трапповой формации в позднепалеозойско-раннемезозойский цикл, с дифференцированными интрузивами которой связаны месторождения сульфидных Cu-Ni руд. Долерит-граносиенитовая субформация траппов свойственна начальным циклам магматизма.

5. Проявление щелочных трахибазальтовой и щелочно-ультраосновной формаций со щелочно-базальтовой и нефелин-сиенитовой субформациями приурочено к зонам глубинных разломов и рифтам и, вероятно, обусловлено подтоком глубинных флюидов, несущих щелочи как в базитовые, так и в ультраосновные внедряющиеся расплавы [5].

6. Парагенезис наблюдаемых формаций в значительной мере объясняется тем, что исходным для трапловых комплексов является малощелочной магнезиально-базитовый либо пикритовый расплав [5], для трахибазальтовых — субщелочные их разновидности, а для щелочно-ультраосновных — щелочные пикритовые расплавы в условиях их интенсивной дифференциации в процессе подъема.

Литература

1. *Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.* Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.
2. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
3. Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. 186 с.
4. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
5. *Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.* Проблемы платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы) // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 180–184.
6. *Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.* Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.
7. *Корнеев Т.Я.* Эволюция магматизма и оруднения во времени. М.: Недра, 1986. 128 с.
8. *Кривенко А.П., Поляков Г.В.* Эволюция базитовых магм в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 40–48.
9. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 319 с.
10. *Масайтис В.Л., Егоров Л.С., Леднева В.П.* и др. Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974. С. 13–18.
11. *Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б.* Состав, структура и процессы архейской литосферы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука. 1986. С. 135–144.
12. *Поляков Г.В., Кривенко А.П.* Петрохимия габброидных ассоциаций на основе их формационного анализа // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 6–13.
13. *Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Типы дифференцированных ультрабазит-базитовых массивов Саяно-Байкальской горной области: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 136–143.
14. *Рудник В.А.* Ритмично-необратимая направленность — главнейшая тенденция в эволюции магматизма // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 105–107.
15. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области: Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. Т.2. 699 с.
16. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 3–20.

УДК 551.2.03+553.062/067

Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов

ОРОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ СИБИРИ

Металлогения складчатого обрамления Сибирской платформы является следствием проявления принципиально различных по направленности развития геодинамических режимов — доорогенного (геосинклинального) и орогенного (гранито-сводового).

Доорогенному режиму свойственны главным образом осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения, возникающие в процессе морского осадконакопления и синхронных ему проявлений подводного вулканизма на фоне устойчивого прогибания территорий. Орогенному режиму свойствен широкий спектр метаморфизованных, метаморфогенных, метаморфогенно-гидротермальных, магматогенных и гидротермальных

месторождений, образующихся в процессе формирования зрелой континентальной коры вследствие гранито-сводового тектогенеза.

Гранито-сводовый тектогенез, обусловленный метаморфическим разуплотнением глубинных зон литосферы и внутрикоровым магмообразованием, благодаря длительному непрерывно-прерывистому воздействию глубинного термофлюидного потока сопровождается нарушением изостазии и приводит к латерально дифференцированному орогеническому воздыманию литосферных блоков [1]. Вследствие этого происходит кардинальная трансформация вулканогенно-осадочного комплекса доорогенного структурного этажа — возникают орогенные поднятия (мегасводы), морфологически выраженные в виде горных систем и пространственно сопряженных с ними депрессионных структур (межсводовых прогибов), различающихся направленностью развития и вещественным наполнением.

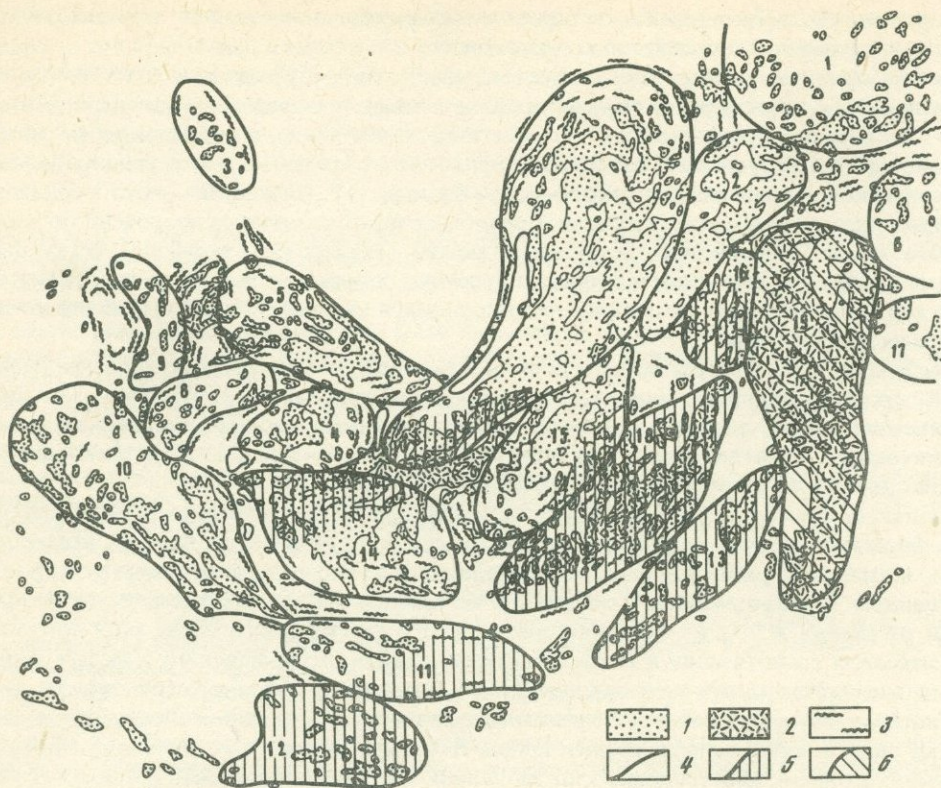
Мегасводы — это гетерогенные и полихронные орогенные поднятия, представляющие собой пространственные сообщества локальных купольных структур (гнейсовых, гранито-гнейсовых, гранитных) и меж- и околокупольных внутрисводовых депрессий (реликтовых, унаследованных или наложенных), возникающих вследствие пространственно дискретного и асинхронного орогенного воздымания.

Эволюция любого мегасвода сопровождается относительно автономным и асинхронным формированием локальных купольных структур или их сообществ, претерпевающих в процессе развития строго направленную и последовательную структурно-вещественную трансформацию. В общем случае эта трансформация заключается в зарождении на ранних этапах в основании доорогенного структурного этажа слоя локальной или массовой гранитизации и селективного плавления, всплывающего в форме гнейсовых и мигматит-гранито-гнейсовых куполов, которые в верхнем структурном ярусе при последующем расплавлении гранитизированного субстрата преобразуются в сообщества авто- и аллохтонных гранитоидных плутонов (гранитных куполов), знаменуя кульминационный, или средний, этап эволюции. На фоне продолжающегося орогенного воздымания мегасводов и прогрессирующей сиализации литосферы очаги магмообразования мигрируют в центральные и корневые зоны купольных структур, из которых гранитоидные расплавы проникают по зонам разломов в надкупольные пространства и межсводовые прогибы, формируя зрелые гранитные купола.

Опираясь на экспериментальные и теоретические петрологические исследования Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова, А.А. Маракужева, Ю.А. Кузнецова и многих других, можно полагать, что все разнообразие внутрикоровых гранитоидов, возникающих в процессе становления мегасводов, предопределяется составом исходного субстрата, термодинамическими параметрами магмообразования, физико-химическими условиями последующей эволюции и масштабами реакционного взаимодействия магматических расплавов с вмещающими породами на различных уровнях литосферы.

Длительное и устойчивое воздымание орогенных областей нередко завершается их деструкцией, которая выражается в возникновении в верхнем структурном этапе мегасводов наложенных внутрисводовых депрессий, представленных мультистепными впадинами, односторонними и многоступенчатыми грабен-синклиналями и типичными грабенами. По такой схеме формируются деструктурированные мегасводы — сообщества депрессионных структур с заключенными между ними реликтами гранитных куполов.

Современная геологическая структура горных областей юга Сибири, возникшая в результате гранито-сводового геотектонического режима, представляет собой гетерогенное орогенное сооружение, состоящее из мегасводов, межсводовых прогибов и деструктурированных мегасводов. На рассматриваемой территории выделяются Енисейский, Восточно-Саянский, Западно-Саянский, Тувинский, Монголо-Алтайский, Кузнецкий Алатау, Хангайский, Байкальский, Хэнтэй-Даурский, Олекминский, Алданский, Восточно-Забайкальский мегасводы; Северо-Монгольский, Центрально-Монгольский, Гобийский, Минусинский, Тувинский, Котловины Больших Озер межсводовые прогибы; Восточно-Монгольский деструктурированный мегасвод и деструктурированные участки Байкальского, Восточно-Забайкальского и Хангайского мегасводов



Мегасводы Южной Сибири и Монголии

1 – гранитоиды; 2 – вулканы; 3 – генеральное направление складчатых структур; 4 – мегасводы (1 – Алданский, 2 – Олекминский, 3 – Енисейский, 4 – Восточно-Тувинский, 5 – Восточно-Саянский, 6 – Бурейнский, 7 – Байкальский, 8 – Западно-Саянский, 9 – Кузнецкий Алатау, 10 – Монголо-Алтайский, 11 – Гоби-Алтайский, 14 – Хангайский, 15 – Хэнтэй-Даурский, 17 – Малохинганский); 5 – деформированные мегасводы (12 – Гоби-Тяньшаньский, 13 – Нухэтдабанский, 16 – Восточно-Забайкальский, 18 – Восточно-Монгольский) и деформированные участки мегасводов; 6 – возрожденные мегасводы (19 – Большехинганский)

(см. рисунок). При принципиально однотипной направленности развития орогенных областей юга Сибири составляющие ее мегасводы различаются временем заложения и длительностью активного состояния.

Обширные ареалы разновозрастных гранитоидов, составляющих современную инфраструктуру орогенных областей юга Сибири, по существу, представляют собой ансамбли разновозрастных гранито-купольных структур, законсервированных на различных этапах развития и находящихся на различных уровнях эрозионного среза. На начальных этапах возникают гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, формирующиеся в термодинамических условиях амфиболитовой фации. Они сложены породами мигматит-плагиогнейсо-гранитовой и (или) мигматит-гнейсо-гранитовой формационных серий. Существенная роль в объеме этих серий принадлежит автохтонным диоритам, тоналитам, трондьемитам, адамеллитам и гранодиоритам с директивными текстурами. Формационные серии начального этапа развития купольных структур наиболее широко представлены в Енисейском, Восточно-Саянском, Алданском и Олекминском мегасводах. В меньшей мере они свойственны Байкальскому, Восточно-Забайкальскому и Западно-Саянскому мегасводам. В остальных мегасводах они наблюдаются лишь в виде фрагментарных кайм в обрамлении гранитоидных плутонов средних этапов развития.

На средних этапах развития, вследствие перевода в магматическое состояние валовых

объемов гранитизированного субстрата гранито-гнейсовых куполов при перемещении их в термодинамические условия зеленосланцевой фации, формируются зональные однокупольные плутоны либо группы слившихся воедино полифазных гранитоидных массивов. Они сложены породами диорит-тоналит-плагиогранитовой, монцонит-адамеллит-гранитовой и диорит-гранодиорит-гранитовой формационных серий.

Существенная роль в объеме этих серий принадлежит умеренно кремнекислотным гранитоидам щелочноземельного ряда. Они широко представлены практически во всех мегасводах юга Сибири и Монголии, однако доминирующая роль им принадлежит в Байкальском, Восточно-Саянском, Западно-Саянском, Кузнецком Алатау, Монголо-Алтайском, Тувинском и Хангайском мегасводах.

На поздних этапах развития мегасводов формируются разнообразные по морфологии перемещенные гранитоидные массивы — лакколиты, лополиты, штоки, межформационные гарполиты, кольцевые и каркасные интрузии и т.п., пространственное размещение которых контролируется зонами региональных разломов и узлами их пересечения, а также кольцевыми и радиальными трещинными системами гранитоидных куполов предшествующего этапа. Гранитоиды этого этапа представлены сиенит-граносиенит-лейкогранитовой, субщелочной и щелочной сиенит-граносиенит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формационными сериями. Существенная роль в гранитоидных телах этих серий принадлежит лейкогранитовым породным ассоциациям апаитового и плюмазитового рядов. Первые наиболее широко представлены в Восточно-Саянском, Тувинском и Байкальском мегасводах, а вторые — в Хэнтэй-Даурском и Восточно-Забайкальском.

В межсводовых прогибах и наложенных депрессиях деструктурированных мегасводов продукты магматической деятельности проявляются как в вулканической, так и в плутонической фации. Они обычно представлены производными внутрикоровых гранитоидных и мантийных базальтоидных магматических очагов, функционирующих параллельно и формирующих контрастные вулкано-плутонические серии. Для этих структур характерны разнообразные, изменчивые по латерали породные ассоциации нормальной и повышенной щелочности с преобладающей ролью базальтоидов в составе вулканических серий и гранитоидов в плутонических. Среди вулканических серий наиболее типичны породные группы, принадлежащие к базальт-трахибазальтовой и трахиандезит-липаритовой формациям, а среди плутонических — породы сиенит-граносиенит-гранитовой формационной серии нормальной, повышенной щелочности и щелочной. Для межсводовых прогибов Алтае-Саянской горной области это убедительно продемонстрировано В.П. Ковалевым [2] на примере среднепалеозойских интрузивных проявлений и вулканических быскарской серии. Аналогичные ассоциации вулканогенных и плутонических пород позднепалеозойского возраста отмечаются С.П. Гавриловой [6] в межсводовых прогибах Монголии.

Направленная и последовательная структурно-вещественная трансформация гранитокупольных структур в ходе эволюции орогенных областей сопровождается столь же направленной и последовательной сменой во времени вполне определенных формационных типов эндогенного оруденения.

В процессе геологического и металлогенического развития орогенных областей трем последовательно сменяющимся во времени этапам структурно-вещественной эволюции гранитокупольных структур соответствуют и три последовательные металлогенические эпохи — ранняя, средняя и поздняя, составляющие полный металлогенический цикл любого мегасвода независимо от его возраста и пространственного положения.

Под металлогенической эпохой понимается отрезок геологического времени, соответствующий определенному этапу структурно-вещественной эволюции гранитокупольных структур с присущим ему комплексом рудных формаций.

Ранняя металлогеническая эпоха в процессе геологического развития мегасводов соответствует времени формирования гнейсовых, мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов, в контурах которых и их ближайшем обрамлении локализуются месторождения слюдоносных, керамических и редкометальных пегматитов. В сопряженных с ку-

полами межкупольных реликтовых провесах, прогибах и надкупольных пространствах среди полифациально-метаморфизованных, осадочных и вулканогенно-осадочных толщ формируется комплекс метаморфизованных и метаморфогенно-преобразованных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений; метаморфогенно-метасоматических месторождений флогопита, апатита, магнетита магнезиально-скарновой формации, а также железорудных месторождений железисто-кремнистой формации с сопутствующей золоторудной минерализацией; метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота и разнообразного высокоглиноземистого сырья.

Ранняя металлогеническая эпоха с характерными для нее полезными ископаемыми наиболее полно представлена в Алданском, Енисейском, Восточно-Саянском, Байкальском и Олекминском мегасводах. Месторождения мусковитоносных и редкометалльных пегматитов этой эпохи известны в Енисейском, Восточно-Саянском и Байкальском мегасводах. В различной степени метаморфогенно-преобразованные колчеданно-полиметаллические месторождения установлены в Байкальском мегасводе (Холоднинское, Озерное). Метаморфогенно-метасоматические месторождения магнезиально-скарновой и железисто-кремнистой формаций типичны для Алданского (флогопит, железо, апатит), Байкальского (флогопит, железо, лазурит), Восточно-Саянского (железо) мегасводов [4].

Средняя металлогеническая эпоха отвечает времени перерождения гранито-гнейсовых куполов в батолитообразные массивы, сложенные обширным семейством щелочноземельных и известково-щелочных гранитоидных формационных серий. С их становлением связано формирование комплекса железорудных месторождений магнетитовой магнезиально- и известково-скарновой, магнетитовой гидросиликатной формаций; апоскарновых месторождений меди, молибдена, вольфрама (шеелит), полиметаллов, кобальта; месторождений сульфидно-кварцевой формации.

Этот комплекс рудных формаций наиболее интенсивно проявлен в мегасводах Алтае-Саянской горной страны и Байкальском мегасводе. Металлогенический профиль средней металлогенической эпохи этих мегасводов определяется многочисленными скарновыми и в меньшей мере гидросиликатными железорудными месторождениями Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Восточного и Западного Саяна, Горного Алтая, Тувы, Курбино-Еравнинского района. Следует отметить, что во всех мегасводах юга Сибири, где проявлена средняя металлогеническая эпоха, практически на всех скарново-магнетитовых месторождениях и маложелезистых скарновых проявлениях в том или ином количестве отмечается присутствие медной, молибденовой, вольфрамовой, кобальтовой, полиметаллической минерализации, локализованной среди апоскарновых метасоматитов [3]. В ряде районов Алтае-Саянской горной области известны незначительные по масштабам месторождения этих металлов, среди которых промышленное значение имеют кобальтовые.

Со средней металлогенической эпохой связаны также многочисленные, но незначительные по масштабам проявления медно-молибденового, молибденового и вольфрамового гидротермального оруденения штокверкового и кварцевожильного типов. Оно обычно ассоциирует с аллохтонными штоками и каркасными интрузиями лейкогранитовых гранитов, являющихся остаточными дифференциатами гранитоидных формационных серий среднего этапа. В некоторых случаях в связи с массивами лейкогранитов и гранит-порфиров, локализованных в структурах повышенной проницаемости, возникают промышленные месторождения молибдена штокверкового типа (например, Сорское в Кузнецком Алатау) [7]. В остальных мегасводах значительные проявления молибдена пока не известны.

Поздняя металлогеническая эпоха отвечает времени формирования зрелых гранитных куполов завершающего этапа эволюции мегасводов, сложенных породами субщелочной, щелочной и гранит-лейкогранитовой формационных серий. С этим семейством гранитоидов ассоциирует широкий комплекс гидротермальных рудных формаций, наиболее продуктивный в отношении редких и цветных металлов.

Для поздней металлогенической эпохи наиболее типичен следующий комплекс

рудных формаций: внутрикамерных хрусталеносных и редкометальных пегматитов (олово, тантал, ниобий и др.), кварц-касситерит-вольфрамитовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая, сульфидно-касситеритовая, кварц-сульфидная. Наиболее полно поздняя металлогеническая эпоха проявлена в Хэнтэй-Даурском и Восточно-Забайкальском мегасводах, где она представлена многочисленными месторождениями олова, вольфрама и в меньшей мере молибдена, полиметаллов. Более ограниченно эта металлогеническая эпоха проявлена в Байкальском мегасводе, для которого наиболее типичны молибденовые месторождения. Незначительные по масштабам проявления вольфрама, молибдена, полиметаллов, самородных и редких металлов, связанные с поздней металлогенической эпохой, известны также в мегасводах Алтае-Саянской горной области.

Металлогения межсводовых прогибов имеет определенные черты сходства с металлогенией позднего этапа развития гранито-купольных структур мегасводов, так как им свойственно проявление однотипных гранитоидных формаций повышенной щелочности. Тем не менее металлогенический профиль вулканогенных межсводовых прогибов определяется прежде всего пространственной приуроченностью к ним месторождений медно-молибден-порфировой формации. Практически все известные на юге Сибири и в Монголии месторождения и проявления этой формации сосредоточены в Северо-Монгольском, Южно-Монгольском, Центрально-Монгольском и Тувинском вулканогенных прогибах (месторождения Эрдэнэт, Цаган-Субурга, Аксуг).

С этапами деструкции мегасводов связано в основном проявление разнообразной эпitherмальной минерализации. В орогенных структурах Сибири она представлена арсенидной никель-кобальтовой, свинцово-цинковой, флюоритовой, сурьмяной и ртутной формациями. Все они являются представителями единого генетического ряда рудных формаций, обнаруживающими парагенетическое родство с позднемезозойскими щелочно-базальтоидными субвулканогенными комплексами малых интрузий [5]. Структурный контроль эпitherмального оруденения и проявлений щелочно-базальтоидного магматизма в контурах мегасводов осуществляется одними и теми же зонами глубинных разломов, обрамляющих около- и межсводовые прогибы или внутрисводовые впадины в деструктированных мегасводах.

Не во всех мегасводах эпitherмальная минерализация этапа деструкции представлена полным набором присущих ему рудных формаций. В каждом из них доминирующая роль может принадлежать какой-либо одной или нескольким формационным типам. Так, например, металлогенический профиль Алтае-Саянской горной области определяется преимущественным развитием месторождений арсенидной никель-кобальтовой, сурьмяной и ртутной рудных формаций при подчиненной роли свинцово-цинковой и флюоритовой. В деструктированных мегасводах Монголии и Забайкалья сосредоточено промышленное оруденение флюорита.

Таким образом, главные закономерности геологического и металлогенического развития орогенных областей юга Сибири являются результатом проявления на этой обширной территории гранито-сводового тектогенеза, который приводит к формированию трех типов региональных рудоконтролирующих геологических структур: мегасводов, межсводовых прогибов и деструктированных мегасводов, выступающих в качестве самостоятельных металлогенических провинций. В латерально разобщенных и асинхронно формирующихся мегасводах сходным этапам развития гранито-купольных структур отвечают сходные ассоциации гранитоидных формаций и сходные по набору рудно-формационных комплексов металлогенические эпохи, а смена различных этапов в процессе эволюции мегасводов происходит в строго определенной последовательности. При этом в каждом мегасводе обнаруживаются свои провинциальные металлогенические черты, поскольку не только полнота проявления отдельных металлогенических эпох в разных мегасводах неодинакова, но и интенсивность проявления определенных типов месторождений по металлогеническим эпохам также существенно различается. Тем не менее всем горным областям Сибири, пережившим гранито-сводовый орогенез, свойственна определенная, строго увязанная с мегасводовым развитием орогенная

металлогения, которая, как и гранито-сводовый геотектонический режим, присуща всей длительной истории становления континентальной коры внутри- и окраинно-континентальных областей.

Л и т е р а т у р а

1. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения) / Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин и др. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
2. Ковалев В.П. Герцинский магматизм Предаянья. Новосибирск: Наука, 1980. 424 с.
3. Лебедев В.И. Кобальтовые рудные формации юга Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 662. С. 76–83.
4. Михайлов Д.А. Критерии рудоносности метасоматитов докембрия. Л.: Наука, 1986. 112 с.
5. Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Борисенко А.С. Генетические ряды рудных формаций эпitherмальных месторождений областей мезозойского дейтероорогенеза и их прогнозно-металлогеническое значение // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 662. С. 47–58.
6. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса / А.Н. Леонтьев, Б.А. Литвиновский, С.П. Гаврилова и др. Новосибирск: Наука, 1984. 320 с.
7. Сольцман А.Е. Пространственные взаимоотношения раннепалеозойских автохтонных и аллохтонных гранитоидов Кузнецкого Алатау // Гетерогенность пород и руд Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 37–44.

УДК 553.078

Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Эволюция теории металлогении платформы развивалась параллельно с тектоническими концепциями платформ, в частности Сибирской. Первые работы, освещающие вопрос металлогении Сибирской платформы, относятся к началу XX столетия и принадлежат В. Реутовскому, Л. Делоне, И. Альбургу, П.П. Гудкову, Я.С. Эдельштейну, В.А. Обручеву. Л. Делоне ввел термин "металлогения" и впервые выделил металлогенические эпохи и металлогенические районы (в том числе Ангарский железорудный) [23]. Л. Делоне придавал металлогенический смысл геотектоническим циклам и сформулировал понятие о металлогенических провинциях. В.А. Обручев [13] выделил металлогенические области. М.М. Тетяев определил задачу металлогении как "выявление площадного распределения различных видов полезных ископаемых вместе с количественной и качественной их характеристикой" и сформулировал основной принцип металлогенического анализа, по которому "месторождения в своем распределении подчиняются общим закономерностям — геологическим, геотектоническим и геохимическим" [19, с. 5].

Импульсом для развертывания металлогенических исследований на Сибирской платформе в послевоенные годы явились работы С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина по региональному металлогеническому анализу геосинклинально-складчатых областей. В конце 50-х годов во ВСЕГЕИ началась разработка принципов металлогенического анализа платформ.

Металлогения фундамента определялась чисто хронологически, а чехла — моноциклической моделью его развития, предполагающей отсутствие связи с этапами развития подвижных областей. Пространственные закономерности размещения полезных ископаемых обуславливались планом современных структур чехла, не учитывались палеоструктуры, переработанные последующими движениями [11]. Выявление полициклического развития платформ [6] усложнило металлогенический анализ в связи с неоднократным наложением друг на друга структурно-металлогенических зон (СМЗ) [16] или металлогенических провинций и как следствие более древние ме-

таллогенические процессы затушевывались последующими, более молодыми [7, 8]. Поэтому основными методами металлогенического анализа платформ стали палеотектонический и палеометаллогенический, базирующиеся на синтезе структурно-вещественного и вещественно-морфологического методов с учетом строения глубинных разделов планеты, т.е. геодинамических обстановок.

Иерархический системный подход позволил различать на платформах структурные объекты по меньшей мере трех уровней — планетарного, оболочечного и регионального (формационного).

Наименее изучены объекты планетарного уровня, отражающие влияние внешних (космических) факторов на изменение формы Земли, скорость ее вращения, заложение линеаментов и др.

Структурные объекты фиксируют глубинные неоднородности планеты — глубину расположения поверхностей отдельных плотностных оболочек, мощность коры, взаимодействие разнотипных плит и др. Эти объекты стали ведущими при геодинамическом анализе. Они изучаются геофизическими, геологическими, петрологическими и геохимическими методами.

Для объяснения планетарных аспектов минерации обращаются к глубинным оболочкам Земли. Важнейшими элементами планетарной минерации Сибирской платформы являются линеаменты — Транссибирский, Трансазиатский, Енисейско-Ленский и др., пересекающие всю платформу и разделяющие ее на отдельные геоблоки. Они проявляются по-разному в фундаменте и чехле платформы — в виде геофизических полей, зон разломов, в латеральной смене формаций, в качестве барьеров, разграничивающих площади распространения различных магматических формаций, и в металлогенической специализации. Линеаменты не зависят от границ платформы со складчатым обрамлением, от границ блоков с корой океанического и континентального типов, что указывает на порядок глубин их заложения — соизмеримый с мощностями земной коры и верхней мантии. Линеаменты являются долгоживущими, периодически активизирующимися.

Главнейшие минерогенические эндогенные провинции Сибирской платформы — никеленосные, алмазоносные, железорудные, магнетит-апатитоносные, а также стратиформных руд — нередко определяются отдельными линеаменентами либо их пересечением. Широтные линеаменты Сибирской платформы на участках пересечения всех меридиональных линеаментов сопровождаются рудной минерализацией различного состава. Так, к Енисейско-Ленскому линеаменту в этих зонах приурочены эндогенные месторождения сульфидных медно-никелевых (Норильско-Игарский рифт), апатит-магнетитовых руд (Маймеча-Котуйский и Уджинский авлакогены) и алмазов.

Структурные объекты регионального уровня слагают фундамент, эоплатформенный этаж и чехол платформы, складчатые краевые структуры и наложенные структуры активизации. В основу изучения объектов этого уровня положено учение о формациях. Выявленные на базе этого учения структурно-вещественные подразделения в дальнейшем систематизируются по целевым классификациям — генетическим, металлогеническим и др. Для металлогении существенное значение имеют структурно-формационные исследования статического, ретроспективного и геодинамического плана. По вещественно-морфологическим признакам в статической системе объектов на Сибирской платформе выделяются четыре класса структур, отвечающих специфическим режимам развития земной коры — пермобильному, эоплатформенному, плитному, складчатому и активизационному [9]. Каждому режиму свойственны структурно-формационные комплексы (СФК), генетические типы структур, стадийность развития и металлогения.

Структурно-формационный анализ позволил раскрыть полициклический характер развития платформы, проявившийся в ряде последовательных самостоятельных тектонических этапов с присущими каждому из них структурно-формационными областями (СФО) определенного типа [6]. Генетические типы СФО и стадийность их развития, отражающаяся в рядах формаций, раскрывают пространственные и временные закономерности распределения рудоносных и рудных формаций [1, 3, 7].

В иерархическом системном подходе при формационном анализе различаются два уровня организации вещества, отвечающие структурно-вещественным (геологическая формация, парагенерация) и вещественно-морфологическим (ряд или ряды формаций) подразделениям. Структурно-вещественные подразделения объединяют рудоносные и рудные формации; вещественно-морфологические включают региональные металлогенические подразделения — провинции (СМЗ), геоблоки, пояса и зоны. Следовательно, структурно-вещественные и вещественно-морфологические подразделения представляют собой соответственно формационные и структурные критерии распределения и концентрации полезных ископаемых. Формационные критерии охватывают вопросы выделения рудоносных формаций и установления генетической и парагенетической связи с ними рудных формаций.

На Сибирской платформе (в ее фундаменте и чехле) выделяются семь семейств магматических формаций: кислых; среднекислых, субщелочных и щелочных; ультраосновных; ультраосновных—основных; основных; щелочно-основных; щелочно-ультраосновных и щелочных пород [18]. Семейства формаций кислых, среднекислых, субщелочных и щелочных, а также ультраосновных (дунитов) пород характерны преимущественно для фундамента, эоплатформенного этажа и периода тектоно-магматической активизации. Семейство формаций ультраосновных—основных пород (оливинит-габбровая, пикрит-базальтовая) тяготеет к рифтогенным структурам (Норильский район).

Семейство формаций основных пород включает близкие по составу широко известные формации толеитовых базальтов, долеритов и диабазов, связанные с заключительными (эмерсивными) стадиями развития чехла платформы, а также известные в пределах фундамента и в областях активизации. Семейство формаций щелочно-ультраосновных пород (пикрит-меланефелинитовая, ийолит-карбонатитовая, кимберлитовая) развито в пределах филократонов и рифтовых структур. Семейство формаций щелочных пород, как правило, приурочено к зонам тектоно-магматической активизации.

К магматическим рудоносным формациям чехла Сибирской платформы уверенно относятся только три — оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая и кимберлитовая, контролирующие сульфидную никелево-медную, апатит-магнетитовую, флогопитовую, нефелиновую, хризолитовую и алмазную рудные формации. Ряд эндогенных рудных формаций (магномagnetитовая, цеолит-медная, барит-целестиновая, исландского штата, а также графитовая), хотя и находятся пространственно в поле развития толеит-базальтовой и долеритовой формаций, широко распространенных в чехле платформы, не имеют прямой связи с магматическими формациями. Среди экзогенных рудных формаций широко развиты лимонит-гематитовая, бурожелезняковая, фосфоритовая, галитовая, калийных солей, каменноугольная, бурогоугольная и горючих сланцев. Рудные формации медистых песчаников и свинцово-цинковая в карбонатных породах являются полигенными.

Структурные критерии определяются рудоконтролирующим значением СФО — генетических типов структур всех четырех тектонических режимов развития платформы и относятся к системе различных пространственных металлогенических таксонов.

Основной пространственно-металлогенический таксон — металлогеническая провинция (СМЗ) — контролируется типом СФО, которой свойственны определенные рудные и рудоносные формации, являющиеся закономерными членами единого формационного ряда [16]. Типы СМЗ (провинций) обусловлены типами структурно-формационных комплексов пермобильного, эоплатформенного, плитного (чехольного) и активизационного (плейт-тектонического) режимов. Металлогенические провинции каждого режима характеризуются своими типами структур и стадийностью развития. Металлогенические провинции, так же как и контролирующие их СФО, зарождаются и формируются в течение одного этапа (или его стадии). Рудоносными в пределах провинции являются лишь отдельные металлогенические зоны, включающие рудоносные и рудные формации. В рудоносной формации концентрация руд приурочена к определенной парагенерации. Металлогеническая зона охватывает образования одной стадии или, как правило, только части стадии.

К крупным металлогеническим подразделениям относятся металлогенный геоблок [4,7], металлогенический пояс, а к более мелким — зона, рудный район, рудное поле, рудная формация, рудное тело, парагенерация.

Металлогенный геоблок сложен субсеквентно расположенными разновозрастными металлогеническими провинциями с однотипной металлогенией. Это, например, Норильско-Игарский геоблок с рудными формациями меди (рифей—мел); Анабарский — с ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формациями (девон, возможно рифей—мел); Ангарский — с железорудными формациями различного генезиса (рифей, средний ордовик, поздний палеозой, триас и юра). Важной особенностью распределения рудных формаций различного генезиса является широкий вертикальный диапазон их образования. Так, в Норильско-Игарском геоблоке вертикальный размах ряда медных формаций различного генезиса составляет до 7 км, в Ангарском — железорудных формаций — 6 км. На всех этапах развития платформы зоны сопряжения геоблоков являлись наиболее магмо- и рудоактивными структурами.

Металлогенический пояс объединяет разновозрастные, однотипные СМЗ (например, Восточно-Сибирский позднерифейский телеорогенный меденосный пояс; Южно-Сибирский рифейский перикратонный полиметаллический пояс и др.).

В тектонической истории Сибирской платформы выделены 14 этапов. Три первых относятся к пермобильному, два — к зоплатформенному, девять — к шпнтному режиму платформы [18]. На четырех последних этапах проявились процессы активизации [21]. Структурно-формационные комплексы отдельных этапов развития платформы предопределяют СМЗ или провинции.

Для пермобильного режима (фундамент платформы) главными структурными элементами служат литоплинты и перилитоплинты для ранних этапов и шовные структуры, в том числе ошибочно именуемые "зеленокаменными", — для поздних. Литоплинты соответствуют осадочно-вулканогенным палеобассейнам на наиболее устойчивых участках коры, которые предопределяли структурный рисунок менее устойчивых перилитоплинтов, обычно существенно вулканогенных по составу. Основные черты металлогении раннего (алданского) этапа определяет субферумный барьер и дефицит серы, препятствующий накоплению элементов тяжелее железа. Металлогеническую специализацию литоплинтовых СФК обуславливают рудные формации — силлиманитовая, железорудная, флогопитовая и графитовая; перилитоплинтовых СФК — рудные формации железистых кварцитов и апатитоносных гнейсов и сланцев; шовных прогибов — рудные формации тальковая и железистых кварцитов, мусковитовая, редкометально-пегматитовая, сульфидная медно-никелевая, апатит-титаномагнетитовая и пироксен-apatитовая. Они создают металлогенический фон позднего (борсалинского) этапа и имеют особое значение, так как к подобным структурам приурочены месторождения золоторудной формации Южной Африки (Свазилендский пояс), сульфидной медно-никелевой формации Западной Австралии (пояс Норман-Уилуна), Канады (пояс Абитиби) и др. С этих позиций должна быть проверена никеленосность коматиит-сланцевых прогибов (Якутский, Гаженский, Красноярский, Восточно-Саянский).

На зоплатформенном этапе развивались протоофиолитовые, протоавлакогенные (начальный этап), протовулканогенные, протоорогенные и протократонные СФК со свойственными им рядами формаций. С протоофиолитовыми СМЗ связаны асбест и колчеданно-полиметаллическое оруденение, аномалии хрома, платины; с протоавлакогенными — колчеданно-свинцово-цинковое, медное и марганцевое оруденение; с протовулканогенными — редкие металлы и фторное сырье; с протократонными — гематит-apatитовые и золото-сульфидные руды; с протоорогенными — медистые песчаники и титановые руды. Для этого времени большое значение имеют формации расслоенных интрузий основных—ультраосновных пород (никель, платина, медь, хромит — Бушвельд, Южная Африка; Садбери, Канада и др.), диабазов (серебро и кобальт — Онтарио, Канада) и гранитов (медь — Маунт-Айза, Австралия, олово — Китиль, Балтика, молибден — Норанда, Канада).

Структуры зоплатформенного мегахрона имеют значение при формировании по-

следующих структур чехла платформы и их металлогении, предопределяя систему подвижных мантийно-коровых зон разломов.

Металлогению плитного (чехольного) режима определяют СМЗ шести генетических типов — хатакратонные, перикратонные, рифтогенные, авлакогенные, филократонные и телеорогенные, которые контролируются одноименными ретроспективными структурами (СФК). Эти типы структур участвуют в строении девяти плитных ярусов чехла платформы и обладают стадийностью и этапностью развития. Стадии развития — трансгрессивная, инундационная, регрессивная, эмерсивная — фиксируются типовыми геологическими формациями. Этап развития платформы характеризуется формационным рядом, который содержит формации всех четырех стадий; иногда этот ряд может быть редуцированным. По преимущественному развитию типов формаций выделяют начальные и финальные этапы, отвечающие структурным ярусам и разделенные между собой, как правило, стратиграфическим несогласием. Вместе они образуют тектонические циклы, отделенные структурными несогласиями. Циклы и этапы развития платформы корреспондируют по возрасту циклам и этапам складчатого обрамления [8]. Типовая СМЗ может проявляться неоднократно [16]; конкретные ее выражения относятся к типу, как в палеонтологии вид к роду.

Условия образования как экзогенных, так и эндогенных рудоносных и рудных формаций неоднократно повторялись на определенных (отвечающих эпохам) стадиях развития сходных структурно-металлогенических зон (провинций) различных металлогенических этапов.

Хатакратонные металлогенические провинции (СМЗ) отражают обстановку площадного растяжения континентальной коры, спокойного состояния мантии и развития мелководно-морских и лагунных эпиконтинентальных бассейнов с благоприятными условиями для образования фосфоритов, железных, свинцово-цинковых руд и солей, в том числе калийных. Среди типов хатакратонных СМЗ выделяются терригенные сероцветные металлоносные, терригенные карбонатные серо- и пестроцветные фосфорито-, железо- и марганценозные (трансгрессивная стадия); терригенно-карбонатные и карбонатные свинцово-цинковоносные (инундационная стадия); сульфатно-карбонатные соленосные, в том числе калиеносные (регрессивная стадия). Локализация металлогенических зон обусловлена структурами более высокого порядка в сочетании с магмоподводящими и рудогенерирующими разломами.

Хатакратонные провинции наиболее широко развиты в венд-раннепалеозойское и среднепалеозойское время. На венд-среднекембрийском этапе Лено-Енисейская провинция характеризуется развитием мощных (2000 м и более) карбонатных и сульфатно-карбонатных комплексов, на западе, севере и востоке распространенных далеко за границы платформы. Каледонские геосинклинали южного обрамления платформы не имеют перикратонных зон. Не исключено, что структуры каледонид, по Т.Н. Херасковой [20], являются террейнами южных широт, но возможно, что перикратонные зоны поглощены последующими складчато-надвиговыми структурами. На северо-востоке намечается смена хатакратонного режима окраинно-морским. Металлогению этапа определяют калийные соли солеродного бассейна и полиметаллические руды в карбонатных породах (Киндинская и Сарданинская металлогенические зоны).

Криволуцкую хатакратонную фосфоритоносную провинцию (средний ордовик) отличает широкое развитие маломощной терригенно-карбонатной формации, которая распространяется далеко за современные границы платформы. Выделяются фосфорито- и железозносные металлогенические зоны — Подкаменно-Гунгусская, Ленская, Котуйская.

Перикратонные металлогенические провинции (СМЗ) отражают пассивное состояние кратона и контролируются смежной подвижной зоной. Они сложены редуцированными рядами формаций, переходными от мелководных к относительно глубоководным, характерными для трансгрессивной и инундационной стадий начальных этапов развития циклов. Они обычно амагматичны. Выделяются перикратонные полиметаллические и фосфоритоносные металлогенические провинции. Наиболее крупная перикратонная

полиметаллическая провинция (Южно-Сибирский полиметаллический пояс) отмечается в рифейском этапе. Она прослеживается вдоль западной и южной окраин платформы. К этому же этапу относятся фосфоритовые проявления перикратонной Юдомо-Майской провинции.

Телорогенные и приорогенные металлогенические провинции (СМЗ) отражают энергоемкие процессы вдоль смежных сводовых поднятий или орогенов и контролируются крупными линейными асимметричными отрицательными структурами. Широко развиты ряды аллохтонных, в том числе красноцветных молассоидных формаций мощностью до 3000 м. Магматические формации не характерны. Разломы, сопровождающие образования такого типа СМЗ, обуславливают постдиагенетические изменения угленосных формаций и концентрацию меди. Приорогенные СМЗ формировались в течение финальных этапов цикла. Выделяются приорогенные меденосные и телорогенные угленосные СМЗ. Меденосные СМЗ известны на трех этапах развития платформы и связаны с регрессивными стадиями — Кодаро-Удоканская меденосная СМЗ раннего протерозоя, Восточно-Сибирский телорогенный меденосный пояс позднего рифея и Верхненская телорогенная СМЗ позднего кембрия.

Угленосные телорогенные Таймырская и Западно-Тунгусская провинции (СМЗ) связаны с регрессивной стадией позднепалеозойского этапа, знаменующегося развитием сводовых поднятий, охвативших Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую плиту и Таймыр. Вдоль Енисейско-Хатангского и Карского сводовых поднятий возникли прогибы типа предгорных, метаморфизм углей которых определяется зональностью, характерной для угленосных бассейнов и активизационных областей.

Филократонные металлогенические провинции (СМЗ) отражают энергоемкие процессы в разной степени возбужденного состояния мантии, вызвавшие слабо дифференцированные поднятия коры. Отдельные диапиры мантии способствуют снятию давления, вызывающему магнообразование. В сверхглубинных и глубинных условиях в районах погребенных палеорифтов в связи с высокой степенью плавления мантии образуется щелочно-ультраосновная магма, накоплению флюидов в которой способствует экранизация консолидированной коры. Концентрация тепловой энергии достигает критических величин, когда литосфера не способна далее сдерживать накопившуюся энергию и происходят выбросы магм, которые "простреливают" консолидированную кору и образуют кимберлитовые диатремы и ийолит-карбонатитовые колонны.

Среди СМЗ филократонного типа с проявлением магматических формаций различаются кимберлитовые, связанные со сверхглубокими (400–250 км) очагами мантийного диапиризма; карбонатитовосные с сопутствующими рудными формациями — магнетит-апатитовой, флогопитовой, нефелиновой, перовскит-титаномagnetитовой, редкоземельной и др. в связи с очагами глубокого (до 250 км) мантийного диапиризма; железоносные, отражающие диапиризм деплетированной мантии. К амагматичным филократонным металлогеническим провинциям относятся бокситовосные и бурожелезняковые, обусловленные процессами невозбужденной мантии; к кимберлитовой провинции — Анабарская среднетриасовая и Оленекская юрско-меловая; к карбонатитовосной провинции — Восточно-Алданская позднерифейская; к триасовой железоносной провинции — магномагнетитовые месторождения ангаро-илимского типа и сопровождающие их проявления полиметаллических руд. Амагматичная филократонная бокситовосная провинция развита на средне-позднемезозойском и палеогеновом этапах (Центрально-Сибирская провинция).

Рифтогенные СМЗ связаны со структурами земной коры, значительно отличающимися от стандартной континентальной коры. Об этом свидетельствует сейсмическое профилирование, показывающее, что нижняя часть коры под палеорифтами имеет высокие сейсмические скорости, что обусловлено ее изменением при значительной инъекции мантийного материала. В этом случае в основании коры расположено тело со скоростями $V_p = 7,3-7,8$ км/с. Такие тела, называемые "рифтовой подушкой" [15] или коро-мантийной смесью, выявленные А.С. Гринсоном в Якутской алмазосной и Норильской никеленосной провинциях, могут интерпретироваться также как свидетельство су-

уществования верхней части астеносферного диапира, который вошел в кору палеорифта. В палеорифтах кора иногда остается утоненной на несколько километров по сравнению с обрамляющими блоками, а иногда она утолщена вследствие последующих деформаций и изостатической перестройки. Рифты обнаруживают тенденцию к реактивации [10]. Последующие тектонические процессы проявляются в раздвижении, а также в сдвиговых и сжимающих деформациях, обуславливая повышенную подвижность области палеорифта. Характеристика палеорифтов усложняется в связи с изменением и наложением во времени на них различных тектонических процессов. В рифтовых структурах на малых и больших глубинах присутствует значительное количество мафитовых и щелочно-ультрамафитовых продуктов.

В чехле Сибирской платформы намечаются три основные эпохи проявления рифтогенеза — рифейская, девонская, позднепалеозойско-раннемезозойская.

Рифейская эпоха характеризует начало плитного режима и знаменуется расчленением кратона вследствие растягивающих сил, приведших к образованию обширной рифтовой системы, известной в литературе под названием авлакогенной. Игарский, Таймырский, Уджинский и Присаянский рифты отличаются более мощными терригенными формациями, значительными проявлениями щелочно-мафитового магматизма (с титаномагнетитовой и хромитовой специализацией) по сравнению со смежными структурами платформы.

Девонский рифтогенез по интенсивности и распространению уступал рифейскому. Для него характерна регенерация рифейских рифтовых зон после перерыва от венда до нижнего девона включительно. Длительность девонского рифтогенеза на порядок меньше, чем развитие рифейских рифтов, а мощности-СФК девонских и рифейских рифтов близки — 6–10 км. К девонским рифтоподобным структурам относятся линейные грабены — Норильский, Нордвикский, Патомско-Вилюйский и Сетте-Дабанский. Их характеризуют мощные сульфатно-карбонатные толщи, содержащие пачки (до 200 м) солей, а также магматические формации пикрит-меланефелинитов, трахибазальтов, ийолит-карбонатитов и кимберлитов, определяющих их металлогеническую специализацию.

В позднепалеозойско-раннемезозойскую эпоху рифтогенез охватил северо-запад платформы, Западно-Сибирскую плиту и Енисейско-Хатангский прогиб, образовав единую рифтовую систему. В Норильском районе происходила повторная реактивация рифейского палеорифта, выразившаяся в интенсивной магматической деятельности благодаря высокой проницаемости Норильского блока литосферы, расположенного над "рифтовой подушкой" ($V_p = 7,3$ км/с), установленной по сейсмическому профилю Диксон-Хилл МОВЗ ГСЗ. В раннем триасе гигантские проявления главным образом толеит-базальтового магматизма вызвали крупные вертикальные подвижки на границе Енисейско-Хатангского и Норильского блоков как в верхней части коры, так и на уровне "рифтовой подушки", разбитой на три блока, со смещением ее поверхности на 5–7 км. Судя по колоссальным массам выплавления базальтов, в раннемезозойскую эпоху был значительно повышен термодинамический режим в верхней мантии и нижней части коры, что вызвало образование более тугоплавких ультраосновных магм и подъем их со значительных глубин к поверхности. По масштабу проявления эти процессы сопоставимы с процессами, происходившими в архее и нижнем протерозое.

При разработке модели формирования сульфидных медно-никелевых месторождений недостаточно внимания уделялось вопросам глубинного строения никеленосных провинций и выявления изначальных глубин генерации рудоносной магмы. На эти вопросы в какой-то мере отвечают данные глубинного сейсмического зондирования, ряд данных петрологических и геохимических исследований, а также сравнение геохимического состава метеоритов и руд медно-никелевых месторождений. О связи последних с ультраосновной мантией свидетельствуют результаты изучения неравновесных клинопироксенов рудоносных интрузий норильского типа, характеризующихся различными термодинамическими условиями формирования. Один из клинопироксенов со значительным содержанием хрома (до 1% и выше) образовался на больших глубинах, чем второй (содержание хрома в 3 раза меньше), и кристаллизовался в гипабиссальных условиях из толеит-базальтовой магмы. Хромистые клинопироксены и клинопироксены

глубинных включений кимберлитов имеют близкие содержания хрома, что свидетельствует об одном порядке глубинности их образования. Экспериментальными исследованиями установлено, что увеличение количества хрома в силикатах связано с повышением давления.

Изучение расплавных включений двух неравновесных клинопироксенов в никеленосных интрузиях норильского типа показало, что они различаются как по составу, так и по температуре гомогенизации примерно на 100°C , что также указывает на образование в различных термодинамических условиях и кристаллизацию из различных магм. Хромиты из горизонта ультраосновных пород интрузий норильского типа по составу близки хромитам кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород, а не базитов. Рудная нагрузка глубинных флюидов и магм определяется рудной и геохимической специализацией оболочки Земли, где произошло их зарождение (в виде диапиров). При смешении магм различного состава и глубины зарождения могут возникнуть сложные, комплексные месторождения. В частности, сульфидные медно-никелевые руды норильского типа имеют разноглубинный источник вещества в отношении как силикатной, так и, видимо, рудной его части.

Низкое значение растворимости серы в силикатном расплаве (0,071–0,30) ставит под сомнение формирование медно-никелевых месторождений только ликвационно-магматическим путем, поскольку в рудоносных интрузивных телах и особенно в их ультраосновных дифференциатах концентрация серы (около 1%) больше по сравнению с ее возможной растворимостью при условии первично-гомогенного расплава. Более приемлема гипотеза изначального рассеяния сульфидов при высоких температурах ($1500\text{--}1600^{\circ}\text{C}$) в ультраосновной мантии [2,5,12]. При понижении температуры и давления происходила сегрегация диспергированных сульфидов, которые укрупнились, сливаясь между собой. Со значительных глубин сульфиды выносились к поверхности ультраосновной магмой при энергоемких процессах в областях рифтогенеза.

Металлогения активизационного режима связывается с металлогенными геоблоками конвергентных клиньев, отражающими субдукцию континентального типа и определенную этим процессом зональность в размещении рудных формаций. Фронтальная часть геоблока трассируется глубинными щелочными магмами, контролирующими проявления флюрита, редких металлов, редких земель, асбеста и др., тыловая — субщелочными и умеренно-кислыми магмами с молибденом, ртутью, вольфрамом, сурьмой и др. Конвергентные клинья формировали динамопары среднепалеозойского и позднепалеозойско-мезозойских циклов в южной и северной частях Сибирской платформы.

Металлогения среднего палеозоя определяется взаимодействием плитных (собственно платформенных) и активизационных процессов. При этом в качестве наиболее энергоемких геодинамических систем выступают разнотипные филократоны сверхглубокого и глубокого мантийного диапиризма, рифтогенные структуры и конвергентные клинья. Расположенные у фронта таких клиньев калиевые кимберлиты являются естественным продолжением указанной зональности. Единый латеральный парагенезис структур среднепалеозойской активизации, определяющий их минерагению, состоит из Тувино-Забайкальского конвергентного клина, Патомско-Вилуйского и Сетте-Дабанского рифтогенов. Металлогению цикла определяют кимберлиты и руды карбонатитовой формации эмерсивной стадии.

Сходная металлогеническая зональность позднепалеозойско-мезозойских циклов выявлена на юго-востоке платформы и Таймыре, где позднепалеозойско-раннемезозойские формации гранитного (тыловая зона) и щелочного (фронтальная зона) состава образуют латеральный ряд конвергентного клина. В тыловой зоне клина, расположенной в приокеанской части Таймыра и на прилегающих островах, формационный ряд представлен гранитоидами, сменяющимися к югу, в горах Быранга, в сторону фронтальной зоны щелочными формациями. На юге платформы в конвергентном клине формационный ряд имеет аналогичное сложение: гранитоидные формации в тыловой зоне сменяются щелочными и щелочно-ультрамафитовыми во фронтальной зоне. Латеральные ряды магматических формаций отражают процессы деструкции земной коры, охватившие Сибирь

скую платформу в позднем палеозое—мезозое на севере и в мезозое на юге. Латеральная зональность, совпадающая с линейными надвигами Таймыра, может быть интерпретирована как результат субдукции Карской плиты под Сибирскую континентальную. На юге платформы эта зональность является следствием ориентированных на север палеозон, сопряженных с субдукцией океанической плиты на востоке под континентальную плиту Сибири.

Зональное распределение магматических формаций определяет распределение рудных формаций: медно-молибденовой и магнетит-апатитовой. Симметричные латеральные структурные парагенезисы составляют Бурятско-Якутскую и Таймырскую металлогенические провинции конвергентных клиньев.

Временные закономерности распределения полезных ископаемых эпиплатформенного и плитного (чехольного) режимов тесно связаны со стадиями развития тектонических этапов, отвечающих металлогеническим эпохам и этапам. Так, с трансгрессивной стадией связаны фосфорит-, железо- и титаноносные (ильменит) осадочные формации; с инундационной — карбонатные формации со стратиформными рудами свинца и цинка; с регрессивной — меде-, угле-, соленосные формации; с эмерсивной — сульфидная никелево-медная, магнетит-апатитовая, перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая, нефелиновая, бокситовая и другие рудные формации. На Сибирской платформе известны три эпохи формирования медистых песчаников, пять — фосфитообразования, четыре соленакпления, пять — полиметаллических руд в карбонатных породах, две — сульфидных медно-никелевых руд, четыре — алмазоносных кимберлитов, три — комплекса руд, связанных с ийолит-карбонатитовой формацией, две — эндогенных железистых руд, десять — кор выветривания и др.

Выделение СФЗ через ряды формаций, контролирующих СМЗ, и установление тектонических циклов, этапов и стадий их развития, соответствующих металлогеническим этапам и эпохам, определяют закономерности распределения рудных формаций. Пространственные закономерности их распределения обусловлены сочетанием благоприятных структурных элементов регионального (формационного), оболочечного (глубинного) и планетарного уровней. Со структурами формационного уровня связан вид рудной формации, площадь ее распространения и участки оптимальной концентрации (металлогенические зоны).

Пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых определяются типами СМЗ крупных мегахронов и стадиями их развития. Генетические типы СМЗ неоднократно возникали на различных этапах развития платформы, а условия образования рудоносных и рудных формаций неоднократно повторялись на определенных стадиях их развития.

Л и т е р а т у р а

1. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 280 с.
2. Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Тарасов А.В. Норильский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 103—130.
3. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1:1 500 000: Объяснительная записка / Н.С. Малич, В.Л. Масайтис, Ю.Г. Старицкий и др. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1977. 108 с.
4. Красный Л.И. Минерагенические аспекты блоковой тектоники Земли // Сб. науч. тр. ВСЕГЕИ: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 15—23.
5. Лихачев А.П. Геология, генезис и прогнозирование медно-никелевых месторождений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1980. 49 с.
6. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
7. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
8. Малич Н.С., Туганова Е.В. К металлогении платформ // Сб. науч. тр. ВСЕГЕИ: Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л.: ВСЕГЕИ; 1986. с. 55—65.

9. Металлогеническая карта Сибирской платформы м-ба 1:2 500 000. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1980.
10. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
11. Минералогия Сибирской платформы / Ю.Г. Старицкий, Е.А. Басков, Н.С. Малич и др. М.: Недра, 1970. 208 с.
12. Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: Классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. 260 с.
13. Обручев В.А. Металлогенические эпохи и области Сибири. М.: Гостехиздат, 1926. 64 с.
14. Одинцов М.М., Домышев В.Г. Ангаро-Вилуйский рудный пояс // Геология и геофизика. 1977. № 1. С. 3–5.
15. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов // Тр. 27-го МГК. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 78–109.
16. Рундквист Д.В. Принципы выделения и типизации структурно-формационных и структурно-металлогенических зон // Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. С. 18–37.
17. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения земной коры. М.: Недра, 1985. 161 с.
18. Тектоническая карта Сибирской платформы м-ба 1 : 1500000: Объяснительная записка / Н.С. Малич, Е.В. Туганова, Е.П. Миронюк и др. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1980. 193 с.
19. Тетяев М.М. Проблема Ангаро-Енисея и ее геологическое содержание. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 23 с.
20. Хераскова Т.Н. Венд-раннепалеозойские океанические формации Казахстана-Монгольского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 5. С. 29–36.
21. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.
22. Янишин А.Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 3–22.
23. De Lays L. La geologie et des richesses Minerales de l'Asie. Paris. 1911.

УДК 553.3 (571.5)

В.А. Нарсеев, И.Ф. Мигачев, В.М. Яновский, Р.Н. Володин,
В.Д. Конкин, А.А. Фельдман

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

В последние годы в металлогеническом анализе крупных территорий сформирован новый подход, основанный на следующих научно-методических принципах: а) совершенствование рудно-формационных классификаций на базе моделей рудообразования и выявления связей в системе геологические формации—рудные формации; б) анализ рудно-магматических систем с позиции новых концепций формирования структур земной коры, дифференциации вещества земной коры и верхней мантии; в) разработка промышленно-генетических классификаций месторождений и систем прогноз—поиско—оценка, способствующих ускорению геологоразведочного процесса.

Использование такого подхода при изучении рудных районов Сибирской платформы и складчатых систем ее обрамления с медным и полиметаллическим оруденением позволило уточнить ряды металллоносных структур, установить режим их формирования и выделить этапы образования промышленных концентраций полезных компонентов.

Для месторождений цветных металлов (меди, свинца и цинка) основными типами провинций на данной территории являются следующие.

1. Рифтоподобные структуры в пределах раннеархейских кратонов и их периферии, выполненные троговыми структурно-формационными комплексами (СФК) позднего архея—раннего протерозоя, с месторождениями медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных руд в вулканогенно-осадочных формациях.

2. Грабенообразные протоплатформенные и протоорогенные прогибы на архейском

сиалическом субстрате, фиксирующиеся терригенно-карбонатными СФК раннего протерозоя, с месторождениями медистых песчаников и сланцев.

3. Трогообразные прогибы в областях сочленения континентальных блоков, развивающиеся на утоненной коре сиалического типа и выполненные эв- и миогеосинклинальными СФК рифея—венда, с колчеданно-полиметаллическим и свинцово-цинковым оруденением.

4. Окраинно-континентальные прогибы, вмещающие терригенно-карбонатные СФК мелководных шельфовых палеобассейнов позднего рифея, со стратиформными свинцово-цинковыми рудами в карбонатных формациях.

5. Пери- и интракратонные прогибы, выполненные терригенно-карбонатными и карбонатными формациями позднего рифея—венда, со стратиформными свинцово-цинковыми рудами.

6. Краевые прогибы и чехлы краевых частей платформ, сложенные позднерифейскими и венд-ордовикскими терригенными и терригенно-карбонатными комплексами, с месторождениями медистых песчаников и сланцев.

7. Зоны активизации протоплатформенного чехла и терригенных эвгеосинклиналей рифея, содержащие массивы габбро-анортозит-норитовой формации, с комплексными медными рудами.

8. Андезитоидные орогенно-активизационные вулканоплутонические пояса, сформировавшиеся в интервале от раннего протерозоя до позднего мела включительно, с проявлениями меднопорфировой и скарново-полиметаллической минерализации.

Ряд региональных структур и структурно-формационных комплексов связан с ранними и поздними этапами тектоно-магматического развития платформы и перикратонных складчатых систем. К ним относятся протогеосинклинальные комплексы в терригенных эвгеосинклиналях, протоплатформенные комплексы, архейские зеленокаменные пояса; рифтогенные структуры с многоэтапным режимом формирования; углеродистые терригенные комплексы миогеосинклиналей со специфическими позднеорогенными рудоконтролирующими структурами (зонами рудовмещающих дислокаций); структуры и комплексы активизационного этапа развития щитов, платформенного чехла и перикратонных систем.

В эволюции рифтогенных структур выделяются четыре этапа: 1) заложение рифтового прогиба и накопление вулканогенных толщ с кремнистыми и карбонатно-кремнистыми фациями; 2) развитие конседиментационных прогибов и поднятий, формирование терригенных, вулканогенно-терригенных комплексов с колчеданной минерализацией; 3) закрытие рифтового прогиба, образование моласс, перераспределение рудных элементов в условиях метаморфизма; 4) послерифтовая гранитизация коры, внедрение габбро-гранодиорит-гранитовых интрузий в верхние структурные ярусы, накопление перераспределенных и поздних элементов в молодых структурах.

В миогеосинклинальных прогибах обрамления Сибирской платформы широко развиты разновозрастные углеродистые терригенные комплексы, несущие оруденение нескольких формационных и промышленно-генетических типов. Ассоциация региональных структур в миогеосинклиналях весьма своеобразна. Преобладает складчатость прерывистого типа, зоны гребневидных, коробчатых складок и флексур чередуются с крупными брахиструктурами, нередко крупные горизонтальные флексуры и узкие зоны изоклинальных складок, связанные с разломами глубокого заложения. Среди разрывных структур широко развиты взбросы и надвиги. Многоярусное размещение надвигов обуславливает чешуйчатое строение терригенных толщ. Весьма распространены переходы крутопадающих зон дислокаций в пологие системы надвигов. Зоны интенсивной приразломной складчатости, складчатые структуры облекания и нагнетания свидетельствуют о весьма значительной роли жестких блоков рамы в формировании структур терригенных комплексов миогеосинклиналей. В большинстве известных металлогенических провинций отчетливо проявлен контроль оруденения зонами рудовмещающих дислокаций. Он представляет собой системы сопряженных разрывных, блоковых, складчатых дислокационных элементов, контролирующие и вмещающие предрудные

магматические образования, околорудные метасоматиты и рудные тела. Признаки зон рудовмещающих дислокаций — многоэтапность деформаций; структурная зональность; узловое, каркасное, ячеистое внутреннее строение; сочетание экранов с участками проницаемости; многоярусное размещение дислокационных элементов, обусловленное ритмичным переслаиванием пород.

Типы зон рудовмещающих дислокаций в значительной мере определяются общей конфигурацией миогеосинклиналей. Они представлены в линейных синклиальных прогибах преимущественно продольными зонами усложнения складчатости и разрывами; в изометричных синклиальных прогибах — диагональными усложнениями складчатости и разрывами; в антиклинорных поднятиях — сериями надвигов с приразрывными складками и блоками; на крыльях крупных складок — сериями продольных сближенных разрывов и зонами трещиноватости; в обрамлении миогеосинклиналей — зонами смятия и сериями надвигов. Внутренним строением зон рудовмещающих дислокаций определяются морфоструктурные особенности рудных полей, пространственное распределение предрудных магматических комплексов и рудных тел. Продуктивные интервалы зон рудовмещающих дислокаций должны рассматриваться как потенциальные рудные поля. Они характеризуются совмещением тектонических, магматических, гидротермально-метасоматических образований в литологически благоприятной части разреза терригенных толщ. Фигуры совокупности рудных тел и предрудных метасоматических комплексов в значительной мере повторяют системы разнообразных дислокаций в крупных зонах проницаемости.

Типовые структуры рудных полей различаются по преобладающей роли в их формировании складчатых, блоковых или разрывных дислокаций. Каждому из типов свойственны определенные формы, объемы, характер пространственного размещения тектонитов, в которых локализуется оруденение. Распространены следующие фигуры тектонитов: 1) конформные ядрам, шарнирам, крыльям складок; 2) конформные блоку, его краевым или центральным частям; 3) конформные разрыву или системе разрывов.

Рудные поля включают фрагменты этих типов структур в различных соотношениях, что позволяет моделировать ряды структур рудных полей, находить близкие к основным или переходные типы.

Актуальным для поисков скрытого оруденения в различных металлогенических провинциях Сибирской платформы является прослеживание латеральных рудоконтролирующих зон дислокаций. Это особая группа региональных структур, формирующихся в верхних частях земной коры в интервалах разрезов с максимальной физико-механической неоднородностью. Они представлены горизонтальными и пологими зонами дробления, расщепления, пластического течения (зонами разуплотнения в гравитационных полях), имеют мощности от десятков метров до первых километров. Их положение в разрезе определяется региональными несогласиями, контактами толщ с контрастными физическими свойствами (плотность, пластичность, хрупкость, эффективная пористость и др.), присутствием пачек легко деформируемых пород (глинистые, слюдяные сланцы, горизонты карбонатных фаций и др.), пологими границами зон метаморфизма.

Примером такой обстановки является область сопряжения склона Алданского щита с Алданской антеклизой. Своеобразен характер размещения магматических и гидротермальных "инъективных" тел в разрезе земной коры этого региона. В сложно дислоцированном фундаменте в архейских породах (гнейсах, кристаллических сланцах, гранитах) мезозойский магматизм и оруденение проявлены слабо. Эти образования размещены преимущественно в верхнем структурном этаже, в слоистой толще платформенного чехла (доломитах и известняках венда-палеозоя и юрских песчаниках). Можно отметить два основных варианта влияния латеральных зон дислокаций на рудно-магматические системы: 1) продуктивные магматические комплексы и рудные тела формируются целиком в "плоскости" латеральной зоны дислокаций; 2) латеральные зоны дислокаций проявляются как элемент полного или частичного экранирования

рудно-магматических систем. Рудно-магматические системы области мезозойской активизации имеют узловое размещение и локализируются на пересечении систем крутопадающих разломов, в углах активизированных блоков. Однако на уровне латеральной зоны дислокаций, имеющей небольшую мощность (при площадном распространении в тысячи квадратных километров) и соответствующей нижним толщам терригенно-карбонатного платформенного чехла, широко развиты силлы, лакколиты, метасоматиты в согласных зонах проницаемости. Оруденение развивается по латерали, далеко распространяясь по периферии магматических тел, "прошивающих" латеральную зону дислокаций.

Благоприятными геотектоническими обстановками для реализации представленной модели являются положительные структуры платформ, склонов щитов, чехол срединных массивов, миогеосинклинали терригенного этапа, бортовые части наложенных впадин, подошвы полей вулканитов.

Геодинамические причины возникновения этого типа структур, вероятно, заключаются в крупных латеральных перемещениях окраинно- и внутриконтинентальных плит, в столкновении и скучивании "микроконтинентов". Деформация "жестких" ядер (этажей, блоков) проявляется в развитии систем блоков и разломов с крутыми и средними углами падения, а "пластичного" чехла (этажа, яруса) — в образовании складчатости прерывистого типа или формировании латеральных зон дислокаций. Последнее предпочтительнее для плит или систем блоков с полого наклоненной поверхностью жесткого основания.

Интересные в металлогеническом отношении данные получены при геолого-геофизическом изучении Якутской провинции. Она расположена в мегаблоке литосферы, который характеризуется своеобразным типом тектонического режима, особенностями структур кристаллического фундамента и чехла, а также аномальными физико-геологическими неоднородностями в строении земной коры и верхней мантии.

Палеотектонические реконструкции, данные структурного бурения и геофизических исследований показали, что провинция приурочена к крупному Непско-Анабарскому сводовому палеоподнятию фундамента. Палеоподнятие прослеживается в близмеридиональном направлении от выступов фундамента Анабара и Оленька (на севере) к Патомскому нагорью (на юге), располагаясь между Тунгусской и Вилюйской синеклизами. Оно заложилось в дорифейское время, наиболее интенсивно воздымалось в среднем палеозое (в период кимберлитобразования), протягивается на 1500 км при ширине 200–250 км. В пределах сводового палеоподнятия не развит пермо-триасовый и среднепалеозойский трапповый магматизм. Геолого-структурный анализ материалов ГСЗ показал, что рассматриваемое палеоподнятие рассекается системой авлакогенных структур, заложившихся в рифее и активизированных в среднем палеозое и мезозое. Центральные каналы авлакогенов (зоны максимального растяжения земной коры), по данным ГСЗ, прослеживаются в рельефе кристаллического фундамента серией грабенообразных прогибов, которым на поверхности верхней мантии отвечают валоподобные поднятия небольшой амплитуды.

Среди авлакогенных структур выявляются Мирненско-Анабарская близмеридионального простираия и Вилюйская северо-восточного простираия, а также ряд менее выраженных.

По сейсмическим данным, мегаблок литосферы, в пределах которого расположена провинция, характеризуется повышенными скоростями распространения упругих волн в земной коре и аномальными скоростями — в верхней мантии (на уровне границы Мохо). По данным глубинного магнито-теллурического зондирования (ГМТЗ), верхняя мантия отличается низкой электропроводностью и большей мощностью. В региональном гравитационном поле суммарная плотностная неоднородность верхней мантии и земной коры, присущая рассматриваемой провинции, отражается в низкочастотной положительной аномалии силы тяжести. Причина этого заключается в том, что провинция приурочена к мегаблоку литосферы, верхняя мантия которого представлена породами с промышленными концентрациями литофильных элементов. Участки повышения

скорости и плотности на границе земной коры и верхней мантии связаны, вероятно, с внедрением в земную кору мантийных диапиров.

Таким образом, на всем протяжении с севера на юг восточная часть Сибирской платформы характеризуется субмеридиональной структурно-вещественной мантийно-коровой неоднородностью, обусловившей региональные аномалии в гравитационном, сейсмическом и теллурическом геофизических полях. Пространственная и временная связь этой неоднородности, валлообразного палеоподнятия с проявлениями кимберлитового магматизма позволяет сделать вывод об их генетической сопряженности. В совокупности они отражают процессы мантийно-корового взаимодействия. Вероятно, там, где поднявшиеся мантийные массы взаимодействовали с породами коры, они вызывали частичную их базификацию, уплотнение и повышение значений скорости распространения упругих колебаний. Подъем в верхние горизонты мантии и нижние части земной коры масс глубинного вещества и тангенциальное его растекание вблизи границы Мохо сопровождалось воздыманием обширных участков земной коры. На заключительных этапах развития палеоподнятия произошли крупные расколы земной коры с образованием системы авлакогенов близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания.

Заложение системы авлакогенных структур произошло не позднее рифея, в период развития байкальской складчатости в южном обрамлении Сибирской платформы. Активизировались эти структуры в среднем палеозое, в связи с процессами завершения каледонской складчатости Байкало-Патомской области и в мезозое — с тектоническими движениями в Верхоянской складчатой области. В эти этапы внедрению кимберлитов предшествовали мощные процессы базальтового и щелочно-базальтового вулканизма.

В качестве примера формирования прогнозно-поискового комплекса для Сибирской платформы рассмотрим систему научно-методических разработок для месторождений меди, свинца и цинка.

В основу прогнозно-металлогенического районирования территории Западного и Центрального секторов зоны БАМ положен структурно-формационный анализ, предусматривающий выделение главных рудоносных формаций, определение палеотектонических условий их накопления, обстановок нахождения месторождений и закономерностей их локализации, установление комплекса прогнозных и поисковых критериев, отражающих регионально-тектонические, структурно-формационные, магматические и другие факторы контроля оруденения.

Комплексирование методов структурно-формационного анализа с обобщением данных гравиметрических и аэромагнитных съемок, а также глубинного сейсмического зондирования для районирования и типизации геофизических полей и составления объемных геолого-геофизических моделей прогнозных площадей разного ранга позволяет существенно уточнить структурно-формационную основу прогнозных построений и выявить рудоконтролирующую роль глубинных факторов.

В процессе анализа гравиметрических материалов, помимо карт в редукции Буге, широко использовались данные разделения полей на региональную и локальные составляющие, что позволило оценить характер влияния различных глубинных факторов (поверхность кристаллического фундамента; поверхности К и Мохо). Использовалось построение глубинных геолого-геофизических разрезов способом объемного моделирования сред на ЭВМ по программе Г.Г. Кравцова.

При выделении металлогенических провинций и зон основной единицей районирования территории является палеотектоническая структура с учетом ее формационного выполнения, типа и возраста заложения, отражения в объемной модели глубинного строения.

Рассматривая результаты районирования и типизации гравитационного поля, следует отметить основные его особенности: высокая дифференциация по напряженности, линейная зональность регионального характера, высокая градиентность аномалий, наличие сложной системы линейно-вытянутых зон повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести (гравитационных ступеней). С учетом этих признаков в региональ-

ной составляющей гравитационного поля выделены аномалии разного ранга — аномалийные системы, подсистемы и зоны.

Хорошо проявлены три аномалийные системы: Байкало-Бодайбинско-Токкинская, Байкало-Удоканская и Витимо-Олекминская. Ведущие структуры региона четко выражены также в виде характерных региональных и локальных аномалий.

Олекмо-Витимская провинция включает Кодаро-Удоканский, Угуйский, Олдонгсинский и Нижне-Ханинский грабенообразные прогибы, заложенные на архейском кристаллическом основании. Кодаро-Удоканский, Нижне-Ханинский и Олдонгсинский прогибы расположены в пределах Байкало-Удоканской аномалийной системы, а Угуйский — Байкало-Бодайбинско-Токкинской системы. Сопоставление геофизических полей показывает, что Кодаро-Удоканская зона по морфологии и напряженности аномалий не имеет аналогов в пределах Олекмо-Витимской провинции. Угуйский грабен характеризуется положительными значениями гравитационного поля повышенной напряженности, что резко отличает его от Кодаро-Удоканской зоны.

Изучение глубинного геологического строения Олекмо-Витимской провинции проведено путем построения серии геолого-геофизических разрезов.

Модель Удоканского прогиба имеет двухъярусное строение: нижний ярус (структурный этаж) — основание прогиба, сложенное метаморфическими и метаморфизованными комплексами архея; верхний ярус — комплексы горных пород, выполняющие прогиб и вскрытые на уровне эрозионного среза.

Результаты количественных расчетов также подтверждают разницу в строении Кодаро-Удоканского и Угуйского прогибов (максимальная мощность толщ Угуйского прогиба не превышает 2,5 км, тогда как в Кодаро-Удоканском она достигает 8—10 км).

Анализ гравитационного поля в комплексе с плотностной моделью разреза земной коры для территории Северного Прибайкалья дал возможность расшифровать внутреннее строение ряда прогибов, вмещающих продуктивные формации, и выявить их различия. Так, выяснилось, что Олоkitский и Котерский прогибы расположены в разных аномалийных системах, в пределах которых строение коры имеет существенные отличия. Основными аномалиеобразующими для Олоkitского и Котерского прогибов являются формации нижнего комплекса, представленные преимущественно вулканами основного состава. В районе гравитационной ступени, разделяющей Байкало-Бодайбинско-Токкинскую и Байкало-Удоканскую аномалийные системы, по данным ГСЗ, наблюдается резкое изменение глубины "базальтового" слоя и поверхности Мохо. Глубина поверхности К увеличивается с северо-запада на юго-восток с 28 до 36 км, а поверхности Мохо — с 38 до 41 км. По этой же линии наблюдается выклинивание слоя ра-зуплотненной мантии.

Котерский прогиб отражается в устойчивой аномалии при всех радиусах трансформации, тогда как Олоkitский прогиб выражен максимумом силы тяжести, который резко убывает с увеличением радиуса трансформации. На этом основании сделано предположение о значительно большей глубине Котерского прогиба по сравнению с Олоkitским, а также о различии в геотектонических позициях указанных структур.

Из приведенных глубинных геолого-геофизических моделей видно, что комплексы основания Олоkitского прогиба подстилают гранито-гнейсы и кристаллические сланцы архея—нижнего протерозоя, а Котерского прогиба — комплексы пород "базальтового" слоя. Можно высказать предположение, что Олоkitский прогиб развивался на коре континентального, а Котерский — на коре океанического типа. Олоkitский прогиб в отличие от Котерского приурочен к зоне глубинного разлома мантийного заложения, разделяющего крупные геоблоки с различным строением земной коры. Структурная позиция прогибов отразилась и на особенностях их металлогении.

Таким образом, при совместном анализе региональных геологических и геофизических материалов уточнены границы металлогенических провинций, выделены структуры, соответствующие металлогеническим зонам, и в основных чертах выяснено их глубинное строение.

При среднемасштабных исследованиях для выделения потенциального рудного рай-

она территория разбраковывается на потенциально перспективные и неперспективные площади, намечаются площади с благоприятными для рудолокализации элементами палеотектоники и относительно неглубоким ожидаемым залеганием продуктивных толщ.

Модели рудных районов и рудных полей при крупномасштабном прогнозировании основываются на комплексных геолого-геофизических и геохимических методах, включающих структурно-фациальный и палеотектонический анализ, гравиметрические, наземные магнитометрические и электроразведочные работы, геохимические съемки.

Потенциальные рудные поля с колчеданно-полиметаллическим оруденением эквивалентны локальным конседиментационным впадинам, выраженным в рельефе палеодепрессий. Литолого-фациальные, палеофациальные и литолого-структурные элементы модели рудного поля также находят отражение в геофизических и геохимических полях. Продуктивным площадям соответствуют максимумы локальной составляющей гравитационного поля, максимумы вертикальной составляющей геомагнитного поля и минимумы кажущегося сопротивления электрического поля; аномалии комплексного мультипликативного показателя цинка, свинца и меди в контурах развития отложений черносланцевой формации повышенной мощности.

На современной стадии изученности по комплексу геолого-геофизических и геохимических данных для колчеданно-полиметаллического оруденения перспективные участки, отвечающие рудным залежам (месторождению), выделяются по пространственно совпадающим геофизическим и геохимическим аномалиям в пределах площадей развития рудовмещающих горизонтов рудоносной субформации.

Краткий обзор последних металлогенических разработок, касающихся различных металлоносных провинций Сибири, показывает, что геодинамический анализ территорий, их структурно-формационное районирование, реконструкции режима формирования рудно-магматических систем составляют в совокупности основу локального прогнозирования месторождений.

УДК 553.2:571.51/52

Б.Л. Залищак, В.Г. Хомич, Б.А. Зарубин, Э.Л. Школьник, С.С. Зимин,
Н.Н. Серкин, П.Г. Недашковский, А.М. Ленников

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Металлогения юго-восточной части Сибирской платформы имеет интегральный характер. Она predeterminedена рудообразующими процессами пяти последовательных эпох, обусловивших: формирование фундамента (архей—ранний протерозой); заложение межблоковых прогибов фундамента (ранний—средний протерозой); образование осадочного чехла и развитие перикратонных прогибов (рифей—палеозой); возникновение вулканотектонических сооружений и очаговых структур (в том числе центрального типа) в результате тектоно-магматической активизации (мезозой, возможно, с протерозоя); щелочно-базальтовый магматизм, общее воздымание региона и россыпеобразование (кайнозой). Эпохи отделены одна от другой длительными периодами поднятий и относительного покоя.

В пространственном размещении рудных районов определяющее значение имели тектонические структуры. Именно им подчинены проявления магматизма и седиментогенеза, которые в совокупности с процессами рудогенеза обусловили своеобразие металлогении региона (рис. 1). Особо важное значение имели процессы тектоно-магма-

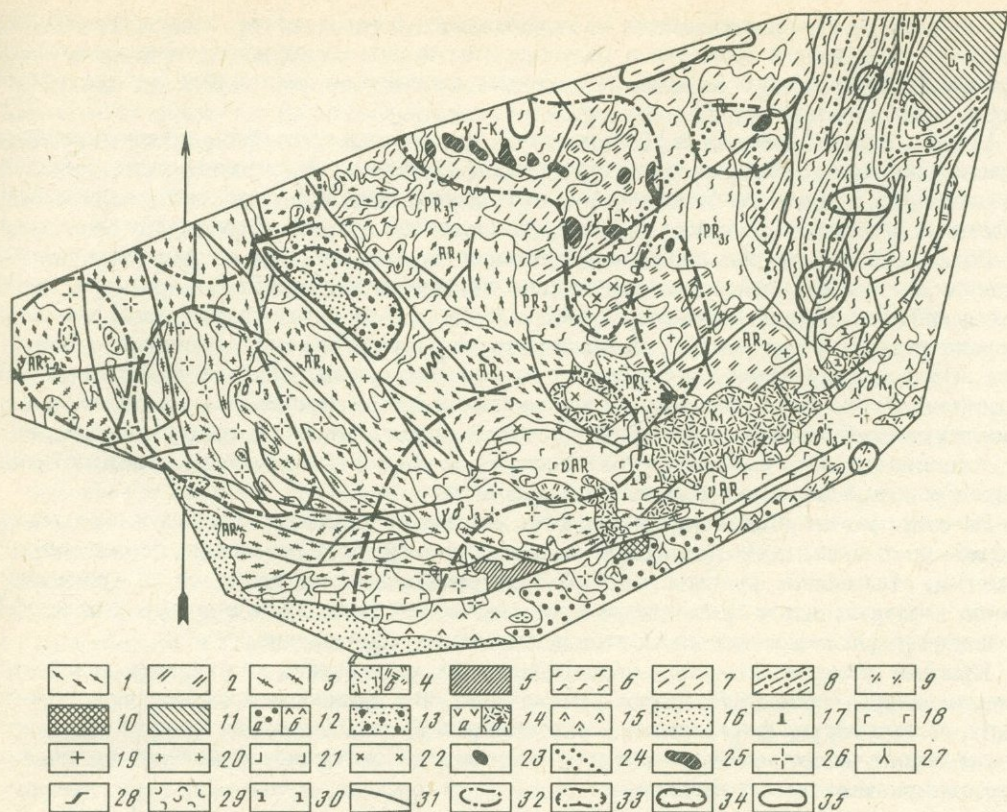


Рис. 1. Схема размещения рудных районов юго-восточной части Сибирской платформы

1 – нижнеархейские кристаллические сланцы; 2 – кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы нерасчлененного архея; 3 – верхнеархейские гнейсы, кварциты, амфиболиты и мраморы; 4–6 – верхнепротерозойские: 4 – трахилипариты (а), терригенные отложения (б), 5 – основные вулканиты и терригенные породы, 6 – кварц-песчано-карбонатные отложения; 7,8 – нижнепалеозойские отложения: 7 – карбонатные, 8 – глинисто-аркозо-карбонатные; 9 – ранне-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 10 – девонские вулканогенно-терригенные породы; 11 – верхнепалеозойские глинисто-аркозо-карбонатные отложения; 12 – юрские терригенные (а) и андезито-базальтовые (б) породы; 13 – юрские терригенно-угленосные отложения; 14 – нижнемеловые андезито-базальты (а) и кислые эффузивы (б); 15 – верхнемеловые липариты, дациты; 16 – меловые угленосные отложения; 17 – палеогеновые щелочные базальты; 18 – архейские анортозиты; 19 – нижне-среднеархейские граниты; 20 – нижнепротерозойские высокоглиноземистые граниты; 21 – нижнепротерозойские габбро-пироксениты–перидотиты; 22 – среднепротерозойские субщелочные, щелочные граниты и сиениты; 23 – разновозрастные щелочно-ультрасновные породы; 24 – Великая и другие дайки базальтов девонского (?) возраста; 25 – юрско-нижнемеловые субщелочные, щелочные граниты и сиениты; 26 – верхнеюрские гранодиориты; 27 – меловые гранодиориты; 28 – нижнемеловые гранодиориты; 29 – нижнемеловые граниты; 30 – нижнемеловые гранитоиды пестрого состава; 31 – разломы; 32 – рудные районы преимущественно докембрийской минерализации; 33 – рудные районы преимущественно мезозойской комплексной минерализации очаговых структур; 34 – угленосные районы; 35 – фосфоритоносные районы

тической активизации региона в палеозое и мезозое, хотя начало их относится к позднему протерозою – времени заложения Юдомо-Майского прогиба, авлакогенов со щелочными породами и разломов, которые использовались интрузиями апатитоносных пород.

Структуры фундамента в виде крупных блоков (Учурский, Купуинский, Брянтинский, Чогарский, Джугджурский и др.), сложенных глубоко метаморфизованными и магматизированными комплексами кристаллических пород, характерны для широкого спектра полезных ископаемых (Fe, P, Al, V, Ti, Cu, Ni, Co и др.), поскольку в них присутствуют разнообразные по составу и металлогении интрузии древних базитов и ультрасновных пород. Особого внимания заслуживают апатитовые руды, связанные

с массивами пироксенит-габбро-норит-сиенитовой формации [10], которые приурочены к разломам по краям крупных массивов анортозитов (Джугджурский и Чогарский блоки) или встречаются самостоятельно в кристаллических породах докембрия (Брянтинский и Сивакано-Токский блоки). Широкое распространение апатитоносных массивов в блоках фундамента позволило [10,11] выделить здесь две провинции апатитовых руд: Джугджурскую и Зейскую. Дальнейшее изучение этих образований необходимо, поскольку апатитовые руды являются комплексными и встречаются в метаморфических породах позднего докембрия.

Помимо апатитоносных, в структурах фундамента юго-восточной части Сибирской платформы широко представлены никеленосные комплексы пород [2]. К ним относятся архейские коматиты (Сивакано-Токский и Ларбинский блоки) и массивы позднепротерозойской дунит-троктолитовой формации (Брянтинский и Амунактинский блоки). В связи с этими образованиями, по аналогии с регионами Южной Африки [13] и Прибайкалья, можно предполагать медно-никелевые руды и сопутствующие им полезные компоненты. Наконец, сами анортозиты являются сырьем для получения алюминия.

Важное значение приобретает металлогения древних приразломных прогибов — авлакогенов. Они сформировались в раннепротерозойский этап протоактивизации на юго-восточной окраине Сибирской платформы (Улканский, Билякчанский, Удоканский и др.) при интенсивном развитии вулcano-плутонического магматизма рапакиви-гранитной ассоциации [3,8,9], генерировавшего разнотипное комплексное редкоземельно-редкометалльное оруденение.

Установлено, что с дополнительными интрузивами биотитовых гранитов в плутонах рапакиви генетически связаны зоны альбититов (в апикальных участках штоков) с окрашенностью колумбита, касситерита и циркона, штокверки топаз-биотит-кварцевых грейзенов с касситеритом, вольфрамитом и редкоземельными минералами, молибденит-кварцевые жилы и прожилки в надинтрузивной зоне. Со щелочно-гранитными телами заключительной интрузивной фазы генетически сопряжены жильные и приконтактные пегматиты, тела метасоматитов (фенитов) и гидротермалитов с комплексной редкометалльной и редкоземельной минерализацией [9].

Докембрийская редкоземельно-редкометалльная металлогеническая провинция прослеживается вдоль южной окраины Сибирской платформы.

В осадочном чехле платформы и Юдомо-Майском прогибе широко развиты седиментационные формации низких широт с большим диапазоном условий и обстановок формирования — от прибрежных до умеренных глубин эпиконтинентального моря. Они представляют несомненный интерес для изучения осадочного рудогенеза, в частности образования фосфоритов, меди, стратиформных концентраций полиметаллов и др.

Фосфориты, известные здесь еще с 40-х годов, начинают сравнительно детально изучаться в последнее время, чему в немалой степени способствуют площадные аэрогеологические съемки. Они подтверждают, как и предполагалось, развитие фосфоритоносности на нескольких стратиграфических уровнях и в разных литофациальных условиях. В связи с этим и типы проявлений фосфатоносности различны. Вместе с тем аэрогеологические исследования показали определенную пространственную ограниченность фосфатоносных фаций по латерали, поэтому важно сосредоточить усилия не только на уточнении геологической позиции наиболее перспективных уровней, но и на определении геолого-палеогеографических ситуаций более оптимальных литофаций.

Наиболее молодые фосфатопоявления на рифейско-кембрийском интервале приурочены к инниканской свите куонамской формации битуминозных кремнисто-глинисто-карбонатных отложений небольшой (до 80—90 м) мощности. Это осадки внешнего шельфа — верхней части материкового склона эпиконтинентального моря низких широт. Соответствующая высокая биопродуктивность, скорее всего, связана с обильным планктоном сине-зеленых водорослей.

Фосфаты развиты в виде небольших конкреционных желваков, линз, слойков, рас-

сеянной фосфатной примеси. Фосфатные обособления находятся преимущественно *in situ*, сведений о перемывах нет. Тем не менее концентрация желваков достигает иногда 50—70% объема слоя. Мощности слоев с конкрециями не превышают первых метров, выделяется до трех подобных уровней. Необходимость детального изучения участков максимального развития конкреций кажется достаточно обоснованной. Большой интерес представляет, по-видимому, уровень, соответствующий юдомской свите в доломитовой и известняковой литофациях. В целом он отвечает более мелководным, даже литоральным обстановкам с интенсивным развитием пластовых строматолитовых построек сине-зеленых водорослей. Здесь формируются фосфориты типа Окино-Хубсугульского бассейна — чередование слоев, линз довольно высококачественного фосфата пелитоморфной структуры с карбонатными прослоями. Однако степень метаморфизма значительно слабее, хотя и выражена в развитии прожилков вторичного карбоната. Довольно многочисленны свидетельства местных, близких по этапу седиментации перемывов, но еще не совсем ясно, существовали ли благоприятные условия для образования типичных зернистых фосфоритов. Исходя из особенностей тектонического развития Сибирской платформы и Юдомо-Майского прогиба в сравнении с южными районами Китайской платформы, можно считать, что такие условия не возникали.

Более древние фосфатоносные уровни связаны с отложениями литоральных кварцевых песчаников и алевролитов конкулинской и других свит рифея—венда. Для них также характерно развитие строматолитовых структур пластового типа при варьирующей примеси зерен кварца, с образованием линз, слоев существенно фосфатного состава, часто чередующихся с существенно кварцевыми. Видимо, в этом случае мы имеем дело со своеобразным аналогом фосфоритонакопления карбонатной фации юдомской свиты, но в других седиментационных обстановках.

Древний фосфатогенез района в целом определялся его низкоширотным, приэкваториальным положением, аридным климатом прилегающей суши. В этих обстановках интенсивное строматолитообразование в сочетании с развитием раннедиагенетических процессов в ситуации местного динамического погружения обеспечивает необходимые предпосылки фосфатогенеза. Более глубоководные условия куонамской формации обусловили только желваковые формы первичной фосфатной концентрации, причем серьезную роль мог играть подъем глубинных вод по материковому склону.

В соответствии с изложенным достаточно четко вырисовывается важное минерагеническое значение рифейско-кембрийского этапа развития региона, благоприятного для фосфатогенеза. Видимо, можно наметить контуры фосфорогенической провинции (см. рис. 1), которую следует именовать Алдано-Майской.

С процессами палеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации сопряжено формирование различной рудной минерализации. Процессы тектоно-магматической активизации региона носили многократный характер и привели к формированию угленосных впадин, линейных разломов и многочисленных длительно развивающихся очаговых структур в его северных и северо-восточных районах. Так, по совокупности геофизических данных, в регионе отчетливо выделяются линейные (меридионального и других направлений) разрывные нарушения, а также многочисленные овалы и кольцевые структуры разных (I—IV) порядков, обрамленные разломами (рис. 2). Наиболее крупная из них намечается в районе р. Алдан. К структурам II порядка относятся кольцевые структуры с центрами в районе поселков Нелькан, Томптокан и в верхнем течении р. Багомги. Для них часто характерны минимумы силы тяжести (Δg) в центре и максимумы ее, а также повышенные значения напряженности магнитного поля по периферии. Кольцевые структуры III и IV порядков расположены по периферии или внутри структур II порядка и приурочены чаще всего к пересечениям линейных и кольцевых разломов, реже находятся за их пределами.

В ряде структурно-формационных зон отдельные блоки испытали многоэтапное интенсивное геологическое развитие, что нашло отражение в сложной картине пространственного размещения (в том числе совмещения) месторождений различных генетических типов.

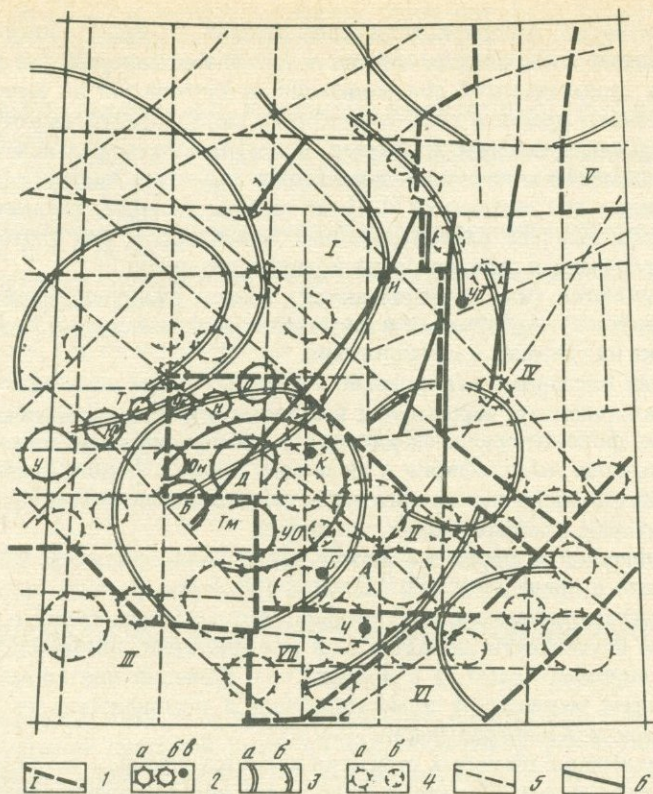


Рис. 2. Схема основных линейных и кольцевых структур Учуро-Майского района, по геологическим и геофизическим данным

1 — геоструктурные элементы и их границы: I — Сибирская платформа, II — Батумский выступ, III — Учурский блок, IV — Юдомо-Майский перикратонный прогиб, V — Южно-Верхоянский синклиниорий, VI — Преддзугджурская вулканическая зона, VII — Улканский эоплатформенный прогиб; 2 — купольные структуры, выделенные по геологическим данным (а — второго порядка, б — третьего порядка, в — четвертого порядка): УО — Учуро-Омнинская, У — Улаханская, Ю — Юртовская, Т — Тараннаахская, Ук — Укиканская, Н — Никийская, О — Одолинская, Юн — Юнская, Д — Данинская, Тм — Томптоканская, Б — Берейканская, К — Кондер, С — Сыбах, Ч — Чад, Ур — Ураха, И — Ингили; 3 — дуговые и кольцевые разломы структур первого (а) и второго (б) порядка, по геофизическим материалам; 4 — предполагаемые кольцевые структуры третьего порядка, по геофизическим данным: а — выраженные в современном рельефе положительными морфоструктурами, б — отрицательными; 5 — главные линейные разрывные нарушения фундамента; 6 — дайки диабазов, габбро-диабазов

Наиболее показательны в этом отношении длительно развивающиеся (до нескольких сот миллионов лет) очаговые структуры, обычно интерпретируемые по совокупности методов как разноранговые морфоструктуры центрального типа (см. рис. 2). Классическими примерами последних являются Ураха, Кондер, Арбарастах, Облачный, Чад, Сыбах и др., менее эффективно морфологически выражены структуры Томптокан, Улкан, Ингили, Сетте-Дебан, Усман и др.

Важное металлогеническое значение приобретает тот факт, что в процессе формирования очаговых структур в толщах чехла на поверхность нередко выводится аржейский фундамент (Томптокан, Улкан, Кондер, Чад, Ингили и др.). Некоторые очаговые структуры сложены породами близповерхностных магматических фаз, сопровождающимися многостадийным метасоматозом и оруденением порфирирового типа.

Процессы тектоно-магматической активизации и формирование очаговых структур сопровождались интенсивной ассимиляцией и ремобилизацией вещества коры, вследствие чего совмещенными в пространстве оказались разнообразные рудные формации

железа, титана, ванадия, фосфора, циркония, ниобия, тантала, редких земель, полиметаллов, молибдена, бора, слюды, асбеста и др. Для некоторых районов характерна унаследованность геохимической специализации от протерозоя до мезозоя. В связи с этим возникает много проблем геологического и металлогенетического порядка. Ультраосновные—щелочные массивы, например, в металлогенетическом аспекте следует рассматривать как элементы многоэтапных очаговых структур. Алданский магматический комплекс в прежнем его понимании [1,2], по новым данным, следует расчленить на несколько самостоятельных разновозрастных комплексов (от протерозоя до мела), состав и металлогенетическая специализация которых различны.

В регионе смыкаются (или перекрываются) ареалы распространения двух широко развитых комплексов — ларбинского и джугджурского, что само по себе представляет проблему в оценке их генезиса и металлогении.

Исследованиями последних лет, помимо известных ранее алданского, кондерского и ингилийского комплексов, выделяются все новые и новые магматические формации [4—7], такие как фonoлит-гратит-сиенитовая и лампрофир-сиенитовая (включающие ассоциации диоритовых лампрофиров и щелочных пород), фonoлит-лейцитовая, щелочноземельных сиенитов, щелочных гранитоидов, лейцитит-щелочно-сиенитовая, монцонит-сиенитовая, дунитовая, кимберлитовая, трапповая.

Перечень комплексов и формаций можно было бы продолжить. Обращает на себя внимание, что часто в пределах одной очаговой структуры развиты породы почти всех перечисленных выше комплексов и формаций. Это свидетельствует, с одной стороны, о слабой в целом изученности магматизма и металлогении, несовершенстве предлагаемых классификационных схем, а с другой — о большой длительности проявления в регионе процессов магматизма и металлогении и перспективности его структур в отношении комплексной минерализации.

Эндогенное оруденение очаговых структур является главным источником россыпей. Сложный состав россыпей определяется пространственным совмещением разнотипного оруденения в пределах очаговых структур. Повсеместно развитые кайнозойские коры выветривания представляют исключительный интерес как возможный источник ряда полезных ископаемых. Кроме того, дезинтеграция пород и руд благоприятствует формированию россыпей различных металлов и минералов.

Кайнозойские щелочные базальтоиды, распространенные в юго-восточной части Сибирской платформы, можно рассматривать как аналоги подобных комплексов Северо-Восточного Китая и лампроитов Австралии.

Многоэтапность и длительность проявления в регионе тектонических, магматических и рудообразующих процессов привели к формированию в его пределах ряда рудных провинций (Джугджурская, Алдано-Майская и др.) комплексного оруденения. В этих провинциях рудогенные элементы неоднократно претерпевали сложную миграцию. Наиболее эффективно она проявлена в очаговых структурах, содержащих высокие концентрации элементов, источником которых послужили мантия и кора. Это обстоятельство требует комплексного подхода к решению проблем металлогении рассматриваемого региона.

Л и т е р а т у р а

1. Билибин Ю.А. Петрография Алдана: Послеюрские интрузии Алданского района // Петрография СССР. Сер. 1 Региональная петрография. Вып. 10. М.: Изд-во АН СССР, 1941. 164 с.
2. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Доников В.И. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита Л.: Недра, 1976. 339 с.
3. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
4. Емельянов А.А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дуниновыми ядрами // Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 78—82.
5. Максимов Е.П. Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 5. С. 1195—1199.
6. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР Сер. геол. 1975. № 4. С. 16—32.

7. Миронюк Е.П., Мошкин В.И. Мезозойские магматические комплексы Алдано-Станового кристаллического массива // I Сибирское петрограф. совещ.: Тез. докл. М.: Недра, 1966. С. 41–43.
8. Недашковский П. Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 89 с.
9. Недашковский П.Г., Ленников А.М. К петрологии алданских рапакиви // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 83–89.
10. Октябрьский Р.А., Зимин С.С., Гайденов С.В. Апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика // Минеральные фации кристаллических пород. Владивосток, 1978. С. 3–24.
11. Рогонов Г.В., Селезнев П.Н. Агрономическое и минеральное сырье региона БАМ // Тихоокеан. геология, 1986. № 2. С. 88–96.
12. Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 120 с.
13. Williams D.A. The associations of Some Nickel-Sulfide deposits with comatites Vulcanism in Rhodesia // Can. Mineral. 1979. Vol. 17. N 2. P. 337–349.

УДК 553.3 (571.1)

В.С. Сурков, Ю.Г. Старицкий,
В.А. Даргевич, С.Б. Шацкий

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Западно-Сибирская плита — молодая платформа, охватывающая огромную территорию между складчатой системой Урала и Сибирской платформой. Плита имеет гетерогенный фундамент, характеризуется широким развитием доплитного комплекса и мощным мезо-кайнозойским плитным чехлом. Степень металлогенической изученности территории крайне неравномерная. Основная металлогеническая специализация региона — железные руды и россыпи. Металлогения складчатого основания Западно-Сибирской плиты практически не изучена.

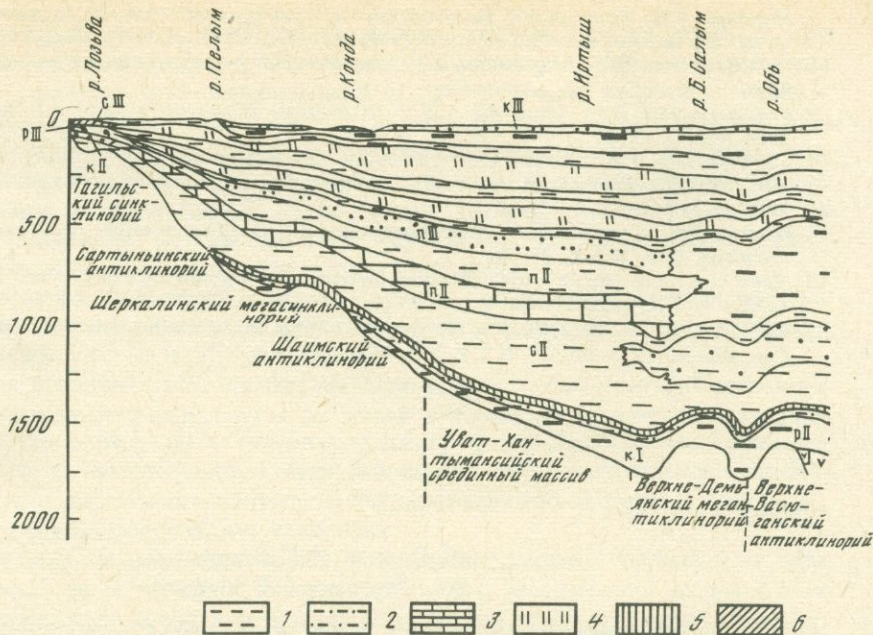
В составе плитного комплекса Западно-Сибирской плиты (см. рисунок) отражены три этапа развития платформы: поздне триасовый—ранне-среднеюрский, позднеюрский—меловой и поздне меловой—кайнозойский, которые подразделяются на стадии: раннюю (трансгрессивную), среднюю (инундационную), позднюю (регрессивную) и конечную (эмерсивную).

Главной особенностью развития Западно-Сибирской плиты является то, что структурообразование в мезо-кайнозойском чехле определяется возрастом и типом структур фундамента. Структурный план юрско-меловых отложений во многом наследует основные структурно-формационные зоны складчатого основания. Формирование нового структурного плана началось в олигоцене, и он не имеет прямых связей со структурами фундамента.

Структурные особенности и тектоническое развитие на стадии молодой платформы различного возраста складчатых систем фундамента и массивов не только предопределили инфраструктуру чехла, но и оказали решающее влияние на образование литолого-фациальных особенностей осадочного чехла вплоть до олигоценовой эпохи.

С разломами, ограничивающими эти складчатые системы, а также триасовые грабен-рифтовые зоны, совпадают рубежи основных тектонических структур платформенного чехла. Часто с ними согласуются границы литолого-фациальных зон, юрских, меловых, палеогеновых отложений, а также основных нефтегазоносных областей Западно-Сибирской плиты.

По условиям геологического развития Западно-Сибирская плита может быть разделена на несколько структурно-формационных областей — Западную, Центральную, Юго-Восточную и Северо-Восточную, которые характеризуются определенным набором



Геолого-формационный разрез

Геологические формации: 1 – глинистые, 2 – песчано-глинистые, 3 – карбонатно-песчано-глинистые, 4 – кремнисто-глинистые, 5 – битуминозные кремнисто-карбонатно-глинистые, 6 – карбонатно-кремнисто-глинистые, 7 – песчано-алевритовые, 8 – глинисто-песчаные, глауконитовые, 9 – песча-

формаций на том или ином этапе развития платформы. Границы между областями совпадают с разломами, разделяющими разновозрастные складчатые системы фундамента, или с рифтовыми зонами.

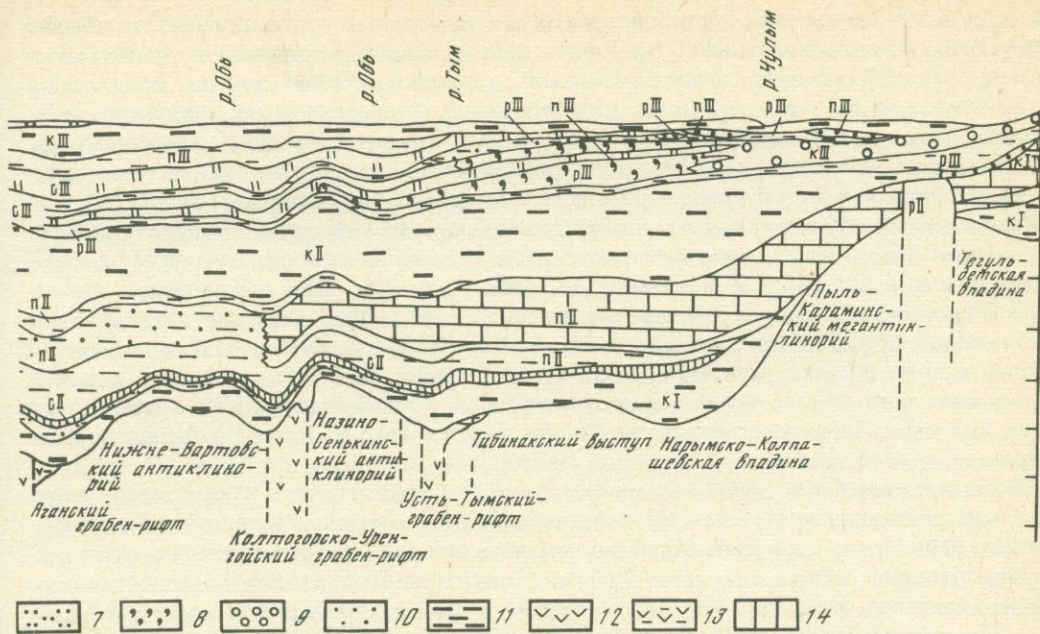
Западная область отличается устойчивым морским режимом осадконакопления с келловоя до эоцена включительно и соответственно преобладанием в разрезе глинистых, карбонатно- и кремнисто-глинистых формаций. В Центральной области наряду с морскими широко развиты прибрежно-морские фации с глинистыми, песчано-глинистыми глауконитовыми и реже карбонатно- и кремнисто-глинистыми формациями. Морские формации второго и третьего этапов развития Западно-Сибирской плиты разделяются песчано-глинистой угленосной формацией.

В Юго-Восточной области распространены преимущественно континентальные и отчасти прибрежно-морские фации и олигомиктовые, пестроцветные, каолинит-кварцевые и угленосные формации.

Для Северо-Восточной области характерен широкий набор юрских и меловых морских, прибрежно-морских и континентальных формаций. Платформенный чехол начал здесь формироваться в позднем триасе.

В юрском и меловом периодах наибольшее прогибание плиты фиксируется в Западной и Северо-Западной областях, занятых морскими бассейнами. Юго-Восточная область оставалась в юре и мелу относительно приподнятой зоной, здесь формировались в основном континентальные отложения. Центральная область занимает промежуточное положение между тремя остальными областями. Этапы развития и стадии тектоно-магматических циклов Западно-Сибирской плиты начинались и заканчивались не одновременно, что объясняется различной историей геологического развития отдельных ее структурно-формационных областей.

В платформенном чехле Западно-Сибирской плиты имеются геологические формации с рудными концентрациями железа, марганца, алюминия и титана. Установлены также



ные олигомиковые, 10 — глинисто-песчаные каолинит-кварцевые, 11 — песчано-глинистые, угленосные, 12 — вулканогенные, 13 — вулканогенно-осадочные, 14 — отложения отсутствуют. Этапы и стадии развития Западно-Сибирской плиты: стадии первого (I), второго (II) и третьего (III) этапов; р — ранние, с — средние, п — поздние, к — конечные

формации с прослоями бурых углей — угленосная и карбонатно-кремнисто-глинистая, битуминозная с прослоями горючих, битуминозных аргиллитов.

Глинисто-песчаные глауконитовые формации выделяются во всех структурно-формационных областях Западно-Сибирской плиты на разных стратиграфических уровнях и почти всюду являются железосными, а местами боксито- и титаноносными. К ним приурочены многочисленные железорудные формации с месторождениями и проявлениями оолитовых железных руд: 1) верхнеюрская в Северо-Восточной структурно-формационной области; 2) верхнеюрско-валанжинская в Северном Зауралье (федоровская толща); 3) сеноман-туронская в Северном и Среднем Зауралье (мугайская свита); 4) коньяк-сантонская в Среднем и Южном Зауралье (аятская свита) и в Колпашевско-Бакчарском районе восточной части Центральной структурно-формационной области (ипатовская свита); 5) кампан-маастрихтская в Центральной и Северо-Восточной областях (ганькинская, костровская и таманская свиты); 6) нижнеэоценовая в Бакчарском районе Центральной области (нижнелюлинворская подсвита); 7) олигоценовая на юге Западно-Сибирской плиты, в Тургайском прогибе и в Омско-Павлодарском Прииртышье. Железосные глинисто-песчаные глауконитовые формации сложены глауконит-кварцевыми песками, алевритами, глинами, глауконитолитами, хлоритолитами и линзами гетит-гидрогетит-лептохлоритовых оолитовых руд с шамозитом и сидеритом.

Кремнисто-карбонатно-глинистая марганценозная формация имеет дат-палеоэоценовый возраст и расположена в Северном Зауралье. Она залегает в основании толщи морского генезиса, сложенной опоками, опоквидными глинами, диатомитами, темно-серыми глинами.

Каолинит-кварцевые боксито- и титаноносные формации сложены в основном продуктами размыва кор химического выветривания латеритного и каолинитового типов в зоне их ближнего (для бокситов и титана) и дальнего (для титана) переотложения. Эти голщи состоят из глин гидрослюдистого и каолинитового состава, кварцевых песков и

алевритов, обломков кремнистых и железистых или ожелезненных пород. Они обычно обогащены минералами тяжелой фракции с преобладанием устойчивых к химическому выветриванию (ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, турмалин, кианит, ставролит и др.). Фациальный состав этих толщ разнообразный — делювиальные, аллювиальные и прибрежно-озерные отложения. При этом бокситы связаны обычно с субаэральными, слабо перемещенными от источника (латеритной коры) образованиями, пестрыми глинами с обломками устойчивых пород, а россыпи титановых минералов, наоборот, — с субаквальными, аллювиальными или прибрежно-морскими фациями. Наиболее распространенная каолинит-кварцевая бокситоносная формация относится к апт-альб-сеноману. Это кийская свита в Юго-Восточной зоне, синарская свита в Зауралье, леньковская свита на юге Западно-Сибирской плиты. К ним приурочены месторождения и проявления бокситов Ижморской группы, в Павлодарском Прииртышье, в Бийско-Барнаульской впадине, Алапаевская группа в Зауралье. Эти проявления карстовые и латеритно-карстовые и связаны с переотложенными корами выветривания латеритного типа. Промышленные месторождения бокситов этого типа в Западной Сибири, кроме Зауралья, не обнаружены.

Каолинит-кварцевые титаноносные формации альб-сеноманского и позднеэоценового возраста (кийская, кусковская свиты) содержат месторождения и россыпи ильменита, рутила, лейкоксена и циркона. Альб-сеноманские аллювиальные и элювиально-пролювиальные россыпи распространены в Чулымо-Енисейской впадине. Верхнеэоценовая каолинит-кварцевая формация содержит россыпи титановых минералов и циркона прибрежно-морского генезиса. Алеврито-песчаная титаноносная формация верхнеолигоценового возраста сформирована в прибрежных зонах, заливах, проливах туртасского моря-озера.

Угленосные формации развиты практически на всей территории Западно-Сибирской плиты на следующих стратиграфических уровнях: 1) ранняя—средняя—поздняя юра (тюменская, макаровская, итатская свиты); 2) ранний—поздний мел (покурская, яковлевская свиты) или ранний мел в Зауралье (северо-сосьвинская свита); 3) олигоцен—ранний миоцен (некрасовская серия, новомихайловская, абросимовская свиты), а в Юго-Восточной структурно-формационной зоне эоцен (чурбигская свита) и верхний олигоцен (лагерно—томская свита). Угленосность всех этих формаций весьма неравномерна. Промышленных масштабов она достигает только в итатской свите Юго-Восточной зоны (Канско-Ачинский угленосный бассейн).

Кремнисто-карбонатно-глинистая битуминозная формация развита во всей внутренней области Западно-Сибирской плиты и отсутствует только на ее восточных и южных окраинах. Формация сложена баженовской, тутлеймской и марьяновской свитами.

Главнейшие металлогенические зоны (Зауральская, Восточная, Юго-Восточная и Южная) приурочены к окраинным частям Западно-Сибирской плиты.

Зауральская металлогеническая зона примыкает к Уральскому металлогеническому поясу. В ее пределах выделяется несколько рудных зон или районов. Железородная зона позднеюрского—валанжинского возраста расположена в Северном Зауралье, в Северо-Сосьвинском районе (Няксимвольская группа проявлений) и сложена глауконитовой песчано-глинистой формацией с линзами бедных оолитовых руд, гетит-шамозит-лептохлоритового состава. Несколько южнее вдоль восточного склона Урала протягивается марганцевородная зона палеоэоценовой кремнисто-карбонатно-глинистой формации с линзами, обогащенными окисными и карбонатными минералами марганца. К этой зоне приурочен ряд месторождений и проявлений — Полуночное, Марсятское, Березовское, Екатерининское и др. Примерно в этой же полосе, но несколько шире протягивается железородная зона сеноман-туронского возраста с Мугайским, Марсятским, Серовским железородными месторождениями. Южнее размещается железородная зона сенонского возраста (Синаро-Теченское, а еще южнее — Аятское и другие месторождения). Несколько западнее расположена боксит-железородная зона апт-альб-сеноманского возраста с Алапаевской группой бокситовых и железородных месторождений. Если первая зона содержит глауконитовую песчано-глинистую формацию прибрежно-морского гене-

зиса, то вторая — каолинит-кварцевую, континентального происхождения.

Восточная металлогеническая зона находится в восточной половине Западно-Сибирской плиты, в пределах Центральной и Северо-Восточной структурно-формационных областей. Здесь железорудная зона занимает обширные пространства, протягиваясь в север-северо-восточном направлении от р. Турухан до Кулундинского озера. Выделяются три основные железорудные формации, соответствующие нарымскому, колпашевскому и бакчарскому горизонтам. Из них наиболее широко развит колпашевский горизонт кампан-маастрихтского возраста. Нарымский горизонт коньяк-сантонского возраста отсутствует в Северо-Восточной структурно-формационной зоне, бакчарский (палеогенового возраста) распространен на ограниченной территории, на левобережье р. Оби между ее притоками Парбигом и Шегаркой (месторождения Бакчарское и Южно-Колпашевское). В северной части железорудной зоны расположены Туруханское и Елогуйское месторождения, у западной границы зоны — Парабель-Чузикское месторождение, на юге — Кучукское проявление. В Восточной металлогенической зоне выделяются следующие рудные зоны: бокситоносная альб-сеноманского возраста, сложенная глауконитовой формацией, и апт-альб-сеноманская боксито- и титаноносная каолинит-кварцевой формации. С глауконитовой формацией связаны проявления бокситовых песчаников, а с каолинит-кварцевой — бокситы карстового и латеритно-карстового типов, а также россыпи титановых минералов аллювиального и дельтового генезиса (Сумарочинское, Сухолембяжинское, Малобахтинское и другие проявления бокситов и Сумарочинская россыпь ильменита).

Юго-Восточная металлогеническая зона расположена в Юго-Восточной структурно-формационной области. Здесь находится боксито- и титанорудная зона в связи с каолинит-кварцевой формацией альб-сеноманского возраста, к которой приурочены месторождения и проявления бокситов — Успенское, Восточное, Усть-Сергинское и др., аллювиальные россыпи титановых минералов, связанные с кийской свитой, а также угленосная формация ранне-среднеюрского возраста с месторождениями бурого угля Канско-Ачинского бассейна.

Южная металлогеническая зона занимает южную часть Центральной структурно-формационной области с рудными зонами: бокситорудная апт-альб-сеноманского возраста и титаноносная зона позднеэоценового возраста каолинит-кварцевой формации; железорудная и титаноносная зоны позднеолигоценового возраста алеврито- и глинисто-песчаной глауконитовой формаций. Бокситорудная зона содержит многочисленные проявления бокситов плохого качества и аллитов карстового, латеритно-карстового и осадочного генезиса. Титаноносная зона приурочена к прибрежно-морским отложениям позднеэоценового возраста, кусковской свите и ее аналогам. В ее пределах известны россыпные проявления в Томском районе, в Павлодарском Прииртышье и в Северном Казахстане. Железорудная зона позднеолигоценового возраста в Омско-Павлодарском Прииртышье распространена ограниченно и содержит проявления бедных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд. Титаноносные зоны позднеолигоценового возраста с россыпными проявлениями установлены в южной Приказахстанской части Западно-Сибирской плиты, а также в удаленных от складчатого обрамления районах — в Тарском, Купинско-Карасукском, Приуральском (к северу от Тургайского прогиба). Они связаны с отложениями туртасского мелководного моря-озера, его прибрежными зонами и отмелями и с угленосной олигоценовой формацией.

При анализе размещения месторождений железных руд установлена их приуроченность в основном к глинисто-песчаным глауконитовым и отчасти каолинит-кварцевым формациям. Глауконитовые формации формируются в эпохи трансгрессий и регрессий, т.е. в ранние и поздние стадии II и III этапов и подэтапов тектонического развития. В связи с одновременным проявлением этих стадий в пределах разных структурно-формационных областей Западно-Сибирской плиты возраст рудоносных формаций в них также неодинаков. Так, во время второго этапа тектонического развития глауконитовые формации образовались в Западной области в волжско-валанжинское время, а в Северо-Восточной — в оксфорде и киммеридже. В течение третьего этапа глауконитовые

формации с железными рудами в Западной области отмечались в первой половине позднего мела (сеноман, турон, коньяк, сантон), а в Центральной — в коньяк-сантоне, кампан-маастрихте, раннем эоцене и позднем олигоцене. В Северо-Восточной области глауконитовая формация формировалась с коньякского века до маастрихта, т.е. до тех пор, пока море не ушло с этой территории.

Марганценосная кремнисто-карбонатно-глинистая формация в отличие от железоносных, глауконитовых образовалась в среднюю стадию третьего этапа тектонического развития в Западной структурно-формационной области позднемелового—палеогенового моря в прибрежной полосе вблизи Уральской суши, служившей источником марганца.

Каолинит-кварцевые формации, к которым приурочены месторождения и проявления бокситов, железных руд и россыпи титановых минералов, формируются в апт-альб-сеноманское время во всех структурно-формационных областях, в конце мела — только в Северо-Восточной зоне, в позднем эоцене — в Центральной области на юге Западно-Сибирской плиты. Они образовались в поздние и конечные стадии второго и третьего тектонических этапов во время регрессии морских бассейнов и в континентальных условиях. Проявления бокситов отмечаются в пределах южного горного обрамления плиты — на Салаире и в Казахстане. Более древние, триасовые месторождения бокситов имеются на восточном склоне Урала и в осложняющих его депрессиях (Волчанской, Богословской и др.) и связаны с началом эпохи поздне триасового континентального осадконакопления, залегаая на палеозойском складчатом основании.

Приуроченность каолинит-кварцевых формаций и связанных с ними проявлений бокситов, железных руд, титановых россыпей, а также месторождений огнеупорных и тугоплавких глин, кварцевых песков и минеральных красок к границам между тектоническими этапами (конечные стадии), т.е. к региональным перерывам в осадконакоплении определяется их генетической связью с корами химического выветривания, которые именно в эти эпохи достигали максимального распространения и наибольших мощностей. Палеогеографические и палеоклиматические условия отдельных эпох обусловили интенсивность и характер выветривания, а следовательно, отчасти и типы месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях. В целом наблюдается приуроченность металлогенических и рудных зон к окраинам Западно-Сибирской плиты, примыкающим к соседним складчатым областям, которые служили в мезозойскую и кайнозойскую эры источником рудного вещества. Однако, если на западе рудные зоны непосредственно примыкают к складчатым структурам Урала, то на востоке металлоносная зона значительно удалена от границы Западно-Сибирской плиты, особенно в южной и центральной частях. Ее размещение зависит, скорее всего, от положения древних береговых линий меловых и палеогеновых морей, которые определяются тектоническими движениями разновозрастных блоков фундамента и частично наследуют границы между ними. В целом металлогеническая зональность на территории Западно-Сибирской плиты имеет классический вид фациального профиля рудообразования. На ее окраинах вблизи границ со складчатым обрамлением и на его склонах сосредоточены месторождения и проявления континентального генезиса, тесно связанные с корами химического выветривания и каолинит-кварцевыми формациями, — бокситы и некоторые россыпи титановых минералов. Далее от границ на разных расстояниях размещаются рудные месторождения, приуроченные к прибрежно-морским каолинит-кварцевым и затем глауконитовым формациям, — железные руды и в меньшей степени титановые россыпи, а в Зауралье — руды марганца. Проявления бокситов здесь встречаются редко и лишь в виде переотложенных обломков и бобовин (в Северо-Восточной области).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Выделение древних кристаллических щитов в качестве важных и самостоятельных металлогенических провинций основано на отчетливо проявляющейся их роли как крупнейших структурно-морфологических элементов земной коры и верхней мантии, составляющих фундамент древних платформ. Металлогеническая специализация и зональность щитов тесным образом связаны с их структурно-вещественными характеристиками и зависят от целого ряда факторов. Для Алданского щита среди этих основополагающих факторов отметим следующие.

1. Гетерогенность строения щита в связи с неоднородностями глубинных зон земной коры и верхней мантии, обуславливающими общий блоковый тип структуры.

2. Широкий спектр разнотипных структурно-формационных комплексов.

3. Длительная эволюция металлогенических структур щита в связи со становлением геологических комплексов и сменяемостью тектоно-метаморфических и тектоно-магматических циклов.

4. Высокий уровень преобразования и переработки докембрийских структурно-формационных комплексов процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, дислокационного метаморфизма и тектоно-магматической активизации.

5. Развитие в пределах и в обрамлении щита особых типов геологических структур важного металлогенического значения — пограничных зон, зеленокаменных поясов, троговых и разломно-метасоматических систем и др.

Суммарный эффект проявления указанных факторов определяет металлогенический потенциал Алданского щита как уникального геологического "полигона" докембрия и классического региона развития процессов тектонической и тектоно-магматической активизации.

Алданский (Алдано-Становой) щит является структурно обособленным (внутриконтинентальным) выступом докембрийского фундамента Сибирской платформы. Структурный каркас щита составляют глубоко метаморфизованное "ядро" гетерогенного строения, окаймляющие его сложно построенные и разнотипные пограничные структуры, фрагменты платформенного чехла и наложенные купольно-блоковые и депрессионные образования тектоно-магматической активизации.

Глубинная структура Алданского щита гетерогенна. На уровне подошвы литосферы (80–120 км) в ее рельефе щит с областями обрамления проявляется неоднозначно. Центральная и восточная его части характеризуются резким понижением уровня подошвы литосферы с образованием глубокой "депрессивной" структуры изометричных очертаний с перепадом глубины залегания от 80 до 114 км. Другие части щита и области обрамления представлены относительно спокойным рельефом подошвы (75–85 км). Этим глубин достигают глубинные (сквозькоровые) разломы щита и его обрамления (Монголо-Охотский, Тукурингский, Становой, Якобитский, Тыркандинский и др.). Мощностью земной коры в пределах Алданского щита в среднем 40–45 км. Характерной особенностью является преобразование архейского субстрата коры региона в связи с интенсивным развитием неоднократной гранитизации и общим нарастанием гранитно-метаморфического слоя. Блокам с повышенной мощностью коры соответствуют вулканоплутонические пояса и наиболее интенсивно проявленные плутонические ареалы, концентрирующиеся в областях антиклинорного строения. Пониженные мощности коры присущи депрессионным областям (рис. 1). Другая особенность земной коры региона связана с рифтогенезом как одной из форм деструктивных процессов в коре. Для данного типа коры в зоне Байкало-Алданского рифта характерно разуплотнение, наращивание ее мощности за счет мантии с образованием особого сейсмического слоя так называемой корово-мантийной смеси.

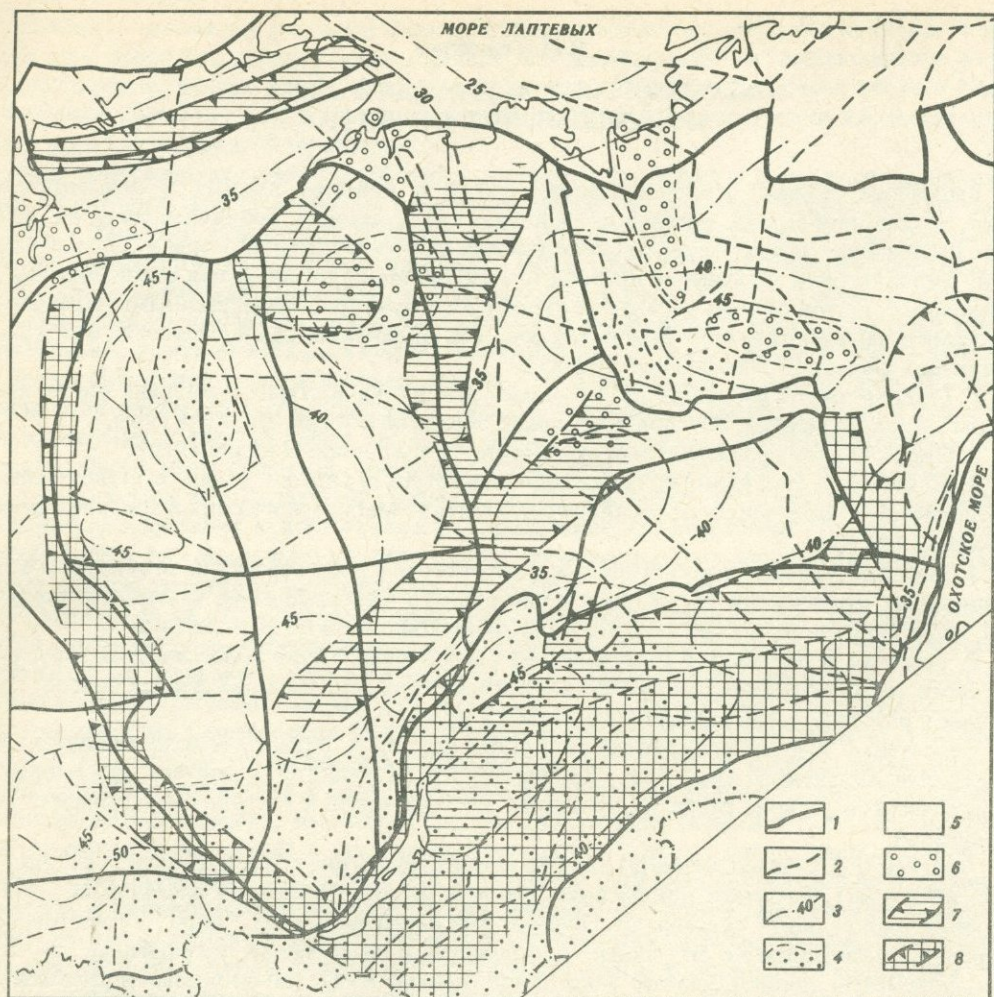


Рис. 1. Схема блокового строения Сибирской платформы и сопредельных областей. Составлена на основе карты глубинного строения территории СССР, 1977 г.; изолинии мощностей коры и области распространения гранитного слоя даны по Э.Э. Фотиади, 1974 г.

1, 2 — границы: 1 — мегаблоков, 2 — блоков второго порядка; 3 — изолинии мощностей земной коры, км; 4–6 — области распространения гранитного слоя: 4 — повышенной мощности (20 км и более), 5 — нормальной мощности (10–20 км), 6 — пониженной мощности (до 10 км); 7 — активизированные области; 8 — активизированная пограничная зона платформы

Элементы дифференциации коры в вертикальном и горизонтальном направлениях с формированием блоков—сегментов различных порядков и разделяющих их межблоковых зон (глубинных разломов), а также расчлененность разреза коры и различная геометрия ее глубинных разделов подчеркивают наиболее напряженные (контрастные) области тектонической активности и в совокупности определяют особенности металлогенической зональности.

На общем фоне стационарного теплового режима Сибирской платформы (рис. 2) с низкими тепловыми потоками ($4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и геотермальным градиентом около 10–20°С/1000 м Алдано-Становой щит и сопредельные структуры представляют собой зону усиленной кондуктивной передачи тепла с параметрами $(4,5–5,0) \cdot 10^{-2}$ Вт/м² и градиентом 15–30°С/1000 м. Более узкая и контрастная зона конвективного переноса тепла термальными водами и магматическими расплавами соответствует Байкало-Алданскому палеорифту — $(7,5–14,3) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², градиент — до 60°С/1000 м и более [5].

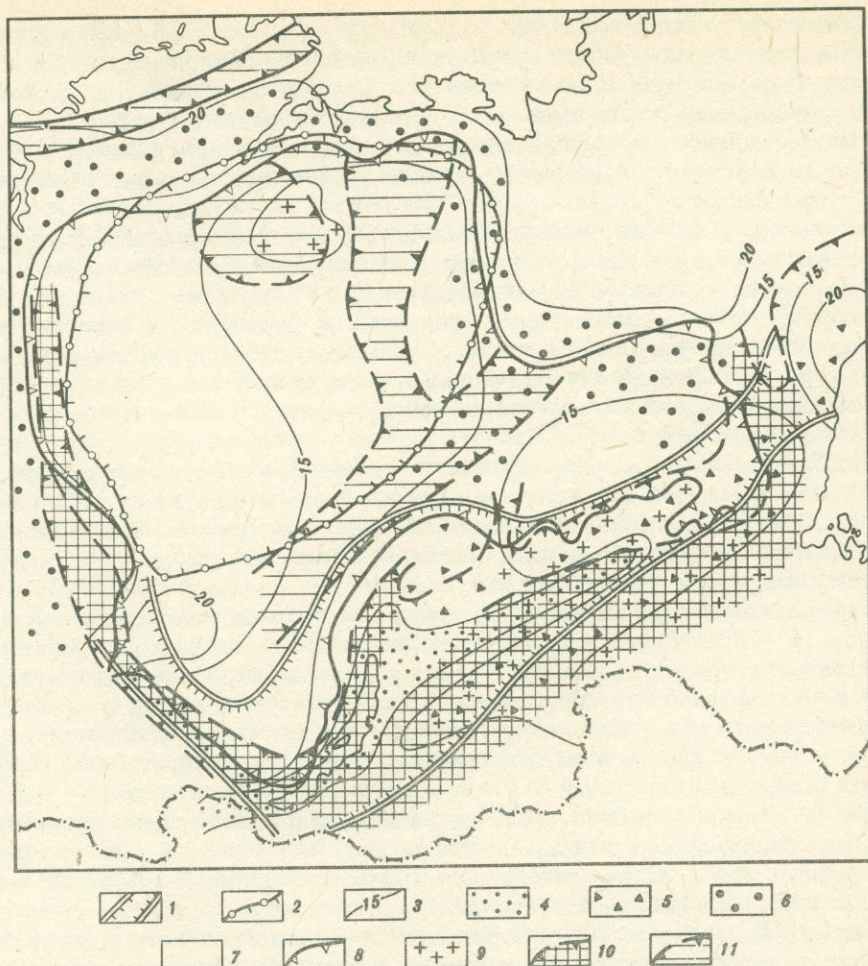


Рис. 2. Схема размещения активизированных рудоносных областей Сибирской платформы в геотермическом поле. Составлена на основе карты геотермического режима земной коры территории СССР [5]

1, 2 — блоки земной коры: 1 — с повышенной генерацией радиогенного тепла, 2 — с пониженной генерацией радиогенного тепла; 3 — изолинии среднего геотермического градиента; 4–6 — области нестационарного теплового режима: 4 — с конвективным переносом тепла магматическими распадами и термальными водами, 5 — с усиленной кондуктивной передачей тепла, 6 — с накоплением тепла под осадочным чехлом; 7 — области стационарного теплового режима; 8 — границы платформенного чехла Сибирской платформы; 9 — главные выступы кристаллического фундамента платформы; 10 — активизированная пограничная зона платформы; 11 — другие активизированные области

Расположение этих зон в краевых частях Сибирской платформы, очевидно, неслучайно и отражает одну из закономерностей ее развития, связанную с длительной аккумуляцией тепла под осадочным покровом платформы, нарушением геотермического режима ее глубинных зон и вовлечением в процессы периодической тепловой разгрузки отдельных частей платформы и обрамления. За счет кондуктивной и конвективной передачи избыточного тепла в пределах Алданского щита и обрамления может происходить концентрация тепловой энергии и метаморфизм, магматизм, глыбово-блоковые перемещения, влияющие на металлогеническую активность и зональность.

Металлогения Алданского щита теснейшим образом связана с особенностями тектонической эволюции щита и сопредельных областей, обусловленными сложным чередованием протогеоинклинального, платформенного и активизационного режимов развития,

а тектоническая и металлогеническая зональность в значительной мере отражает суммарный эффект неоднократного проявления указанных процессов, зафиксированных в виде структурно-формационных комплексов (см. таблицу). Структурно-формационные комплексы Алданского щита относятся к нескольким ведущим группам.

Группа комплексов кристаллического фундамента является главной и объединяет метаосадочные и метавулканогенные (кристаллосланцевые, кварцево-сланцевые, гнейсовые и др.) формации архея и раннего протерозоя, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. В составе ультраметаморфических формаций этой группы фиксируется непрерывный ряд гранитоидных формаций от чарнокитов до мигматит-гранитов и аляскитов. Для позднеархейского и раннепротерозойского этапов характерно развитие джеспилитовой, кератофир-спилитовой и габбро-анортозитовой формаций. В условиях слабой дифференциации вещества земной коры в раннеархейских формациях отмечается низкая степень концентрации рудогенных элементов — железа, магния, фосфора, кремния, алюминия, циркония, никеля, хрома, редких земель и др. [2].

В позднеархейский и раннепротерозойский этапы в составе формаций кристаллического фундамента резко возрастают концентрации молибдена, меди, кобальта, свинца, циркония, тантала, ниобия, связанные с повышением интенсивности ультраметаморфизма и гранитизации, обусловивших в основном завершение становления гранитно-метаморфического слоя на Алданском щите.

В промышленных масштабах в эти этапы обособились железорудная формация в "скарноидах", титаноносная в анортозитах, флогопитовая с апатитом и редкими металлами в железо-магнезиально-кальциевых метасоматитах, кварц-хрусталиносная в сиалических блоках фундамента. Существенное прогнозное значение имеет также развитие редкометалльных и редкоземельных комплексов в щелочных метасоматитах зон региональных разломов. Для рудных формаций кристаллического фундамента наиболее характерен сидеро- и литофильный состав геохимической специализации.

Промышленные перспективы железорудной (существенно магнетитовой) и флогопитовой формации известны по трудам многочисленных исследователей и данным геологоразведочных работ на месторождениях Таежное, Сивагли, Леглиерское и др. [8]. В этих работах содержится обстоятельная характеристика формаций и отдельных месторождений. Подчеркнем лишь тот факт, что локализация магнетитовых месторождений обусловлена сочетанием литологического, структурного и ультраметаморфического рудоконтролирующих факторов. Условия развития архейских кристаллических комплексов под влиянием активных процессов ультраметаморфизма и гранитизации делают реальным предположение об извлечении железа из пород гнейсово-сланцевых формаций и гранитоидов архея, в частности из первично обогащенных железом пород федоровской свиты иенгской серии.

Флогопитовые залежи локализованы в более широком диапазоне геологического разреза, чем железорудные. Фиксируя общность их рудоконтроля, следует в то же время подчеркнуть инфильтрационно-метасоматический характер флогопитовых месторождений, их связь с долгоживущими разломами фундамента и значительно большую длительность и сложность формирования. Последнее обстоятельство подтверждается данными радиологического возраста флогопитовых руд (2250—2000, 2000—1800, 1800—1600 до 1570 млн лет [3]).

Активная кратонизация региона в позднем докембрии с мощными расколами земной коры и внедрением интрузивно-метасоматических массивов анортозитовой формации обусловила концентрации титана, апатита и алюминия. В комплексе с ними проявлены железо и ванадий. Анортозитовые массивы образуют региональный пояс в южной краевой части Алданского щита, где связаны с древними дизъюнктивными структурами. Здесь наибольший металлогенический интерес представляют Каларский и Джугджурский массивы.

Образование систем глубинных разломов с ярко проявленными бластомилонитизацией, метасоматической гранитизацией и переработкой архейских и нижнепротерозой-

ских толщ способствовало формированию древних мусковитоносных пегматитов, редкометалльных и редкоземельных комплексов в связи со щелочными (кварц-полевошпатовыми) метасоматитами. Особенностью этих метасоматитов является многоминеральный состав и относительно высокие (500–600°) температуры формирования. В геохимическом отношении их рудоносность представлена широким спектром элементов. Рудные компоненты вместе с метасоматитами образуют единые рудно-метасоматические формации.

Структурно-формационный комплекс протоорогенных (троговых, приразломных) структур позднеархейского и раннепротерозойского возраста, развитый в южной и западной частях щита, представлен метаморфизованными джеспилитовыми, терригенно-вулканогенными и карбонатно-вулканогенными формациями. Металлогенический профиль троговых комплексов определяют железорудная формация магнетитовых кварцитов и сланцев, проявления меди, хрома, кобальта, асбеста, талька, свинца и цинка.

Сидерофильное и близкое к нему оруденение (железо, хром, никель, асбест, тальк) концентрируется преимущественно в западной части щита. В восточном направлении в трогах увеличивается количество проявлений медно-полиметаллического оруденения [4].

Для троговых структур важнейшей является железорудная формация магнетитовых кварцитов и сланцев — месторождения Чаро-Токкинского района, связанные с метаморфизованной осадочно-вулканогенной (кристаллосланцевой, амфиболитовой, глинисто-гнейсовой) толщей борсалинской серии архея (2,8 млрд лет). Минеральные типы архейских железистых кварцитов представлены силикатными, бедными по содержанию железа (25–36%), но легкообогащаемыми рудами [1].

В составе рудоносных толщ менее изученного Сутамского района среди железистых кварцитов выявлены марганценозные отложения. Размещение троговых систем подчиняется общему линейно-дуговому структурному плану региона позднеархейской эпохи. Указанные системы тяготеют к ограничениям крупных геоблоков и структурно-формационных зон.

Дальнейшее развитие троговых систем с усилением "депрессивных" тенденций их структурного плана выражается в формировании в раннем протерозое крупных приразломных прогибов, выполненных породами вулканогенно-осадочных и существенно терригенных и карбонатно-терригенных формаций. Среди них наиболее известны Удоканский, Билякчанский, Улканский, Субганский, Атугейский, Нуямский, Давангра-Хугдинский, Олдонгинский, Угуйский и другие прогибы-грабены. Они занимают определенную структурную позицию в пограничной зоне щита или наследуют систему трогов в ограничениях крупных блоков центральных частей щита, образуя в ряде случаев структуры типа "входящих углов". По своим особенностям они близки к авлакогенным (палеоавлакогенным) образованиям. Е.П. Миронюком и Б.К. Любимовым [6] на основе палеотектонических разработок для эоплатформенного этапа (2,5–1,6 млрд лет) развития щита выделена "кругоалданская палеоавлакогенная система", отражающая горизонтальную тектоническую зональность региона. В это время в состав системы закономерно входит большинство названных прогибов. Структурообразующие деформации прогибов связаны с разноамплитудными блоковыми перемещениями и представлены крупными разломами, контролирующими развитие метаморфогенно-метасоматических процессов, структуры гранито-гнейсовых куполов и связанную с ними минерализацию.

Структурную позицию типа "входящих углов" на щите занимает Кодаро-Удоканский прогиб (палеоавлакоген), представляющий зону длительного погружения и накопления мощных континентальных терригенных и терригенно-карбонатных формаций, в составе которых широко развит дельтово-прибрежный фациальный комплекс медистых песчаников. Металлогеническая специализация формаций прогиба связана с глубокой дифференциацией вещества и развитием комплекса элементов халькофильной, частично сидерофильной групп с прогрессирующим во времени накоплением литофилов [2]. В Удоканском месторождении и сопутствующих рудных объектах ведущей является формация медистых песчаников (медно-сульфидных руд). Ее эндогенный эквивалент во времени — меднорудная формация (с никелем, титаном, редкими металлами)

Структурно-формационные комплексы и рудные формации Алданского щита

Группа структурно-формационных комплексов	Эпоха (этап) развития	Типы геологических структур	Осадочные и осадочно-вулканогенные формации	Плутонические и вулканические формации	Метасоматические образования	Геохимическая специализация формаций	Ведущие рудные формации
Областей тектоно-магматической активизации и рифтогенеза	Кайнозойская палеоген-четвертичная (50 млн лет – современная эпоха)	Байкальская рифтовая система; рифтовые впадины, блоки активизированного обрамления впадин, "платобазальтовые" структуры, морфологические уступы и долинные грабены	Слаболитифицированная терригенная, молассоидная; аллювиальная – водных потоков, кор выветривания	Трахибазальтовая, базальтовая ("плато-базальтовая")		F, C, Au, Ti, P	Титановые россыпи
	Мезозойская позднемезозойская, позднеюрско-меловая (150–70 млн лет) ранне-среднемезозойская, триасово-юрская (230–140 млн лет)	Системы глубинных разломов, сводово-блоковые поднятия, вулкано-плутонические пояса; вулкано-тектонические структуры, впадины (грабены), плутонические массивы, зоны тектонитов и метасоматитов	Терригенно-вулканогенная угленосная; молассоидная (пестроцветная)	Андезит-трахилипаритовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, базальт-трахилипаритовая, щелочно-гранит-сиенитовая	Гумбеиты, фениты, березиты, гидрослюдистые, кварц-альбитовые метасоматиты, аргиллизиты	Mo, F, Pb, W, C, Zn, Cu, V, Ba, Ni, Co, Sr, Cr, Sc, La, Zr, Sn, Nb, As, Mn, Rb, Ta, Bi, B, Ti, Sb, Tl	Молибденовая, флюоритовая, редкометальная, хрусталеносная и другие формации в связи с метасоматитами щелочных и гранитоидных комплексов
	Палеозойская преимущественно средне-позднепалеозойская (300–200 млн лет)	Сводовые поднятия, крупные плутонические ареалы и купола, системы глубинных разломов; плутонические массивы, отдельные вулкано-тектонические	Молассоидная, терригенно-вулканогенная, терригенно-карбонатная (пестроцветная)	Лейкогранитовая, гранитовая, щелочных и нефелиновых сиенитов	Гумбеиты (эйситы), фениты, грейзены	Mo, Sn, Pb, Zn, Zr, Cu, Sr, Ta, Nb, TR	Редкометальная олово-вольфрам-молибденовая в связи с лейкогранитовыми комплексами; редкометально-редкоземельная в щелочных сиенитах

Областей тектоно-магматической активизации и рифтогенеза		и плутонические структуры центрального типа, приразломные впадины					
	Позднепротерозойская, предвендская (680–600 млн лет)	Системы глубинных разломов с купольно-блоковыми структурами и плутоническими массивами центрального типа		Ультрасновная–щелочная (карбонатитовая), гранит-лейкогранитовая	Фениты, кварц-альбит-микроклиновые, кварц-альбитовые, кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты	TR, Nb, Ta, P, Zr, Sr, Fe, Ti, Ni, Co, Cr	Редкоземельно-редкометалльная (с апатитом, флогопитом) в карбонатитах
	Среднепротерозойская (1800–1500 млн лет)	Системы глубинных разломов, фрагменты вулканоплутонических поясов и ареалов, зоны метасоматитов	Терригенная, молассоидная	Щелочно-гранитовая и сиенитовая, гранитовая, андезит-дипаритовая и андезит-базальтовая	Кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты; альбититы, карбонатные метасоматиты	Fe, Ti, Cu, Zr, Pb, W, Sn, TR, F, P	Оловянно-вольфрамовая редкометалльная в альбититах граносиенитовых комплексов; апатитоносная в щелочных и карбонатных метасоматитах; олово-полиметаллическая, редкометалльная в связи с щелочными метасоматитами вулканотектонических структур
Платформенного чехла и его деформированных частей	Позднепротерозойско-раннепалеозойская	Части антеклиз и синеклиз чехла; перикратонные и внутриплатформенные прогибы; грабен-синклинали, антеклизы и синеклизы второго порядка	Терригенная (конгломерато-песчаниковая); терригенно-карбонатная, карбонатная	Габбро-диабазовая		Fe, Al, Mn, Ti, Pb, Zn, Cu	Полиметаллическая (свинцово-цинковая) стратиформная в карбонатных толщах; железорудная осадочная в терригенных толщах; редкометалльная погрбенных россыпей

Таблица (окончание)

98

Группа структурно-формационных комплексов	Эпоха (этап) развития	Типы геологических структур	Осадочные и осадочно-вулканогенные формации	Плутонические и вулканические формации	Метасоматические образования	Геохимическая специализация формаций	Ведущие рудные формации
Протоорогенная (палеоавлагоденная)	Раннепротерозойская	Система приразломных прогибов – грабен (палеоавлагодены); глубинные разломы с узлами магматизма	Группа метаосадочных и метавулканогенных формаций (терригенно-вулканогенные, карбонатно-вулканогенные, джеспилитовая)	Группа гранитоидных формаций	Кварц-альбит-микроклиновые, кварц-альбитовые метасоматиты	Fe, Cu, Cr, Co, Pb, Zn, Ni, Ti, Al, P, Zr, TR, Ta, Nb	Медистых песчаников; меднорудная (с Ti, Ni, редкими металлами) в расслоенных габбро-норитовых интрузиях; редкометальная в щелочных метасоматитах зон глубинных разломов
	Позднеархейская, часть раннепротерозойская	Система шовных прогибов (трогов); глубинные разломы		Габбро-анортозитовая, кератофир-спилитовая, гранитоидные формации			Железистых (магнетитовых) кварцитов
Протоэпиклиальная	Позднеархейская, часть раннепротерозойская	Блоки кристаллического фундамента; складчатые системы; гранито-гнейсовые "овалы" и купола; системы глубинных разломов	Кристаллосланцевые, кварцито-сланцевые, гнейсовые мраморно-гнейсовые	Группа гранитоидных формаций (чарнокитовая, мигматит-гранитовая, гранит-аляскитовая и др.)	Кварц-плагноклаз-ортоклазовые, кварц-альбит-микроклиновые, железо-магнезиально-кальциевые метасоматиты	Fe, Mg, P, Si, Al, Mo, Cu, Co, Pb, Zr, Ta, Nb	Железородная в "скарноидах"; флогопитоносная с апатитом и редкими металлами в железо-магнезиально-кальциевых метасоматитах; кварцхрусталоносная в сиалических блоках; мусковитоносных пегматитов; редкометально-редкоземельная в щелочных метасоматитах зон региональных разломов; титаноносная (с апатитом) в анортозитах
	Раннеархейская						

в габбро-норитовых расслоенных интрузиях (чинейский комплекс). Спутники меди в этих месторождениях — молибден, железо, ванадий, кобальт. Промышленные руды формации медистых песчаников возникли в результате диагенетического и особенно катагенетического преобразования сингенетичных медных концентраций, обусловленных накоплением песчаников читкандинской, талаканской и сакуканской свит удоканской серии протерозоя.

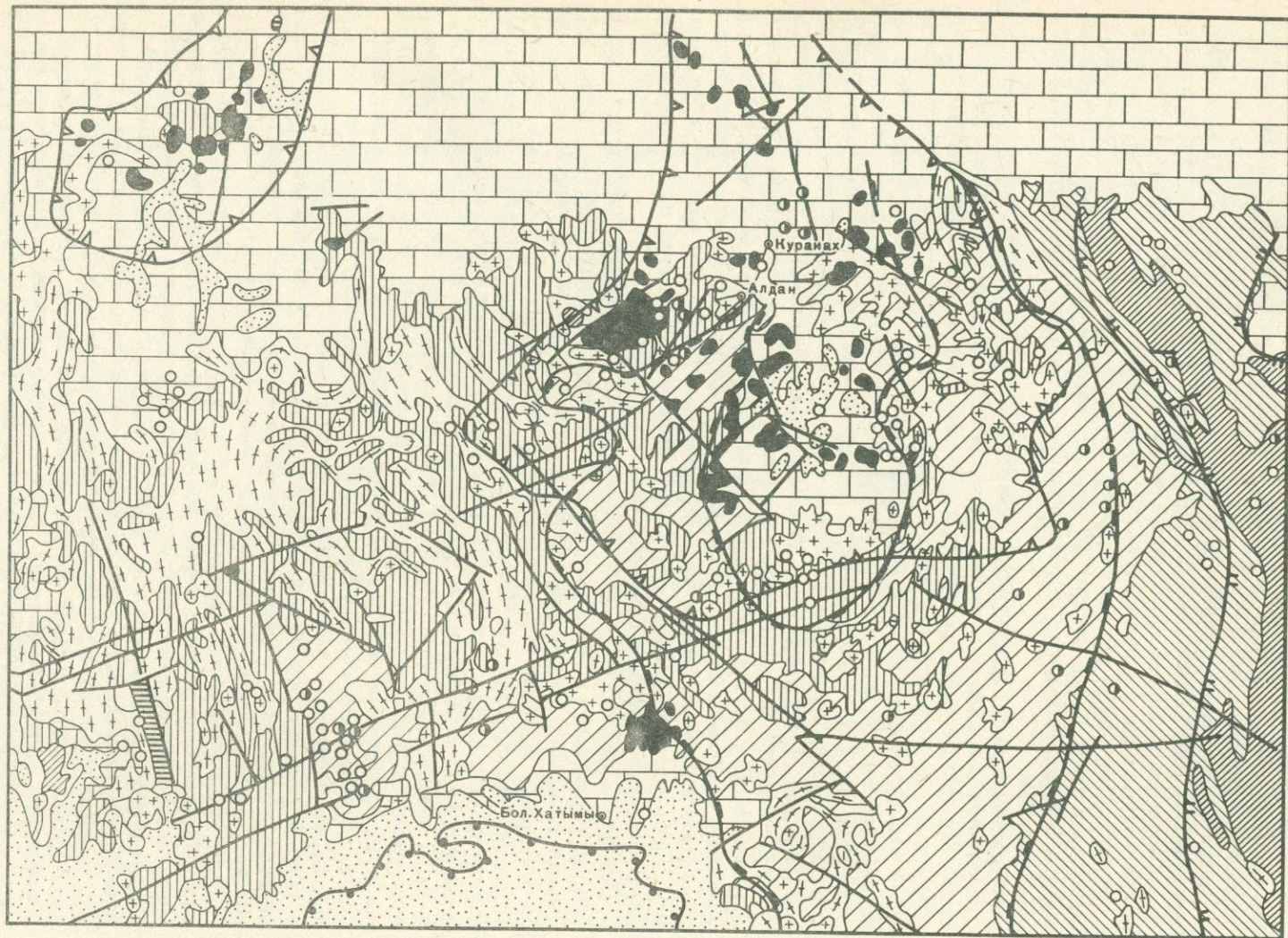
Группа структурно-формационных комплексов платформенного чехла и его деформированных частей на щите развита ограниченно, а на южной и восточной его окраинах — более широко. Она представлена терригенными и карбонатными формациями позднего протерозоя и раннего палеозоя. Изолированные фрагменты чехла тяготеют к северной части щита — области морфотектонического уступа, ограничивающего щит. Деформированные блоки состоят из крупных автономных структур — Юдомо-Майского и Байкало-Патомского (перикратонные) и Березовского (внутриплатформенный) прогибов.

Металлогеническая специализация платформенных формаций определяется син- и диагенетическими концентрациями железа, алюминия, марганца, титана, редких металлов. Их промышленная ценность в настоящее время не ясна. Существенное практическое значение имеют стратиформные свинцово-цинковые и медные (медистые песчаники) месторождения в карбонатно-терригенных толщах протерозоя и кембрия, а также комплексная минерализация черносланцевых отложений, проявленная в краевых структурах щита (Юдомо-Майский и Байкало-Патомский прогибы). Формирование этих типов оруденения связано с процессами осадконакопления и последующими эпигенетическими преобразованиями вещества рудовмещающих и рудных формаций.

Особое значение для металлогении Алданского щита и его обрамления имела тектоно-магматическая активизация, неоднократно и широко проявившаяся в протерозое, палеозое и особенно в мезозое. Рудные формации этих эпох парагенетически связаны с мощными импульсами магматизма, являются продуктами регионального метасоматоза и гидротермальной деятельности. В этом отношении Алданский щит — классический регион развития активизационных явлений.

Наиболее древняя (1800—1600 млн лет) эпоха активизации соответствует первоначальной деструкции континентальной коры региона и представлена фрагментами вулканоплутонических поясов краевых систем, сочетающимися с молассовыми толщами приразломных прогибов и сложными метасоматическими системами зон глубинных разломов. Эти структуры отчетливо сопоставляются с аналогичными образованиями других древних платформ и сконцентрированы преимущественно в пограничной зоне Алданского щита (Акитканский, Улканский вулканогены, система краевых разломов и др.). Металлогению этих структур определяют редкометальные (апогранитовые, грейзеновые) и редкометально-фосфорные (агпайтовые) формации в связи со щелочными метасоматитами. Наибольший интерес представляют олово-редкометальные и олово-редкоземельные комплексы соответственно в Акитканском и Улканском вулканогенах. Характерным геохимическим индикатором эпохи является фосфор, ассоциирующий с различными редкими металлами. Фосфор в форме апатита образует существенные концентрации в связи со щелочными и карбонатными метасоматитами (Селигдарское месторождение) среди архейских комплексов пород.

Активные тектонические движения на рубеже протерозоя и фанерозоя (600—680 млн лет) обусловили проявление второй докембрийской эпохи активизации Алданского щита. С этой эпохой связано образование систем глубоких и протяженных расколов фундамента и купольно-блоковых поднятий с плутоническими структурами центрального типа в качестве ядер. Редкометальные существенно карбонатитовые и щелочно-ультраосновные комплексы этих структур определяют металлогенический облик эпохи. Редкометальная формация объединяет широкий спектр рудогенных элементов сидерофильной и литофильной групп. Эти рудоносные комплексы преимущественно развиты в юго-восточной и восточной частях Алданского щита. Щелочные (карбонатитовые) интрузии (Ингили, Арбарастах и др.) структурно тесно связаны со щелочно-ультра-



- 1 [Empty box]
- 2 [Stippled pattern]
- 3 [Horizontal lines]
- 4 [Vertical lines]
- 5 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 6 [Diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 7 [Horizontal lines]
- 8 [Vertical lines]
- 9 [Solid black shape]
- 10 [Cross-hatch pattern]
- 11 [Line with arrows pointing away from each other]
- 12 [Line with a curve]
- 13 [Two circles]
- 14 [Line with a curve and a dot]
- 15 [Line with a curve and a dot]
- 16 [Line with a curve and a dot]
- 17 [Line with a curve and a dot]

расновными массивами, часть которых (Кондер и др.) относится к мезозойской эпохе. Отдельные массивы являются полиформационными.

Палеозойская (преимущественно средне-позднепалеозойская, 300–200 млн лет) эпоха тектоно-магматической активизации характеризуется развитием сводовых поднятий, систем глубинных разломов, трубок взрыва и лейкогранитовых куполов и ареалов. В последние годы надежно установлен позднепалеозойский (300–290 млн лет) возраст рудоносных лейкогранитовых массивов Северного Забайкалья (Кыджимитского, Имского, Нырековского, Гурулевского и др.), аналоги которых развиты среди выступов докембрийского фундамента юго-западной части щита [7]. С массивами связаны проявления оловянного оруденения в ксенолитах терригенно-карбонатных пород кембрия, молибденового и молибден-вольфрамового оруденения в гранитах и тех же терригенно-карбонатных комплексах. Возраст минерализации 260–240 млн лет. В отдельных зонах щита отмечается развитие кимберлитовых и карбонатитовых комплексов в структурах центрального типа.

Очень важное металлогеническое значение для Алданского щита и сопредельных областей имеет мезозойская (230–70 млн лет) эпоха тектоно-магматической активизации. В геологической литературе мезозойской активизации посвящены многочисленные работы, в том числе научные обобщения, достаточно полно характеризующие особенности этих важнейших для металлогении процессов [9, 10]. Для Алданского щита мы рассмотрим лишь отдельные аспекты проблемы. Геологические структуры мезозойской эпохи являются элементами крупнейшего активизированного пояса Восточной Азии. В раннем–среднем мезозое на южной окраине Алданского щита была сформирована система угленосных впадин–грабен (Южно-Якутский угленосный бассейн). В поздне-мезозойскую стадию на щите и его обрамлении происходило интенсивное разломообразование, формирование вулканоплутонических поясов (андезит-базальтовые, андезитовые и липаритовые формации) и ареалов гранитоидного и щелочного магматизма. Завершилась эта эпоха образованием Байкальской рифтовой системы преимущественно кайнозойского возраста, долинные грабены и впадины которой частично наследуют мезозойские депрессионные структуры.

Ведущие рудные формации, обуславливающие металлогеническую зональность активизированных областей Алданского щита, — молибденовая, флюоритовая, редкометалльная, хрусталеносная, связанные с различными типами метасоматитов (березитов, гумбеитов, аргиллизитов и др.). В значительной мере с ними пространственно ассоциируют кайнозойские россыпи титана и других элементов.

Таким образом, в мезозойскую эпоху в регионе наиболее ярко проявилась дифференциация геологических процессов и обособление месторождений эндо- и экзогенной групп. Рудообразование, связанное с эндогенным циклом, представлено преимущественно

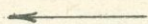


Рис. 3. Схема размещения оруденения в интегральном геохимическом поле Алданского щита. Составлена с использованием материалов Т.В. Билибиной, Г.М. Беляева, С.Д. Великославинского, Б.А. Ермолаева, В.И. Титова и др.

1–11 — геологические формации и ассоциации химических элементов: 1 — современные аллювиально-делювиальные отложения, 2 — угленосные формации мезозоя (лито-халькофильная ассоциация), 3 — карбонатная формация нижнего кембрия (лито-халько-сидерофильная ассоциация), 4 — сланцево-гравелит-песчаниковая формация верхнего протерозоя, субганский комплекс (халько-литофильная ассоциация), 5 — диабаз-известняково-сланцевая формация архея, джелтулинский комплекс (литофильная ассоциация), 6 — андезит-диабазовая формация архея, тимптонский комплекс (сидерофильная ассоциация), 7 — известняково-сланцево-диабазовая формация архея, федоровский комплекс (лито-сидерофильная ассоциация), 8 — сланцево-кварцитовая формация архея, верхнеалданский комплекс (сидеро-литофильная ассоциация), 9 — фонолит-трахит-сиенитовая формация мезозоя, алданский комплекс (халько-литофильная ассоциация), 10 — аляскитовая формация архея, нимьерский комплекс (халько-литофильная ассоциация), 11 — мигматит-гранитовая формация архея (литофильная ассоциация); 12 — крупные разломы; 13 — локальные концентрации элементов: а — литофильных и халькофильных, б — сидерофильных и смешанных; 14–17 — контуры металлогенических (минерагенических) зон: 14 — Чульманская угленосная, 15 — Центрально-Алданская редкометалльная, 16 — Эмельджак-Таянскская флогопит-железорудная, 17 — Тыркандинская мусковит-редкометалльная

но гидротермальными и гидротермально-метасоматическими месторождениями различных элементов. Экзогенная группа объектов обусловлена континентальным угленосным осадконакоплением во впадинах и россыпеобразованием в палеодолинах. Металлогеническая зональность мезозойской эпохи носит сложный характер. Современное размещение элементов металлогенической зональности Алданского щита определяется позицией и составом профилирующих групп геологических структур, связанных с различными концентрами земной коры и верхней мантии, положением ареальных групп интрузивов эпох активизации, сочетаниями систем региональных глубинных разломов. Тектонические режимы растяжения обуславливают развитие депрессионных структур и зон магматической проницаемости с присущими им металлогеническими особенностями. Периодическое проявление режима сжатия способствует образованию амагматических зон (структурных швов), а также развитию горизонтальных движений, приводящих к отслоению верхней части земной коры и формированию пластин-блоков с существенной ролью гранитоидных образований. Локализация металлогенических зон и районов зависит также от интегрального геохимического поля, различного для отдельных блоков щита. Общей закономерностью является локализация определенных типов оруденения в зонах развития родственных им ассоциаций лито-, халько- и сидерофильных элементов, обогащающих геологические формации, что указывает на тесные генетические связи оруденения с минералого-геохимическими особенностями этих формаций. На примере Центрально-Алданского района указанные закономерности выражены следующими образом (рис. 3).

Регионально развитая Эмельджак-Таежнинская железорудно-флогопитовая зона позднеархейского возраста приурочена преимущественно к блокам архейских комплексов метакarbonатно-терригенного и диабазового состава литофильно-сидерофильного геохимического профиля. Превышающими кларк концентрациями здесь характеризуются также хром, никель, ванадий, олово. В "скарноидах" (метасоматитах) железорудной формации, кроме указанных элементов, отмечаются медь, кобальт, молибден и некоторые другие элементы. Флогопитовые месторождения и залежи зоны тесно ассоциируют с железо-магнезиально-кальциевыми метасоматитами и также проявляют геохимические связи с формациями литофильно-сидерофильной специализации. Очевидно, существенное значение при формировании зоны имело неоднократное преобразование толщ в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и многостадийное развитие процессов ультраметаморфизма и гранитизации, способствовавшее ремобилизации элементов. Более сложная картина фиксируется при становлении Центрально-Алданской рудоносной зоны мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации. Кроме близких по составу блоков кристаллосланцевого архейского фундамента, существенную роль в ее металлогенической специализации играют литофильные и халькофильно-литофильные ассоциации апатитоносных архейских аляски-тов, мигматит-гранитов и мезозойских щелочных пород корового и мантийного происхождения.

Наиболее крупными иерархическими металлогеническими элементами Алданского щита и сопредельных областей являются Алданская полиметальная и Олекмо-Становая медно-железорудная провинции. В геотектоническом плане эти провинции соответствуют одноименным активизированным структурам докембрия, представляющим центральное ядро и гетерогенную краевую область щита. В составе провинций сочетаются два типа металлогенических структур — линейные, дугообразные и концентрически-изометричные.

Для внутренних частей Алданской провинции характерны сложные соотношения указанных металлогенических зон. Концентрические и дугообразные зоны связаны с изометричными блоками фундамента, насыщенными магматическими и метасоматическими проявлениями (см. рис. 3). Их формирование, вероятно, обусловлено перемещением подкорового вещества и концентрированными тепловыми и флюидальными потоками. Линейные металлогенические зоны контролируются глубинными разломами. К внутренним зонам относятся Центрально-Алданская, Верхне-Джелтулинская, Эмельд-

жак-Таежинская, Чаро-Токкинская, Кодаро-Удоканская и другие зоны, а также группы "узловых" элементов центральных структур.

Для пограничных структур щита характерен преимущественно линейный тип металлогенических зон.

Пограничные структуры Алданского щита представляют различные геологические и металлогенические обстановки: перикратонные прогибы в комбинации с региональными разломами, образующие сложные складчато-надвиговые системы; магматогенные структуры, развивающиеся на стыках разнородных тектонических зон и обуславливающие ареальную сиализацию крупных блоков фундамента в различной форме; краевые структурные швы; системы наложенных угленосных впадин.

Унаследованность в развитии отдельных рудоконтролирующих и рудоносных зон щита часто определяет формирование комплексных рудных (полиметалльных) районов. Многие из них имеют также полихронный характер. На этом фоне выделяется группа "сквозных" металлов и неметаллов, существенно влияющих на общую металлогеническую зональность Алданского щита. К ним относятся железо, медь, фосфор, горный хрусталь, редкометалльные и редкоземельные комплексы. Ведущие металлогенические эпохи региона — позднearerхейская, ранне- и позднепротерозойская (вендская), мезо- и кайнозойская.

Регион Алданского щита и его ближайшего обрамления по многим особенностям эволюции геологических процессов и типам геологических обстановок представляет область, где существует высокая вероятность выявления месторождений новых формационных типов.

Л и т е р а т у р а

1. Биланенко В.А., Ворона И.Д., Кравченко В.М. и др. Новая Чаро-Олекминская железорудная провинция // Тр. ВСЕГЕИ. 1979. Вып. 1. С. 83–88.
2. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 339 с.
3. Геохронология докембрия Восточной Сибири. М.: Наука, 1969. 160 с.
4. Глуховский М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей и некоторые вопросы металлогении // Тр. ВСЕГЕИ. 1977. Вып. 2. С. 62–78.
5. Карта геотермического режима земной коры территории СССР. М-б 1:10 000 000: Объяснительная записка. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1977. 33 с.
6. Миронюк Е.П., Любимов Б.К. Геологическое строение и рудоконтролирующие формации Алдано-Станового щита // Тр. ВСЕГЕИ. 1977. Вып. 1. С. 58–72.
7. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979. 303 с.
8. Перваго В.А. Алданская железорудная провинция. М.: Недра, 1966. 115 с.
9. Терентьев В.М. Ведущие типы рудоносных геологических структур активизированных древних платформ // Сб. науч. тр. ВСЕГЕИ. 1986. С. 77–88.
10. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.

УДК 553.06 (571.56)

А.Я. Кочетков, С.М. Кравченко, К.А. Лазебник

НОВЫЕ АСПЕКТЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Алданский щит — рудная провинция мезозойской тектоно-магматической активизации, с которой связаны такие полезные ископаемые, как цветные и благородные металлы, каменный уголь, слюды, флюорит и железо.

Основы мезозойской металлогении Алданского щита разработаны в трудах Ю.А. Библина, Т.В. Библиной, В.И. Казанского. Вместе с тем в результате среднемасштабных геологических и геофизических съемок рудных районов, изучения их дистанционными методами, а также благодаря детальным исследованиям магматических пород и руд

получены данные, дополняющие, а иногда и меняющие известные представления (В.А. Абрамов, В.Г. Ветлужских, А.Я. Кочетков, Е.П. Максимов, А.Н. Угрюмов, В.В. Юшманов и др.).

Мезозойские рудно-магматические узлы и районы Алданского щита образуют две широтные полосы, параллельные Становому поясу гранитоидов и Монголо-Охотскому складчатому поясу. Линейно-узловой характер размещения магматизма и оруденения объясняется сложным взаимодействием сводовых и глыбовых дислокаций [5] и долгоживущих разломов (линеаментов) ортогональной и диагональной систем [18].

Морфоструктурные особенности сводов и впадин, моласоидное выполнение последних и проявления щелочного базитового и ультрабазитового магматизма свидетельствуют о рифтогенном режиме при активизации щита в мезозое. Вместе с тем в пределах щита проявлен и чисто орогенный магматизм гранитоидного ряда. Данное противоречие, ранее отмеченное Е.П. Максимовым [17], объясняется, по нашему мнению, сложным совмещением взаимосвязанных и сопряженных во времени процессов автономной активизации щита и отражения орогенеза Монголо-Охотской области. Латеральная зональность мезозойского магматизма, выраженная в увеличении роли щелочных пород на удалении от границы со складчатой областью, наряду с палеотектоническими реконструкциями позволяет предположить активный характер этой границы [19] и существование здесь в мезозое зоны Заварицкого-Беньофа [15,19].

Еще Ю.А. Билибиным [2] Алдан был охарактеризован как регион с центральным типом локализации месторождений. Концентрически-зональное строение имеют архейские купольные структуры. Наиболее широко на Алданском щите развиты специфические магмо-рудоконтролирующие структуры — мезо-кайнозойские тектоно-магматические концентрические комплексы [23]. В указанной работе приведено описание этих структур и обзор существующих представлений об их строении и происхождении.

В Центральном Алдане Л.Н. Кичигиным [1] выделены тектоно-магматические кольцевые структуры, а нами [14] они описаны как очаговые морфоструктуры. Сочетанием взаимоперекрывающихся купольных очаговых морфоструктур (ОМС) трех порядков с грабенообразными долинами определяется современная морфоструктура района. Наиболее важный вывод о соотношении ОМС первого порядка с горстовыми и грабеновыми структурами — их неполное совпадение в современном рельефе, что свидетельствует о заложении блоковых структур ранее позднемезозойских куполов (рис. 1).

Распространение минерализации различного типа закономерно коррелируется с расположением и морфологией ОМС первого и второго порядков. Ареалы рудной минерализации чаще приурочены к участкам перекрытия соседних ОМС или пересечения их крупными разломами.

Алданский магматический комплекс, выделенный Ю.А. Билибиным, известен также по работам Т.В. Билибиной, С.М. Кравченко, Е.П. Максимова, М.П. Орловой и других исследователей. Несмотря на значительную изученность, опубликованные данные о его составе, генезисе и рудоносности, геотектонической позиции и геодинамических условиях формирования нельзя считать исчерпывающими. Так, в ряде узлов мезозойского магматизма (Верхне-Гыньинский, Центрально-Алданский, Верхне-Амгинский, Мурунский) в последние годы выявлены неизвестные здесь ранее магматические и метасоматические породы, новые минералы, а также особые типы рудной минерализации. Интерпретация нового материала позволяет пересмотреть формационное подразделение пород комплекса, сопоставить выделенные формации с петрохимическими сериями, охарактеризовать петрогеохимические особенности формаций и серий, рассмотреть модели их образования.

Большинством исследователей признается полиформационность алданского комплекса. Большую часть его объема слагают известково-щелочная диорит-гранодиоритовая, субщелочная монзонит-сиенитовая, калиевая лейцитит-щелочносиенитовая и калиевая шонкинит-щелочнопикритовая (с дунитами и карбонатитами) формации [12,17].

Рассматриваемые формации включают разные по кремнекислотности группы пород и различаются по щелочности (сумма щелочей, отношение K_2O/Na_2O), а также по

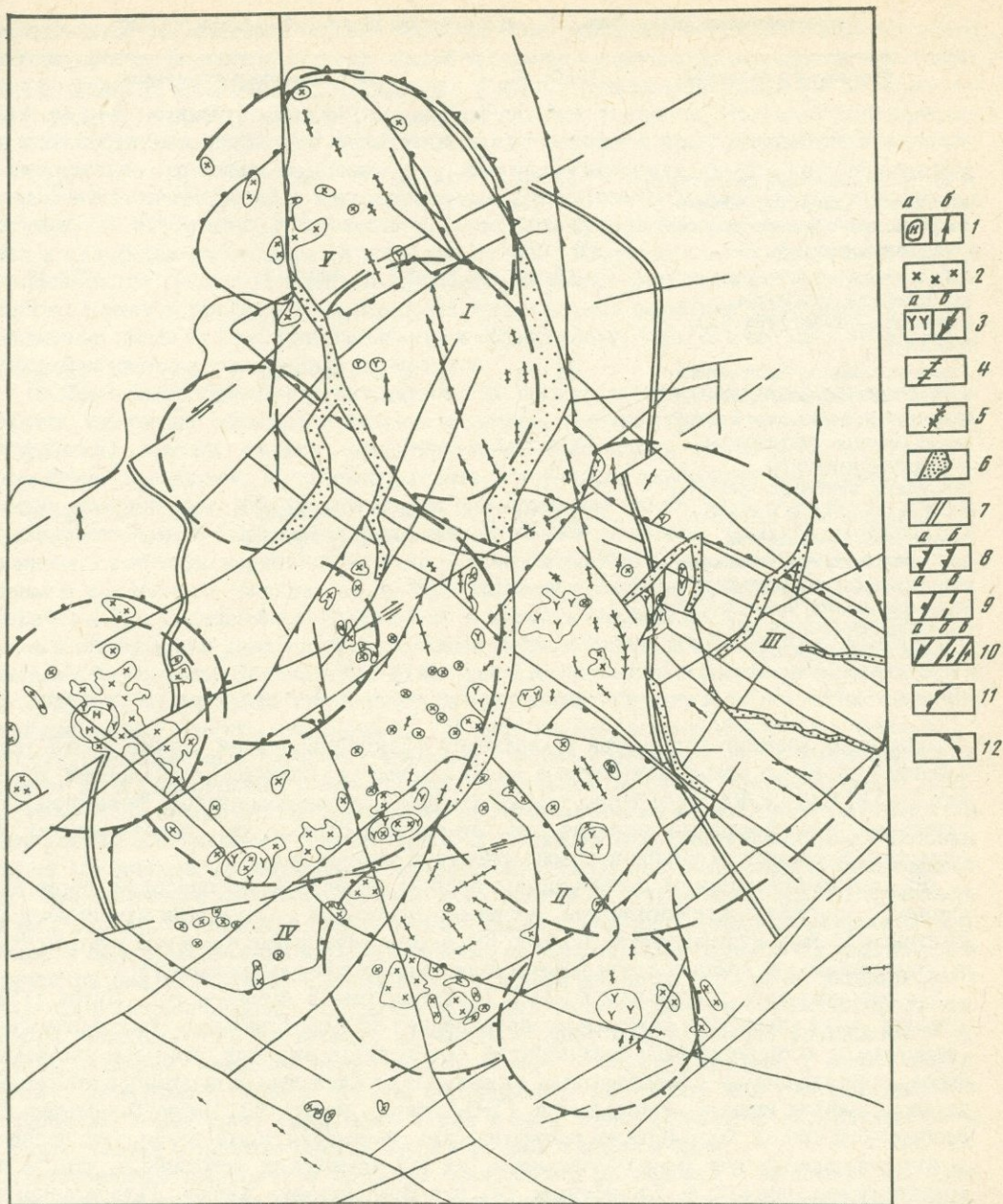


Рис. 1. Схема тектоники и мезозойского магматизма Центрально-Алданского района. Составлена А.Я. Кочетковым и В.Н. Пахомовым

1-3 - формации мезозойских магматических пород: 1 - шонкинит-щелочнопикритовая (а - перидотиты и калиевые перидотиты Инаглинского интрузива, б - дайки калиевых пикритов, шонкинитов и минетт), 2 - монзонит-сиенитовая - силлы, штоки, лакколиты гранит-порфиров, сиенитов, трахитов, сиенит-порфиров, 3 - лейцитит-щелочносиенитовая (а - кольцевые комплексы щелочных базальтов, щелочных трахитов и щелочных сиенитов, б - дайки щелочных сиенит-порфиров, сельвсбергитов и тингуаитов); 4 - дайки щелочных и субщелочных пород; 5 - протерозойские дайки диабазов; 6 - современные грабенообразные долины; 7 - границы мезозойской зоны растяжения, по геофизическим данным; 8 - очаговые морфоструктуры первого порядка с превышением: а - 500-800 м, б - до 200 м; 9 - очаговые морфоструктуры второго порядка: а - купольные, б - плоские; 10 - разрывные нарушения: а - региональные, б - прочие, в - по геофизическим данным; 11 - грабены (I - Куранахский, II - Верхнеякокутский); 12 - горсты (III - Эльконский, IV - Нимгерканский, V - Байонайский)

Петрогеохимические особенности магматических формаций Алданского щита

Формация и ее состав	Si O ₂ , %	Индикаторные отношения			
		⁴⁰ K ₂ O/ ²³ Na ₂ O	K/Rb	Th/U	La/Yb
Известково-щелочная диорит-гранодиоритовая (диориты, сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры, кварцевы порфиры)	62–68	0,4–0,6	300	1,7	12
Субщелочная монзонит-сиенитовая (сиениты, ортофиры, моноциты, андезит-трахиты, трахиты)	58–64	1,2–2,5	400–600	4	20–30
Калиевая лейцитит-щелочносиенитовая (лейцититы, щелочные базальты, нефелиновые и эгириновые сиениты, лаурвиниты, пуласкиты, луявриты, грорудиты, щелочные трахиты)	52–70	1–10	400–800	4–6	20–40
Калиевая шонкинит-щелочнопикритовая (шонкиниты, шонкинит-пикриты, калиевые пикриты (оливиновые лампроиты), миссуриты, щелочные минералы, слюдистые перидотиты, дуниты, карбонатиты)	37–50	2–14	450–600 (до 1000)	4,76	12–20

содержаниям элементов-примесей и характеру фракционирования редких земель (см. таблицу). В то же время пониженные индикаторные геохимические отношения, такие как La/Yb, Th/U, K/Rb, характерны только для диорит-гранодиоритовой формации, для остальных трех формаций значения этих отношений близки, что свидетельствует об определенной близости составов их магматических источников.

По петрогеохимическим особенностям породы диорит-гранодиоритовой формации сходны с орогенными гранитоидами, монзонит-сиенитовой — с латитами и шошонитами континентальных вулканических поясов. Высокомагнезиальные калиевые ультрамафиты сопоставимы по составу с отдельными разновидностями лампроитов [3].

Из рассмотрения диаграммы K–Ti в сопоставлении с данными Б.Г. Лутца [15] следует, что в алданском комплексе преобладают породы, близкие по геохимическим свойствам к островодужным базальтоидам. Эти породы, включая щелочные ультрамафиты, сопоставляемые с лампроитами, отличаются от калиевых базальтоидов континентальных рифтов низкой титанистостью (TiO₂ обычно менее 1%). Петрогеохимические особенности пород мезозойских магматических формаций щита позволяют предположить относительную самостоятельность их магматических источников, что было предположено ранее Ю.А. Билибиным [2] для Центрального Алдана. Гетерогенность магматических источников определена по соотношениям изотопов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr для кембрийских щелочных комплексов Центрального Колорадо, близких по составу и геологической позиции алданскому комплексу [24]. Вместе с тем мезозойские магматические формации Алдана не только тесно связаны пространственно и по времени, но и обладают некоторыми общими геохимическими особенностями, что свидетельствует о парагенных связях между ними (их магматическими очагами).

Для районов проявления тектоно-магматической активизации характерно интенсивное развитие метасоматических изменений пород и разнообразного оруденения. Фенинизация, эгиринизация, калишпатизация и мусковитизация постоянно отмечаются в щелочных и полиформационных массивах, скарнирование, гумбеитизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация и флюоритизация сопровождают интрузивы или

развиваются вне видимой связи с магматизмом. Процессы метасоматоза проявляются неоднократно, на разных стадиях общей эволюции рудно-магматических систем. Также многостадийно формируется сульфидная и другая рудная минерализация до образования рудных концентраций цветных и благородных металлов. При всей длительности и сложности этих процессов метасоматические породы и руды расположены зонально относительно крупных магматических центров (например, в Якокут-Лебединском рудно-магматическом узле микроклиновые серицитолиты и порфиоровое сульфидное оруденение внутренних зон массивов сменяются сульфидно-скарновым в их контактах и сульфидно-кварцевым на удалении от них). Кварцевые и калишпат-карбонатные метасоматиты — джаспероиды и гумбеиты — имеют региональное распространение, слагаая залежи и прослои в карбонатных толщах чехла щита или протяженные крутопадающие зоны в его кристаллическом фундаменте. Они обычно сопровождаются тонкой вкрапленностью пирита и флюорита.

Особым разнообразием метасоматических процессов и рудной минерализации отличаются щелочные массивы с телами щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Так, Мурунский массив сложен разнообразными щелочными калиевыми породами — средними, основными и ультраосновными, в том числе карбонатитами и малотитанистыми лампроитами [6]. Метасоматиты представлены также разнообразными эгирин-калишпатовыми и карбонат-эгирин-калишпатовыми породами (скарны, фениты, эгириниты, гумбеиты, калишпатиты и др.). К метасоматитам рядом исследователей отнесены и чароититы — породы, на 50–90% сложенные калиево-кальциевым силикатом — чароитом [4]. Повышенные содержания в породах массива Sr, Ba, Ti, Zr, TR проявились в образовании ряда минералов, общее число которых достигает 30 и не может считаться исчерпанным. Большинство из них представляет лишь минералогический интерес, в будущем могут найти применение разные виды асбестов и высокоглиноземистые кальсилитовые сиениты (сынныриты). Рудная минерализация Мурунского массива по составу, положению в щелочных массивах, связям с редкометальной минерализацией может быть сопоставлена с оруденением комплекса Палабора (Южная Африка) [22].

Нами [13] предложена формационная характеристика основных типов мезозойского оруденения Центрального Алдана (рис. 2). Один из них, рябиновский, представляет собой прожилково-вкрапленную молибденово-медную минерализацию в зонах интенсивного калиевого метасоматоза щелочных массивов (Рябиновый, Ыллымах, Якокут и др.; рис. 3). Сульфидная вкрапленность (пирит, халькопирит, борнит, галенит, молибденит и др.) в рассеянном виде установлена на значительных площадях в массивах и в одном из них на глубину. В более концентрированном виде оруденение установлено в скарнах и скарнированных породах контактовой зоны массивов и в микроклин-серицитовых метасоматитах внутренних их частей. Рудная минерализация проявилась в несколько стадий, наиболее продуктивная из них — полисульфидная (медь, свинец, цинк). Завершается рудный процесс образованием кварцевых жил с молибденитом и галенитом. Молибденит установлен также в виде тонкочешуйчатой вкрапленности на ранних стадиях калиевого метасоматоза и рудной минерализации.

Обоснование порфировой природы сульфидного оруденения в щелочных массивах приведено в ряде работ [11, 20 и др.]. Это новый тип оруденения не только для Алдана, но и для ареалов развития щелочно-базальтового магматизма. Однако появление его в мезозойских рудно-магматических системах зон активизации щита становится понятнее при сопоставлении с аналогичными системами вулканогенных поясов. Привлекает внимание близость изотопного состава серы порфиоровой сульфидной минерализации в щелочных массивах и плутоногенных рудных формаций Северо-Востока [7]. Более известны в литературе месторождения двух типов, размещенные соответственно по периферии мезозойских рудно-магматических узлов и на удалении от них (см. рис. 1, 2). Эти месторождения характеризуются разнообразием минерального состава при разной количественной роли сульфидов, длительностью и многостадийностью формирования.

Месторождения первого типа представлены жилами и залежами, локализованными в

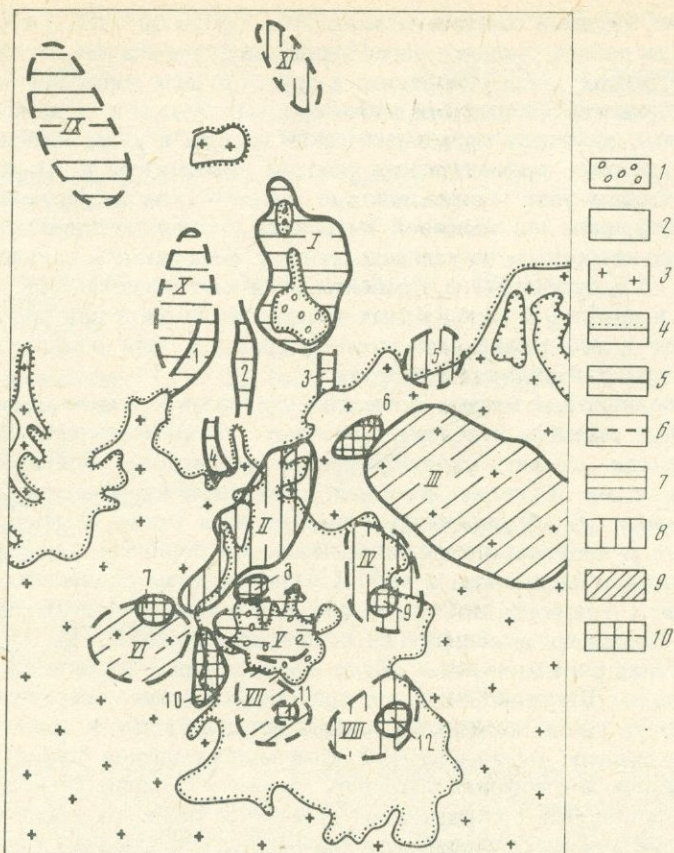


Рис. 2. Схема размещения мезозойской рудной минерализации Центрального Алдана. Составлена с использованием данных Ар.Н. Угрюмова и В.А. Абрамова

1 – юрские песчаники и конгломераты мезозойских впадин; 2 – венд-раннекембрийские карбонатные породы платформенного чехла; 3 – раннеархейские породы кристаллического фундамента; 4 – стратиграфические несогласия; 5 – рудные узлы, зоны и рудно-магматические комплексы; 6 – площади с признаками рудной минерализации; 7–10 – типы оруденения: 7 – куранахский, 8 – лебединский, 9 – эльконский, 10 – рябиновский; рудные узлы: I – Куранахский, II – Лебединский, III – Эльконский, IV – Джекондинский, V – Верхнеякокотский, VI – Нимгерканский, VII – Юхтинский, VIII – Ыльымахский, IX – Далкитский, X – Селигдарский, XI – Излучинский; рудные зоны и рудно-магматические комплексы: 1 – Селигдарская, 2 – Нижнекурахская, 3 – Якокутская, 4 – Незаметнинская, 5 – редергинский, 6 – рябиновский, 7 – томмотский, 8 – якокутский, 9 – джекондинский, 10 – Таежинская, 11 – верхнеюхтинский, 12 – ыльымахский

литологически благоприятных горизонтах венд-кембрийского карбонатного чехла. В составе первичных руд этих месторождений установлено более 50 минералов, в окисленных – более 40.

По соотношениям главных рудообразующих и жильных минералов реально существующие ассоциации первичных руд Н.С. Игумновой разделены на пять минеральных типов: тремолит-магнетит-пирротин-халькопиритовый, пирит-карбонатный, гематит-кварцевый, пирит-кварцевый и галенит-халькопирит-кварцевый. Совмещение в пространстве нескольких минеральных типов приводит к образованию руд смешанного состава. Все руды в качестве сквозного минерала содержат в разных количествах пирит. Существенные различия в вещественном составе и условиях образования и размещения свидетельствуют об их гетерогенности и, возможно, о разной глубине генерации рудных растворов.

Нами предпринята попытка сопоставить отдельные типы руд с известными рудными формациями [13]. Однако детальный анализ геохимических особенностей этих руд, а

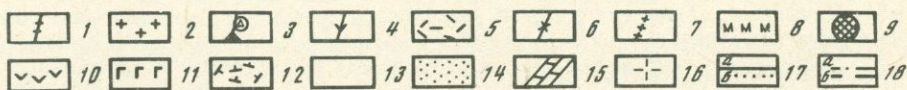
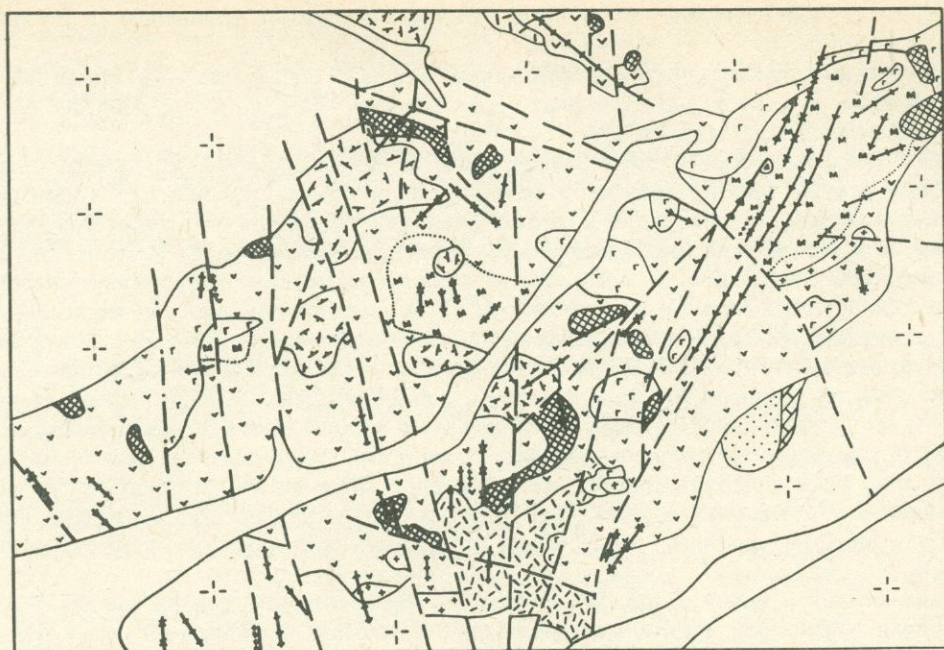


Рис. 3. Схема строения Рябиновского массива

1 – гнорудиты и сельсбергиты; 2 – щелочные граниты; 3 – калиевые пикритоиды и их эруптивные брекчи; 4 – щелочные минетты; 5 – лавобрекчи щелочных трахитов; 6 – сиенит-порфиры; 7 – щелочные аплиты; 8 – рудоносные мусковитизированные и кальсилитовые сиениты и мусковит-микроклиновые метасоматиты; 9 – скарны и скарноиды; 10 – эгириновые сиениты и лаурвикиты, пуласкиты; 11 – малиньиты и меланократовые нефелиновые сиениты; 12 – щелочные трахиты; 13 – аллювиальные отложения; 14 – юрские песчаники; 15 – венд-кембрийские (?) доломиты; 16 – архейские граниты и гранито-гнейсы; 17 – контакты: а – интрузивных, б – метасоматических пород; 18 – разрывные нарушения: а – предполагаемые, б – установленные; возраст пород: 1–5 – K_1 , 6 – K_1-K_2 , 7–10 – J_3-K_1 , 11, 12 – J_1-J_2 , 13 – Q_3-4

также их сквозных минералов свидетельствует о близости составов рудоносных растворов разных типов и унаследованности распределения ряда элементов-примесей в процессе формирования оруденения в целом. Так, руды разных типов существенно обогащены главным образом халькофильными элементами – Cu, Bi, Mo, Hg, Sn, W, в меньшей степени Pb, As, Mn, Co, но обеднены относительно кларков в карбонатных породах Zn, Cr, V, Ga, Ti, Ni. Руды сульфидно-скарнового типа выделяются повышенными концентрациями молибдена, пониженными – марганца, кварц-гематитовые джаспероиды – высокими концентрациями вольфрама и кобальта, пониженными – молибдена, что нашло отражение и в составе примесей в пиритах.

Рассмотренные закономерности размещения и залегания разных минеральных типов месторождений первой группы и особенности их состава не вполне согласуются между собой. Тем не менее есть основания предполагать самостоятельность скарнового этапа в процессе формирования месторождения, совмещение рудоносных скарнов с более поздними гидротермальными сульфидно-кварцевыми образованиями. В связи с этим месторождение может рассматриваться как полигенное и полиформационное, включающее сульфидно-скарновую и сульфидно-кварцевую (джаспероидную) формации. К первой из них отнесены также пирит-карбонатные руды.

Рудные месторождения в карбонатных породах, представленные рудоносными

скарнами и джаспероидами, составляют важную особенность металлогении активизированных областей.

Определения температур рудообразования, изотопии рудной серы, а также данные по минералогии и геохимии руд позволяют отнести месторождения второго типа к самостоятельной формации [8, 9].

Месторождения второго типа расположены в центральной части грабена, пластообразные рудные тела приурочены к зоне контакта юрских терригенных и кембрийских карбонатных толщ в участках пересечения продуктивного горизонта субмеридиональными и северо-западными разрывами. Рудные залежи сложены песчано-глинисто-лимонитовым материалом, в значительной степени состоящим из продуктов выветривания околорудных пород и первичных руд. Околорудные и рудоносные метасоматиты представлены [13]: 1) пирит-калишпат-карбонатными гумбеитами; 2) калишпатитами; 3) кварц-калишпат-каолин-гидрослюдистыми, кварц-калишпат-монтмориллонитовыми и пирит-адуляр-кварцевыми аргиллизитами, сопровождающимися сульфидно-кварцевыми и теллуридно-карбонатными жилами. Среди кварц-калишпатовых метасоматитов или на одном стратиграфическом уровне с ними нами обнаружены брекчии с обломками кислых вулканических стекол (месторождение Порфириное) и продукты их деви-трификации. Появление пирит-кварцевого метасоматоза на фоне калишпатовых пород является важным условием образования оруденения и прямым его поисковым признаком.

Минеральный и химический состав главным образом пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов отличается значительной изменчивостью. При преобладании среди рудных минералов пирита в качестве примесей присутствуют также магнетит, гематит, галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды и др. Постоянными элементами-примесями в рудах являются Cu, Pb, As, V, в сульфидно-кварцевых и теллуридно-карбонатных жилах — также Bi, Sb, Zn, Mo, Te, Ni, Cr.

При детальном изучении теллуридно-карбонатных жил А.А. Ким [10] установлена близость их вещественного состава с составом руд низкотемпературных близповерхностных месторождений. Жильная их часть сложена монтмориллонитом и кальцитом, рудные минералы представлены сульфидами, теллуридами, селенидами, гипергенными теллуратами. Среди теллуратов установлены свинцово-цинковые разности (яфсоанит), а также сложные комплексные соединения Te, V, As, P. Геохимию этих образований определяют также высокие содержания Hg, Zn, Sb.

Признаки проявления вулканических процессов, поствулканический характер аргиллизации, повышенная теллуриноность руд, наконец, теллуридная и селенидная минерализация позволяют отнести месторождения рассматриваемого типа к близповерхностной вулканогенной рудной формации.

Полученные нами в последние годы данные и сопоставление их с результатами ряда других исследователей позволяют рассмотреть некоторые новые аспекты мезозойской металлогении Алданского щита.

1. В полиформационном алданском комплексе предложено выделить мантийную калиевую щелочно-ультраосновную формацию шонкинитов и щелочных пикритов, включающую также карбонаты, дуниты и лампроиты.

2. Месторождения известных ранее двух типов рассматриваются как полигенные и, возможно, полиформационные. При этом для месторождений второго типа обособывается решающая роль эпитермального поствулканического генезиса и сопоставление с близповерхностными месторождениями.

3. Новый тип меднопорфириного оруденения установлен в щелочных массивах, что меняет представления о потенциальной рудоносности щелочно-базальтоидных магм. Рудные месторождения Центрального Алдана (включая проявления Эльконского горста) и других районов мезозойской активизации щита образуют единый парагенный ряд рудных формаций, связанный с существенно калиевым полиформационным алданским магматическим комплексом, в ареалах развития которого известны также и другие рудные и нерудные полезные ископаемые. Сочетание на небольших территориях разно-

формационных магматических и рудных образований представляет типоморфную особенность районов тектоно-магматической активизации и свидетельствует о нелинейном характере их металлогении [21].

4. Рассмотрение парагенных рядов мезозойских магматических и рудных формаций позволяет конкретизировать установленную ранее латеральную зональность магматизма и оруденения, выявить геохимические связи процессов активизации щита со смежными мезозойскими орогенно-складчатыми и вулканогенными поясами при сохранении влияния автономных эндогенных процессов также мезозойского возраста.

Литература

1. *Абрамов В.А., Кичигин Л.Н., Кочетков А.А.* и др. Геолого-тектонические предпосылки золотого оруденения Центрального Алдана // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 31–51.
2. *Билибин Ю.А.* Послеюрские интрузии Алданского района: Петрография Алдана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. 163 с.
3. *Богатилов О.А., Махоткин И.Л., Кононова В.А.* Лампроиты и их место в систематике высокомагнетических калиевых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 3–9.
4. *Вахрушев В.А., Лазебник К.А.* Рудная минерализация чароитов и ее роль в решении вопроса их генезиса // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 85–90.
5. *Ветлужских В.Г.* Закономерности размещения мезозойских рудно-магматических узлов Алданского щита // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 12–20.
6. *Владыкин Н.В.* Первая находка лампроитов в СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 718–722.
7. *Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Кочетков А.А., Миронюк Е.П.* Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 405–407.
8. *Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Миронюк Е.П., Рудакова Ж.Н.* Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМ // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Т. 114, вып. 3. С. 290–300.
9. *Ким А.А., Диман Е.Н.* Многомерный статистический анализ содержаний элементов-примесей в золоте из месторождений Центрального Алдана // Бюл. НТИ. Стат. методы в геол. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 25–34.
10. *Ким А.А., Заякина Н.В., Лаврентьев Ю.Г.* Яфсоанит ($Zn_{1,38}Ca_{1,36}Pb_{0,26}Ti_1O_6$ – новый минерал теллура // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1982. Т. 111, вып. 1. С. 116–121.
11. *Кочетков А.А.* О новом типе меднопорфирового оруденения // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 2. С. 430–432.
12. *Кочетков А.А., Лазебник К.А.* Щелочные ультрабазиты и базиты Якокутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 62–80.
13. *Кочетков А.А., Игумнова Н.С., Ким А.А.* Формационные и минеральные типы мезозойского оруденения Центрального Алдана // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 20–31.
14. *Кравченко С.М., Диденко М.И., Кочетков А.А., Угрюмов Л.Н.* Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, № 1. С. 187–192.
15. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
16. *Максимов Е.П.* Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.
17. *Максимов Е.П.* Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 11–18.
18. *Малышев Ю.Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 126 с.
19. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Попеко Л.И.* Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области // Тихоокеан. геология. 1983. № 2. С. 26–33.
20. *Угрюмов А.Н., Дворник Г.П.* Щелочные рудоносные метасоматиты Рябиновского массива (Алданский щит) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.
21. *Шеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли (на примере рудных провинций востока СССР и Тихоокеанского пояса). М.: Наука, 1985. 325 с.
22. Эндогенное оруденение древних щитов. М.: Наука, 1978. 196 с.
23. *Юшманов В.В.* Тектоно-магматические концентрические комплексы. М.: Наука, 1985. 231 с.
24. *Armbrustmacher J.* Alkaline Rock Complexes in the Wet Mountains Area, Custer and Fremont Counties, Colorado. US Gov. Print. Office, Washington. 1984. 33 p.

П.М. Хренов, Г.Я. Абрамович, М.П. Лобанов, Ю.П. Попов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРАЕВЫХ СТРУКТУР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение систем сочленения древних платформ и подвижных областей имеет большое значение для раскрытия общих закономерностей строения и структурно-вещественной эволюции земной коры. Такие системы представляют собой металлогенические пояса, в которых сосредоточен целый ряд полезных ископаемых. Ярким примером подобного типа структур служит система сочленения Сибирской платформы с Центрально-Азиатским подвижным поясом. В поперечном сечении она имеет зональное строение. В направлении от платформы, составляющей ядро древнего континента, выделяются внутренняя и внешняя области, состоящие из разнородных структур, обуславливающих мозаично-блоковое строение переходной зоны и ее сложную общую конфигурацию. В одних случаях ее морфологию определяют реликтовые структуры раннего докембрия, в других — наложенные структуры мезо- и неохрона. Границы областей подчеркиваются линейными зонами разломов или исчезают в пределах гигантских дискордантных шлюнов. Характерно широкое развитие зон приразломного смятия, а также приразломных дайковых поясов, нередко поперечно-секущих по отношению к структурам краевой системы. Протяженную часть краевой системы занимает Байкальский рифт.

Структуры кратона обычно дисконформно отчленяются от подвижного пояса системы глубинных разломов (краевых швов), состоящей из главного и оперяющих разрывов корово-мантийного заложения. Система разломов краевого шва в современном ее виде имеет протяженность более 3 тыс. км. В единой структуре с запада на восток различаются Енисейский, Восточно-Саянский, Прибайкальский, Байкало-Патомский (Байкало-Муйский) и Становой разломы, которые сочленяются под разными углами. П.М. Хреновым [7] высказано предположение, что отдельные разнонаправленные разломы (в том числе оперяющие), входящие в систему краевого шва, унаследовали первичную сеть трещиноватости ("система трещин регматического скалывания"), образованную еще в предшествующую нуклеарную стадию развития земной коры и затем неоднократно подновлявшуюся в последующие геологические эпохи. Геофизические данные указывают, что мегаблоки литосферы Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса имеют существенные отличия. Особенно ярко это проявляется в краевой системе сочленения этих мегаблоков [5]. Можно полагать, что на границе резко различающихся по мощности сегментов литосферы в позднем архее или раннем протерозое образовались длительно живущие глубинные разломы (краевые швы платформы). На глубинный характер этих систем разломов указывают приуроченные к ним разновозрастные ультраосновные и основные интрузии, а также чрезвычайно активное и устойчивое проявление разновозрастных эндогенных процессов — метаморфизма (метасоматоза), магмообразования и оруденения [4].

На основе интерпретации гравитационного и магнитного полей [6] выделяют на юге Восточной Сибири шовные зоны, контролирующие размещение вулканитов основного состава, а также габброидов и гипербазитов в верхней части земной коры (зеленокаменные, офиолитовые пояса, трюги). При этом пояса, расположенные в фундаменте внутреннего поля платформы, имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку и часто находятся в торцевом сочленении с аналогичными поясами подвижной области. Последние достаточно отчетливо повторяют современные очертания границ Сибирской платформы. Главная линейная шовная зона, расположенная на границе платформы и подвижной области, значительно варьирует по ширине (от 10–15 до 80–100 км), а отдельные ее отрезки кулисообразно смещены более поздними поперечными разломами. Выделяется еще одна важная особенность переходной области: отдельные отрезки зеленокаменного пояса, приуроченного к главной шовной зоне, часто значительно отклоняются от фиксируемых в настоящее время на поверхности зон разломов. Последнее, оче-

видно, может указывать как на миграцию краевого шва во времени, так и на возможные значительные отклонения поверхности его сместителя от вертикали. На основе анализа геологических и геофизических данных можно предполагать, что граница между платформой и подвижной областью не оставалась строго фиксированной на протяжении геологического времени. Она заложилась, по-видимому, на рубеже архея и раннего протерозоя и значительно мигрировала в пространстве в разные геологические эпохи [1]. Не исключено, как считают некоторые исследователи (Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, И.В. Гордиенко, Г.Я. Абрамович), и образование в отдельные эпохи (PR_1 , R–V) по периферии Сибирского кратона значительных пространств с корой океанического типа, включающей блоки континентальной коры. Таким образом, краевой шов в его современном интегральном виде следует понимать как достаточно широкую подвижную и прогибаемую зону, местами унаследованную системой современных краевых разломов.

Итак, в системе структур сочленения мы выделяем внутреннюю и внешнюю структурно-металлогенические области. Для первой наиболее характерны структуры типа краевых выступов фундамента, зеленокаменных поясов, палеоавлакогенов, перикратонных опусканий и разных по форме структур главным образом рифейской тектономагматической активизации (ТМА) [1]. Второй области присущи трюги и прогибы с корой океанического и переходного типов, блоки континентальной земной коры шельфового типа (протошельфы) и различные по форме проявления и интенсивности структуры в основном фанерозойской ТМА. Каждая из областей отличается особенностями геологического строения и металлогении, проявившимися в архейскую, раннепротерозойскую, рифейско-вендскую, раннепалеозойскую, среднепалеозойско-мезозойскую и кайнозойскую эпохи.

Структурное и металлогеническое районирование системы сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса проведено авторами по собственным исследованиям, использованы также материалы С.В. Обручева, Е.В. Павловского, М.М. Одинцова, С.М. Замараева, Ю.А. Косыгина, Н.А. Берзина, И.Б. Борукаева, Н.А. Добрецова, В.Л. Дука, Л.И. Красного, Г.Л. Митрофанова, А.П. Таскина, С.М. Ткалича, В.С. Федоровского и др. Перечень структур, расположенных во внутренней и внешней структурно-металлогенических областях, с указанием свойственных им полезных ископаемых (рудных формаций) приведен в таблице.

Во *внутренней структурно-металлогенической области* для раннеархейских блоков протоконтинентальной земной коры (рис. 1) характерны лишь небольшие месторождения кварц-пироксен-магнетитовых руд (Иркутный блок). С позднеархейскими (раннепротерозойскими?) зеленокаменными поясами платформенной фазы (по Д.И. Гровади, У.Д. Батту) и сопровождающими их гранито-гнейсовыми куполами связаны месторождения железистых кварцитов кварц-гематитового и кварц-магнетитового типов (Байкальское, Орингольское, Ималыкское, Тарынханское и др.). Глубоко метаморфизованные расслоенные пироксенит-габбровые интрузии зеленокаменных поясов несут скопления ильменит-титаномагнетитовых ванадийсодержащих руд (Малотагульское месторождение), а гранито-гнейсовые купола – флогопитовую (Алдан), мусковитовую, редкоземельную минерализацию и силлиманитовые руды, возможно, фиксирующие древние коры выветривания (Китойское месторождение). В раннепротерозойских приразломных терригенных прогибах внутренней области наибольший интерес представляют месторождения медистых песчанников с борнит-халькозиновыми и пирит-халькопиритовыми рудами (Удоканское и др.). В раннепротерозойских палеоавлакогенах известны проявления медно-никель-кобальтовых сульфидных руд. Пояса раннепротерозойских аллохтонных гранитоидов сопровождаются пегматитами, грейзенами, метасоматитами и гидротермалитами; пояса автохтонных гранитоидов – мусковитовыми пегматитами (Бирюсинская группа месторождений). В раннем протерозое впервые сформировались пояса приразломных кремнщелочных метасоматитов с редкометальной минерализацией в отдельных районах.

В рифейское время во внутренней области развиваются структуры ТМА (рис. 2).

Минерогения краевых структур Сибирской платформы

Металлогени- ческая эпоха		Архейская				Раннепротерозойская		
Структурно- металлогениче- ская область		Внутренняя		Внешняя		Внутренняя		
Структуры		Блоки протокоры	Зеленокаменные пояса	Зоны гранито- гнейсовых ку- полов	Блоки протокоры	Зоны приразлом- ных гнейсо-гран- итов	Прогибы и про- тоавлакогены	Пояса диафто- ритов и автох- тонных гранитов
Мине- рали- зация	Веду- щая		Fe(34), Ti(4)	Fe(3); <i>Phl</i> (46)		<i>M</i> (45); <i>PM</i> (29,30); <i>Ap</i> (42)	Cu(12)	<i>q</i> (37)
	Второ- степен- ная	Fe(1,2), Al(22); <i>P3Э</i> (31); <i>Phl</i> (46); <i>Qf</i> (47)	Al(22); Cu, Ni, Co(9); <i>Asb</i> (44); <i>Talc</i> (49)	<i>PM</i> (29); <i>P3Э</i> (31); Al(22); <i>M</i> (45)	Fe(1,2); Al(22); <i>P3Э</i> (31); <i>Phl</i> (46); <i>Qf</i> (47)	<i>P3Э</i> (31,32); <i>Phl</i> (46)	Fe, Ti(4); Cu, Ni, Co(9); W(26); <i>S</i> (40)	<i>P3Э</i> (31); <i>M</i> (45); Ti(5)

Таблица (продолжение)

Металлогени- ческая эпоха		Раннепротерозойская				Рифейско-вендская		
Структурно- металлогениче- ская область		Внутренняя		Внешняя		Внутренняя		
Структуры		Пояса аллохтон- ных гранитов	Пояса прираз- ломных мета- соматитов	Протошельф	Зеленокаменные пояса	Краевые вул- кано-плутони- ческие пояса	Внутриконтин- ентальные троги	Реликты древних кор выветрива- ния
Мине- рали- зация	Веду- щая	PM (29,30); Sn(16, 17, 19)	PM(30); PЗЭ(32); F(30, 32)	Ca(51)	Fe, Ti(4); Ap(41)	PM(30); PЗЭ(32); Qv(39)	PM(34); PЗЭ(33)	Si(38); Fe(4)
	Второ- степен- ная	W(26)		Vol(52); Mn(7); Cu, Mo, V(53)	Cu(11); Cu, Pb, Zn(14); Cr(8)	P(43); Pb, Zn(13); Sn(19)	Pb, Zn(14); Fe(13)	Al(22); PЗЭ, Ti(35)

Таблица (продолжение)

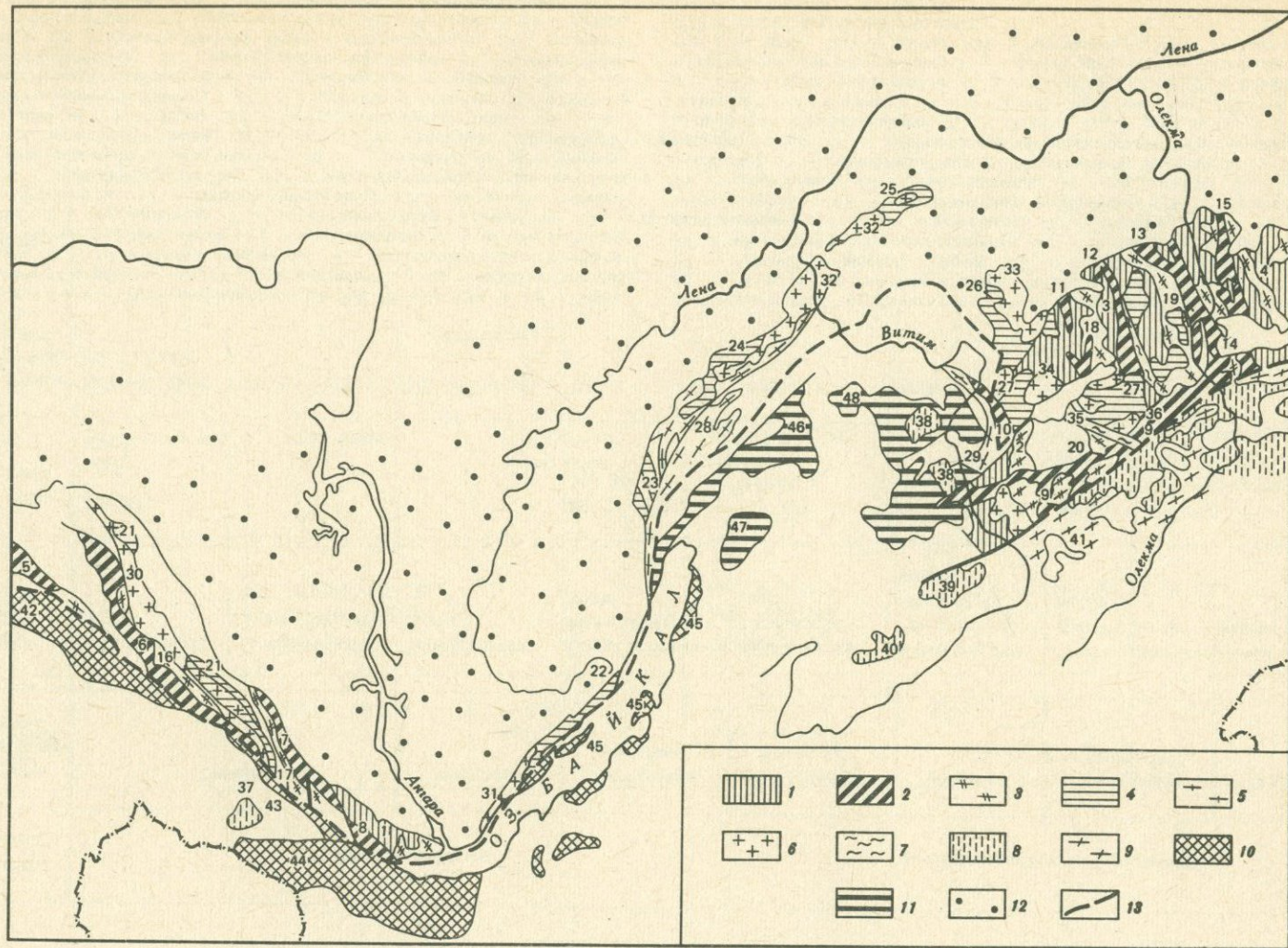
Металлогени- ческая эпоха		Рифейско-вендская					
Структурно- металлогениче- ская область		Внутренняя				Внешняя	
Структуры		Надшовные про- гибы	Зоны смятия	Очаговые ареалы магматизма	Перикратонные опускания	Троги с корой пере- ходного типа	Наложённые терриген- ные прогибы, вулкано- тектонические струк- туры
Минерали- зация	Веду- щая		РМ(30); РЗЭ(32); <i>Talc</i> (49); <i>Mg</i> (48); <i>M</i> (45)		Pb, Zn, Fe(15); <i>Talc</i> (50); P(43); <i>Si</i> (38); <i>Qv</i> (36)	Pb, Zn(14); Cu(9,14); Ni, Co(9); Fe(3)	Sn(19)
	Второ- степен- ная		Sn(17); W(23); Mo(24)	Mo(24); W(27); Pb, Zn(10)	Mo, V(53); Fe, Mn(6); <i>Mg</i> (48)	P(43)	

Таблица (окончание)

Металлогени- ческая эпоха		Раннепалеозойская			Среднепалеозойско-мезозойская				
Структурно- металлогени- ческая область		Внешняя		Переходная	Внутренняя, внешняя	Внутренняя, внешняя	Внутренняя		
Структуры		Офиолитовые пояса	Приразломные пояса габброидов	Терригенные троги	Пояса субщелоч- ных гранито- идов	Вулкано-плу- тонические пояса	Пояса нефели- новых и псевдо- лейцитовых сиенитов	Пояса щелочных гранитов и сиенитов	Пояса скрытых разломов
Мине- рали- зация	Веду- щая	<i>Asb</i> (44)			Mo(24); PM(29, 30); Sn(16,17)	PM (30); PЗЭ (32);	Al(21); PЗЭ(21, 32); PM(21, 30)	W(27); Mo(24, 25); Sn(18, 20); PM(34); PЗЭ(33)	
	Второ- степен- ная	<i>Talc</i> (49); Cr(8); Cu, Ni, Co(9)	Pb, Zn, Cu(10)	Pb, Zn, Cu(14)	W(26)	Mo(24,25) W(26)	<i>Ap</i> (44)		Al(21); PЗЭ(31, 32); PM(21, 30)

Примечание. Рудные формации, по Ю.В. Богданову и др., 1980 г. (цифры в скобках): 1 – скарново-магнетитовая; 2 – кварц-пироксен-магнетитовая; 3 – железистых кварцитов; 4 – ильменит-титаномагнетитовая; 5 – рутилоносных сланцев; 6 – марганцевая; 7 – марганцево-карбонатная; 8 – хромитовая; 9 – медно-никелевая сульфидная; 10 – полиметаллическая; 11 – медноколчеданная; 12 – медистых песчаников; 13 – полиметаллическая; 14 – колчеданно-полиметаллическая; 15 – флюорит-свинцово-цинковая; 16 – оловоносных пегматитов; 17 – касситерит-грейзеновая; 18 – касситерит-кварцевая; 19 – касситерит-сульфидно-силикатная; 20 – касситерит-сульфидная; 21 – калиево-высокоглиноземистая; 22 – высокоглиноземистых сланцев; 23 – вольфрамит-грейзеновая; 24 – молибденит-кварцевая; 25 – молибденит-сульфидная; 26 – вольфрамово-скарновая; 27 – вольфрамит-кварцевая; 28 – шеелитоносных гнейсов и известняков; 29 – редкометалльных пегматитов; 30 – редкометалльных метасоматитов; 31 – редкоземельных пегматитов; 32 – редкоземельных метасоматитов; 33 –

редкоземельных карбонатитов; 34 – редкометалльных карбонатитов, 35 – редкоземельных ископаемых россыпей; 36 – горного хрусталя, 37 – гранулированного кварца; 38 – химически чистых кварцитов; 39 – абразивных микрокварцитов; 40 – серноколчеданная; 41 – апатит-ильменитовая; 42 – апатитовая; 43 – фосфоритовая; 44 – хризотил-асбестовая; 45 – мусковитовых пегматитов; 46 – флогопитовая; 47 – графитовая; 48 – магнезитовая; 49 – тальковая; 50 – тальк-карбонатная; 51 – химически чистых известняков (мраморов); 52 – волластонитовая; 53 – медно-молибден-ванадиевая черносланцевая. Ведущий тип минерализации: *Ap* – апатит, *Asb* – асбест, *Ca* – известняк (мрамор), *F* – флюорит, *M* – мусковит, *Mg* – магнезит, *Phl* – флогопит, *q* – кварц гранулированный, *Q* – горный хрусталь, *Qf* – графит, *Qv* – микрокварциты абразивные, *S* – серный колчедан, *Si* – химически чистые кварциты, *Talc* – тальк, *Vol* – волластонит, PM – редкие металлы, PЗЭ – редкоземельные элементы.



К краевым вулcano-плутоническим поясам (акитканский тип) приурочена редкометаллическая и редкоземельная минерализация, касситерит-сульфидные и полиметаллические руды, а также абразивные микрокварциты. Внутриконтинентальные троговые прогибы вмещают колчеданно-полиметаллическую минерализацию в связи с вулканитами и апатит-магнетитовую и апатит-редкометаллическую — с карбонатами (Восточный Саян). Надшовные прогибы продуктивны в отношении сульфидного метаморфогенно-метасоматического (в углистых сланцах) и кварцевого прожилкового типов оруденения (Бодайбинский район). Значительную роль в распределении рифейской минерализации играют зоны смятия. По характеру проходящих в них процессов они разделяются на четыре типа (см. рис. 2): 1) зоны кремнещелочного метасоматоза (Бирюсинская, Абаканская, Приморская, Даванская и др.); 2) зоны железо-магниевого метасоматоза, контролируемые в Восточном Саяне месторождения талька (Онотское, Два Камня и др.) и магнезита (Савинское); 3) зоны кварц-мусковитового замещения, вмещающие поля мусковитовых пегматитов (Мамский район); 4) зоны рассланцевания и диафтореза зеленосланцевой фации, включающие медную, молибден-сульфидно-кварцевую и оловорудную минерализацию, рудопроявления корунда (Чаро-Олекминский и Западно-Алданский блоки).

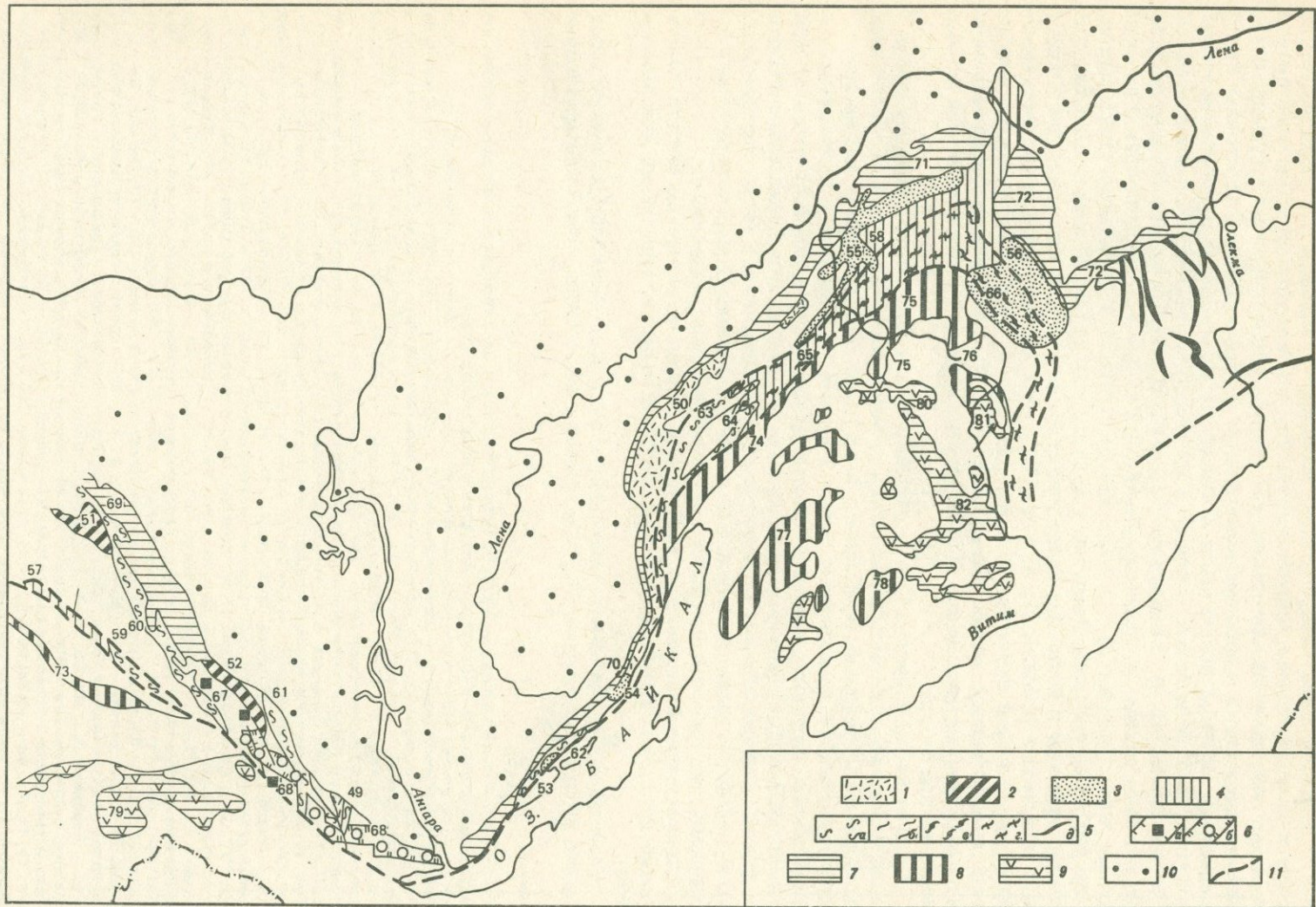
Следующий тип структур ТМА — очаговые ареалы магматизма, формирующиеся в узлах пересечений разломов (гуникский и шумихинский комплексы Восточного Саяна, ламборский и парусный Прибайкалья и др.). Они сопровождаются минерализацией кварц-сульфидного и скарнового типов. Завершая характеристику металлогении докембрийских структур внутренней области, следует назвать рифейско-вендские перикратонные прогибы с флюорит-свинцово-цинковой, фосфоритовой, железо-марганцевой и другой, главным образом стратиформной минерализацией, а также сохранившиеся в виде реликтов позднедокембрийские коры выветривания с высокоглиноземистыми сланцами, диаспоровыми бокситами и другими полезными ископаемыми.

Минерализация фанерозойских эпох ТМА проявилась во внутренней области незначительно (рис. 3) и по своему типу она идентична минерализации тех же эпох внешней зоны.

Во внешней структурно-металлогенической области архейские образования распространены ограниченно (см. рис. 1). В Амалатской глыбе известны пироксен-магнетитовые

Рис. 1. Раннедокембрийские структурно-металлогенические подразделения системы сочленения юга Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса

1—7 — внутренняя структурно-металлогеническая область: 1 — блоки раннеархейской протоконтинентальной земной коры (1 — Шарыжалгайский, 2 — Каларский — Fe, PM, 3 — Чаро-Олекминский, 4 — Западно-Алданский), 2 — позднеархейские—раннепротерозойские зеленокаменные пояса (5 — Канский — Fe, Ni, 6 — Бирюсинский — Fe, Ti, 7 — Онотско-Таргазойский — Fe, Co, 8 — Жидойский — Fe, 9 — Каларский — Fe, Ti, 10 — Конда-Сюльбанский — Cu, Mo, 11 — Саймаганский — Fe, 12 — Олондинский — Fe, 13 — Темулякитский — Fe, 14 — Тунгурчинский — Fe, 15 — Амгинский и др. — Fe), 3 — позднеархейские—раннепротерозойские зоны гранито-гнейсовых куполов (16 — Хадаминская — M, P33, 17 — Китойско-Бельская — Al, 18 — Имангрская, 19 — Приолекминская, 20 — Катугинская и др. — P33, P), 4 — раннепротерозойские прогибы и протоавлакогены (21 — Урикско-Туманшетский — Cu, Ni, Co, 22 — Сарминский — Cu, Co, Mo, W, 23 — Домукдинский — Pb, Zn, 24 — Неручандинский, 25 — Тонодский, 26 — Нечеро-Сюльбанский — Sn, Cu, Mo, W, 27 — Удоканский и др. — Cu, Mo), 5 — пояса раннепротерозойских диафторитов и автохтонных гранитов (28 — Чуйско-Укучиктинский — Ti, P33, 29 — Сюльбанский и др.), 6 — раннепротерозойские протоактивизационные пояса аллохтонных гранитов (30 — Восточно-Саянский — PM, Sn, 31 — Приморский — Sn, PM, 32 — Чуйско-Тонодский — Sn, PM, W, 33 — Нечеро-Оронский — Sn, Mo, Cu, Pb, 34 — Кодарский — Sn, Mo, W), 7 — раннепротерозойские пояса приразломного регионального кремнещелочного метасоматоза (35 — Аку-Катугинский — Fe, PM, 36 — Калачанский и др. — Al); 8—11 — внешняя структурно-металлогеническая область: 8 — блоки архейской протоконтинентальной земной коры (37 — Гарганский, 38 — Муйский, 39 — Амалатский, 40 — Гаргинский и др.), 9 — зоны приразломных позднеархейских гнейсо-гранитов (41 — Олекмо-Становой), 10 — блоки раннепротерозойского (рифейского) прототельфа (42 — Дербинский — Mn, Cu, Mo, V, 43 — Бельско-Китойский, 44 — Хамардабанский — Phl, Vol, 45 — Байкальский — Fe, Mn, V, Mo), 11 — раннепротерозойские троговые структуры с корой океанического типа (рифтогенные зеленокаменные пояса) (46 — Нерундуканский — Ti, Fe, Asb, 47 — Уколкитский — Fe, Ti, Pb, Zn, 48 — Муйский и др. — Ti, Fe, Ap, Asb, Cr); 12 — центральное поле Сибирской платформы; 13 — осевая часть переходной зоны между внутренней и внешней структурно-металлогеническими областями, представленная системой разрывов краевого шва



руды, сходные с упомянутыми выше в Иркутном блоке Присяня. Архейские (раннепротерозойские?) пояса приразломных гнейсо-гранитов (Олекмо-Становой и др.) сопровождаются мусковитовыми и редкометалльными пегматитами. Раннепротерозойские троговые прогибы с корой океанического типа (зеленокаменные пояса рифтовой фазы, по Д.И. Гровсу и У.Д. Батту) несут кварцево-сульфидную, медноколчеданную и полиметаллическую минерализацию в вулканитах. С массивами габбро-анортозитов и габбро-диоритов этих структур связано апатит-титаномагнетитовое оруденение, а к расслоенным дунит-перидотитовым телам приурочены обособления хрома, меди, никеля, асбеста и др. (Шаманский, Чинейский массивы). Блоки раннепротерозойской (риффейской?) коры, сформировавшейся в условиях протошельфа, включают стратиформную марганцевую и рассеянную медно-молибден-ванадиевую минерализацию, а также месторождения флогопита и волластонита метасоматического типа (Слюдянское, Быстринское и др.).

В рифее во внешней области местами выделяются троговые структуры с корой океанического и переходного типов (см. рис. 2) с месторождениями колчеданно-полиметаллических руд (Холоднинское, Овгол, Космонавтов и др.), железистых кварцитов (Тыйское, Абчадское), а также фосфоритов. В вулканогенно-терригенных наложенных прогибах и вулканотектонических приразломных структурах рифея расположены касситерит-сульфидно-силикатные полиметаллические рудопроявления, приуроченные к калишпатовым и березит-пропилитовым метасоматитам (Моховое, Падринское и др.).

Оруденение венд-кембрийского возраста во внешней области достоверно установлено только западнее оз. Байкал (см. рис. 3). Здесь с венд-раннекембрийскими офиолитовыми поясами ассоциируют месторождения и рудопроявления асбеста, нефрита, никеля, кобальта и хрома. С приразломными поясами кембрийских габброидов и вулканитов пространственно отчетливо связана медно-свинцово-цинковая минерализация. В частности, наряду с известным Джидинским могут быть выделены Иркутно-Казырский медно-полиметаллический пояс, приуроченный к северному тектоническому ограничению Хамсаринского прогиба, и Инжигейский, расположенный в зоне Главного Саянского разлома.

В послекембрийское время регион переживал несколько стадий ТМА [8]. Ордовик-силурийская стадия проявилась в мощном гранитообразовании (баргузинский, бугульминский и другие комплексы). Пояса гранитоидов сопровождаются рудоносными

Рис. 2. Рифейско-вендские структурно-металлогенетические подразделения системы сочленения юга Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса
 1-7 - внутренняя структурно-металлогенетическая область: 1 - раннепротерозойско-нижнерифейские вулканоплутонические пояса (49 - Харантойский - *Talc, Mg*, 50 - Аkitканский - *PM, Sn*), 2 - внутриконтинентальные трогои (51 - Туманшетский - *Fe*, 52 - Калбазыкский - *Fe, PM*), 3 - реликты древних кор выветривания (53 - Сарминский - *Al, Si*, 54 - Анайский - *Al, Si*, 55 - Чукча-Тонодский - *Al, Si, Fe*, 56 - Ченчинский - *Al, Si*), 4 - рифейские надшовные прогибы переходной зоны (57 - Инжигейский - *Pb, Cu, Zn*, 58 - Мамско-Бодайбинский - *Pb, Zn*), 5 - рифейские зоны смятия (а - приразломного кремнещелочного метасоматоза, б - железо-магниевого метасоматоза, в - диафтореза с кварц-мусковитовым типом замещения, г - зоны рассланцевания, д - диафторитов зеленосланцевой фации в архейских гранулитовых толщах) (59 - Главная Саянская - *PM, Sn*, 60 - Бирюсинская - *PM, Mg, Sn, W*, 61 - Арбанская - *PM, Sn, W, P33*, 62 - Приморская, 63 - Даванская - *PM, P33, Zr*, 64 - Абчадская - *P33, PM*, 65 - Мамская - *M*, 66 - Нечеро-Жуинская и др. - *M*), б - пояса очаговых ореолов магматизма (а - тоналит-гранодиоритовой формации, б - субщелочно-гранодиорит-гранитовой формации) (67 - Урикско-Ийский - *Mo, W*, 68 - Байкало-Гуинский - *Mo, Pb, Zn, Sn*), 7 - перикратонные опускания (69 - Присянский - *Cu, Pb, Mo, Fe, Mg*, 70 - Прибайкальский - *Pb, Zn, Cu, P, F*, 71 - Патомский - *Pb, Zn, F*, 72 - Березовский - *Pb, Zn, F*); 8, 9 - внешняя структурно-металлогенетическая область: 8 - трогои с корой океанического и переходного типов (73 - Лысанско-Ашкасокский - *Fe, Cu*, 74 - Олоkitский - *Ti, Fe, Ni, Pb, Zn*, 75 - Додыхтинско-Бодайбинский, 76 - Таллои-Делюн-Уранский - *Pb, Zn*, 77 - Няндонинский - *Pb, Zn*, 78 - Уакитский и др.), 9 - рифейско-вендские наложенные терригенные прогибы и вулканотектонические структуры (79 - Харальско-Окинский - *Pb, Zn*, 80 - Икибязкский - *Sn, Mo, W*, 81 - Падринский, 82 - Жанокский и др.); 10 - центральное поле Сибирской платформы; 11 - осевая часть переходной зоны между внутренней и внешней структурно-металлогенетическими областями, представленная системой разрывов краевого шва

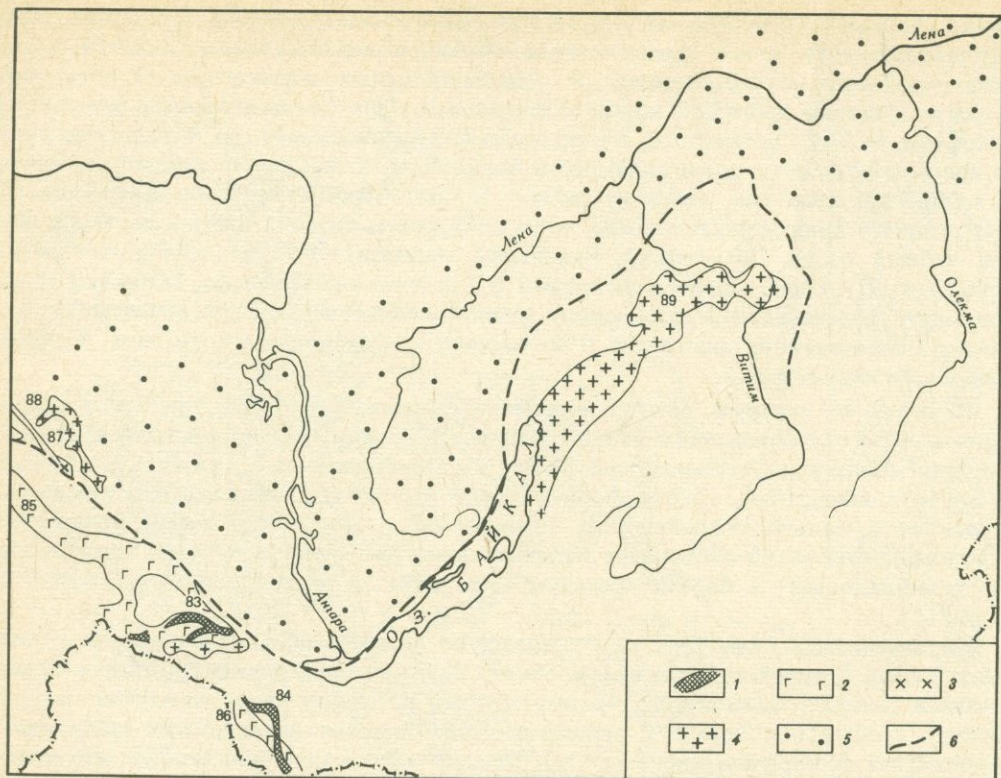


Рис. 3. Раннепалеозойские структурно-металлогенические подразделения системы сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса

1 – позднерифейско-раннепалеозойские офиолитовые пояса (83 – Ильчирский – *Asb*, Ni, Co, 84 – Цакирский – *Cg*, *Asb*, *Talc*); 2 – раннепалеозойские вулканогенные прогибы с приразломными поясами габброидных интрузий (85 – Иркутско-Казырский – Pb, Zn, Cu, 86 – Джидинский – Cu, Pb, Zn); 3 – раннепалеозойские приразломные терригенные трюги с магматизмом среднеосновного состава (87 – Инжигейский – Pb, Zn, Sn, PM); 4 – пояса ордовикско-силурийских субщелочных гранитов и граносиенитов (88 – Агульско-Хуллоцкий – Sn, Mo, PM, 89 – Анамакит-Витимский – Mo, W, PM, PZ); 5 – центральное поле Сибирской платформы; 6 – осевая часть переходной зоны между внутренней и внешней структурно-металлогеническими областями, представленная системой разрывов краевого шва

гидротермалитами и метасоматитами, а также скарновой минерализацией. За исключением небольшого Агульско-Хуллоцкого пояса гранитоиды и оруденение не выходят за пределы внешней области (см. рис. 3). В западной части территории вулканиты и гранитоиды замещены как во внешней, так и во внутренней структурно-металлогенической области, обладая сходным типом минерализации (рис. 4). Расположенный на севере позднедевонский–раннекарбонный пояс нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (сыннырский комплекс) продуктивен на апатитовые руды и калиево-высокоглиноземистое сырье. Позднепалеозойско-мезозойские (пермь, триас, юра) приразломные пояса и очаговые ареалы щелочных гранитов и сиенитов содержат разнообразную минерализацию. С ними связаны месторождения апатита, флюорита и чароита. Интрузии и оруденение практически не выходят за пределы внешней области и зоны краевого шва. Лишь Березовский пояс, судя по новым находкам нефелиновых сиенитов и карбонатов, в междуречье Чары, Жуи и Витима пересекает границу внешней и внутренней областей.

Минерогения кайнозоя, связанная с Байкальской рифтовой системой, в настоящее время изучена недостаточно. К этой стадии ТМА, вероятно, можно отнести отдельные рудопоявления ртути и цеолитов, расположенные как во внешней, так и во внутрен-

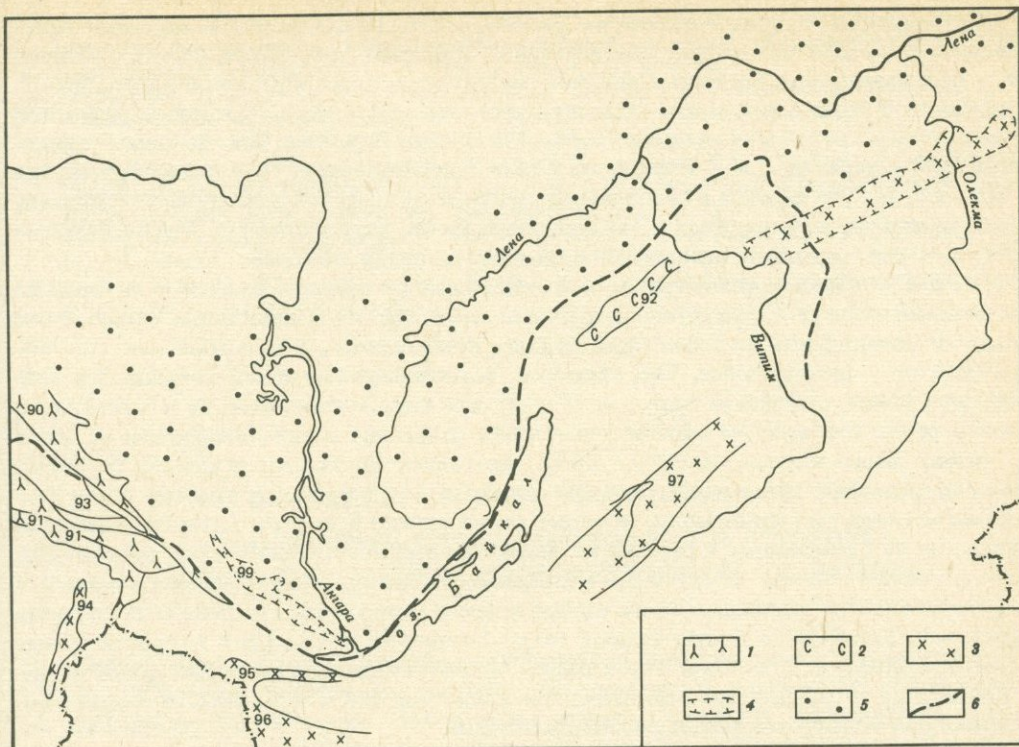


Рис. 4. Среднепалеозойско-мезозойские структурно-металлогенические подразделения системы сочленения юга Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса
 1 – раннедевонские вулканоплутонические пояса (90 – Колбинско-Удинский – РМ, Мо, Sn, РЗЭ, 91 – Кандатско-Жомболокский – Мо, W, Cu, РМ, РЗЭ); 2 – среднепалеозойские пояса интрузий нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (92 – Сыннырский – РЗЭ, Р, Al); 3 – позднепалеозойско-мезозойские пояса щелочных гранитов и сиенитов (93 – Хайламинский – Sn, 94 – Биллинский – РЗЭ, Мо, 95 – Утуликский – W, Sn, РМ, 96 – Джидинский – Мо, W, Sn, 97 – Турка-Ципинский – Sn, F, W, Мо, 98 – Березовский – Мо, РЗЭ); 4 – прогнозируемый среднепалеозойско-мезозойский (?) пояс скрытых разломов с эндогенной минерализацией (99 – Окино-Олхинский и др. – Sn, РМ); 5 – центральное поле Сибирской платформы; 6 – осевая часть переходной зоны между внутренней и внешней структурно-металлогеническими областями, представленная системой разрывов краевого шва

ней области. В рифтовой зоне находятся многочисленные минерализованные и целебные источники.

Таким образом, характерной чертой системы сочленения структур Сибирской платформы и ее складчатого обрамления является гетерогенность входящих в нее блоков фундамента; отчетливое различие в строении и металлогении внешней и внутренней пограничных областей. Внешняя область сложена в основном блоками пород фундамента платформы, внутренняя – породами разновозрастного складчатого обрамления. Длительность проявления эндогенных процессов привела к наложению разновозрастных явлений полифациального метаморфизма (метасоматоза), магмообразования и полигенного оруденения. Различие в типах сформированных структур и металлогении прослеживается на протяжении практически всего периода геологической истории за исключением раннего архея, когда границы Северо-Азиатского кратона, по-видимому, были иными и сейчас трудноопределимыми.

Анализ размещения месторождений полезных ископаемых в структурах сочленения платформы и подвижного пояса позволяет наметить некоторую металлогеническую зональность, подчиненную выделенным внутренней и внешней структурно-формационным областям.

Ряд полезных ископаемых в одинаковой степени характерен для обеих областей,

но формационная принадлежность их различна. Вместе с тем подтверждается представление о преимущественной специализации известных металлогенических провинций — редкометальной Восточно-Саянской, мусковитоносных Мамской и Бирюсинской, железорудной Алданской и др. Часть их характеризуется унаследованным развитием определенного оруденения на протяжении длительного времени. Так, например, редкометальная минерализация в Восточном Саяне прослеживается от раннего протерозоя до мезозоя, будучи связана с различными рудно-магматическими системами: гранитными пегматитами, кремнещелочными метасоматитами, карбонатитами, амазонитовыми субщелочными гранитами, щелочными гранитами и трахириолитами.

Отмечается общая закономерность, не зависящая от принадлежности к внутренней или внешней области. Структурам, связанным с деструкцией земной коры, свойственны сидеро- и халькофильные ассоциации рудных компонентов, в то время как устойчивым блокам — литофильные. Так, архейские зеленокаменные пояса, раннепротерозойские авлакогены, рифейские троговые структуры с корой океанического и переходного типов и раннепалеозойские офиолитовые пояса отчетливо специализированы на железе, титане, меди, никеле, кобальте, хром, колчеданно-полиметаллические, флюорит-свинцово-цинковые руды, хризотил-асбест, нефрит и тальк. Фанерозойские пояса тектоно-магматической активизации, которые также можно отнести к категории деструктивных, но не приводящих к раскрытию земной коры океанического типа, сопровождаются молибден-, олово- и вольфрам-кварцевой, вольфрам-скарновой формациями и редкометальным и редкоземельным оруденением в метасоматитах, щелочных гранитах и сиенитах. Устойчивые блоки земной коры сиалического профиля и приуроченные преимущественно к ним пояса автохтонных и аллохтонных гранитоидов архея, раннепротерозоя и рифея несут редкометально-редкоземельную и в меньшей степени молибден-олово-вольфрам-кварцевую минерализацию.

Отмечается и общая эволюция металлогении во времени, что связано со все большим господством в системе сочленения сегментов коры континентального типа и увеличением степени ее зрелости. Этим обусловлена общая смена фемического профиля оруденения сиалическим от архея до мезозоя. При этом выявляется и определенная периодичность, связанная с наличием нескольких циклов смены деструктивных геодинамических обстановок конструктивными. Эти циклы соответствуют выделенным металлогеническим эпохам. Вырисовывается чрезвычайно важная активная роль центрального звена системы разломов, отделяющих древнюю Сибирскую платформу от ее складчатого обрамления, в которой неоднократно, начиная с раннего протерозоя и до кайнозоя, развиваются лишь процессы ТМА, выразившиеся в магмообразовании, дислокационном метаморфизме, щелочном метасоматозе с сопутствующим разнообразным оруденением. Вертикальные ряды рудных формаций, характерные для систем разломов краевого шва, оперяющих и трещинных зон, являются, по существу, сквозными для областей ТМА [3, 8].

Проведенный анализ системы сочленения Сибирской платформы и Саяно-Байкало-Витимской подвижной области свидетельствует о своеобразии как ансамбля слагающих ее структур, так и их металлогении. Несомненно, что системы сочленений подобного типа должны рассматриваться как специфические категории геотектонических и металлогенических подразделений самого высокого порядка.

Л и т е р а т у р а

1. *Абрамович Г.Я., Хренов П.М.* Металлогеническая и магматическая зональность главных структурных элементов земной коры в докембрии на примере юга Восточной Сибири // 27-й МГК: Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 246.
2. *Абрамович Г.Я., Хренов П.М.* Типы структур докембрийской тектоно-магматической активизации юга Сибирской платформы // Тектоника и металлогения областей орогенной активизации. Иркутск, 1986. С. 3–11.
3. *Архангельская В.В., Гинзбург А.И.* Редкометальные месторождения зон тектоно-магматической активизации // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 175–183.

4. Буряк В.А., Лобанов М.П., Хренов П.М. Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168, № 2. С. 404–406.
5. Владимиров Б.М., Зорин Ю.А., Одинцов М.М., Хренов П.М. О глубинном положении кровли астеносферного слоя под платформами и подвижными поясами на примере Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 6. С. 877–879.
6. Мандельбаум М.М., Письменный Б.М., Поспеев В.В., Алакшин А.М. Стрoение литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты: Тез. докл. Иркутск, 1987. С. 225–226.
7. Хренов П.М. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 74–91.
8. Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 222 с.

УДК 553.0 (571)

В.И. Сотников, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский, В.И. Лебедев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРОЕНИЕ ЮЖНО-СИБИРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Южно-Сибирская металлогеническая провинция охватывает южное складчатое обрамление Сибирской платформы, включающее складчатые сооружения Алтае-Саянской и Забайкальской областей, Енисейского кряжа, Северного Прибайкалья, Северной и Центральной Монголии. Геологическими ограничениями Южно-Сибирской провинции на севере служат швы и перикратонные структуры на стыке с Сибирской платформой, а на юге — Главный линеймент Монголии, отделяющий ее от структур герцинской Зайсанско-Южномонгольской геосинклинальной системы (рис. 1). Эта территория является одной из наиболее изученных. Трудami многочисленных исследователей расшифрована общая геолого-тектоническая структура провинции, проанализирована геологическая эволюция как составляющих ее частей, так и провинции в целом, выявлены и изучены разнообразные месторождения и рудопоявления, разработан их систематика на формационной основе, определена тектоно-магматическая позиция оруденения, установлены общие металлогенические особенности отдельных структурных блоков, намечены характерные черты пометальной металлогении, что создало благоприятные предпосылки для геолого-исторического анализа металлогенического развития всей Южно-Сибирской провинции [3, 4, 6, 10–12, 16, 19].

Важной предпосылкой выполнения металлогенического анализа этой обширной территории послужили представления академика В.А. Кузнецова [9, 11] о многоэтапном, направленном развитии южного складчатого обрамления Сибирской платформы, включающего архейские, байкальские, раннекаледонские (салаирские), позднекаледонские и герцинские образования, а также производные позднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации. Направленность развития складчатого обрамления Сибирской платформы с неоднократной сменой геосинклинального и орогенного стилей геотектонического развития, характеризующихся изменением специфики осадконакопления и магматизма, широкое и многократное проявление тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей обусловили, с одной стороны, в целом высокую рудную продуктивность рассматриваемой территории, а с другой — разнообразие формационных типов оруденения и зональное его распределение. Металлогеническая зональность, в частности, проявилась на фоне смены древних складчатых областей более молодыми по направлению от Сибирской платформы в результате последовательной консолидации складчатых зон с наращиванием кратона и локального проявления разновозрастной отраженной и автономной тектоно-магмати-

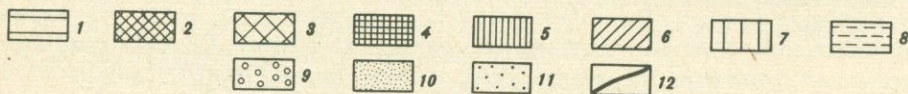
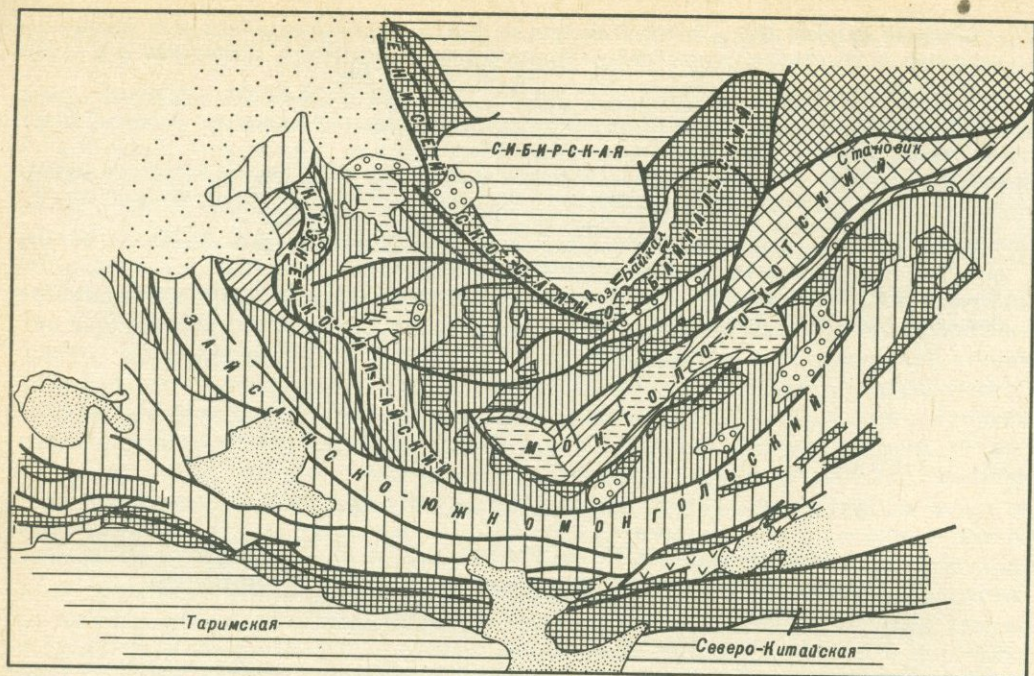


Рис.1. Главные элементы Южно-Сибирской металлогенической провинции

1 – платформы; 2 – Алданский щит; 3–5, 7 – складчатые области: 3 – нижнепротерозойской складчатости Станового хребта, 4 – байкальской (рифейской), древние блоки в каледонских и герцинских структурах, 5 – каледонской, 7 – герцинской; 6 – длительной каледонско-герцинской консолидации; 8 – герцинские унаследованные и наложенные орогенные прогибы; 9 – мезозойские дейтероорогенные терригенно-вулканогенные прогибы и впадины; 10 – кайнозойские впадины; 11 – чехол Западно-Сибирской плиты; 12 – глубинные разломы; металлогенические пояса: Енисейско-Саяно-Байкальский рифейский, Кузнецко-Алтайский каледонско-герцинский, Монголо-Охотский существенно мезозойский, Зайсано-Южномонгольский герцинский

ческой активизации. В целом, как показывает анализ геотектонического и металлогенического развития, Южно-Сибирское складчатое обрамление как крупный геологический регион, объединенный общностью геотектонического развития со свойственным ему комплексом полезных ископаемых, может быть выделен в качестве единой металлогенической провинции [6] – составной части Центрально-Азиатского металлогенического пояса, представляющего собой широтный сегмент глобального Урало-Монгольского подвижного пояса.

Металлогенический облик Южно-Сибирской провинции определяется оруденением различных металлогенических эпох: архейско-нижнепротерозойской, верхнепротерозойской (байкальской), салаирско-каледонской, герцинской, эпох позднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации и кайнозойского рифтогенеза.

Сложная и длительная геологическая история региона, неоднократная смена геосинклинальных, орогенных и активизационных режимов развития, мозаично-блоковое строение складчатых систем, характерное для областей Центрально-Азиатского типа, широкое распространение и большая металлогеническая роль серии мантийно-коровых и сквозылитосферных глубинных разломов предопределили многообразие типов месторождений – рудных формаций (достоверно изучены 50 формаций).

От более древних эпох к молодым увеличивается разнообразие формационных типов оруденения, усложняется состав руд месторождений, возрастает роль рудных образова-

ний сиалического профиля, происходит переход от преобладающих стратиформных гидротермально-осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфогенных месторождений к преимущественному развитию гидротермальных, особенно в периоды тектономагматической активизации (рис. 2).

Архейско-нижнепротерозойская металлогеническая эпоха, соответствующая раннему дорифейскому периоду развития областей, непосредственно примыкающих к архейскому основанию Сибирской платформы и слагающих блоки в системе краевых структур, была, очевидно, достаточно продуктивна. К протогеосинклинальным и протоорогенным нижнепротерозойским образованиям приурочены месторождения формаций железистых кварцитов, медистых песчаников, апатит- и графитсодержащих метаморфических пород, высокоглиноземистых кристаллических сланцев. С расслоенными плутонами габбро-норитов связано оруденение сульфидной медно-никелевой (существенно медного профиля) формации. Более поздние структуры гранито-гнейсовых куполов сопровождаются проявлениями формаций слюдоносных и редкометальных пегматитов, редкометальных и редкоземельных полевошпатовых метасоматитов.

Для **байкальской металлогенической эпохи** в связи с раннегеосинклинальным вулканизмом характерно проявление месторождений формации железистых кварцитов, кремнисто-марганцевой вулканогенно-осадочной, колчеданно-полиметаллической вулканогенной гидротермально-осадочной рудных формаций. С перидотит-пироксенит-габбровыми интрузиями ассоциирует титаномagnetитовое оруденение, с базит-гипербазитовыми — медно-никелевые проявления, гипербазиты сопровождаются тальковой, нефритовой и хризотил-асбестовой минерализацией. В миогеосинклинальных зонах формируются месторождения стратиформной свинцово-цинковой гидротермально-осадочной, гематитовой осадочной и других рудных формаций.

Каледонской металлогенической эпохе на ранней стадии свойственны преимущественно фемический профиль металлогении и месторождения колчеданно-полиметаллических вулканогенной гидротермально-осадочной и гидротермальной формаций, гематит-магнетитовой и марганцевой вулканогенно-осадочных, магнетитовой скарновой и самородной меди. С гранитоидными интрузиями связаны проявления редкометальных пегматитов, молибден-редкометально-вольфрамовой грейзеновой минерализации, шеелитоносных скарнов. Для поздних стадий характерны формации щелочных пород с месторождениями карбонатитов, редких элементов и нефелиновых сиенитов.

Герцинская металлогеническая эпоха проявлена локально. Месторождения этого возраста развиты в основном в западной части Алтае-Саянской складчатой области и в герцинских структурах Монголии, наложенных на каледониды. Эта эпоха имеет фимически-салический профиль рудообразования с развитием гематит-магнетитовой и марганцевой вулканогенно-осадочных, колчеданно-полиметаллической, магнетитовой скарновой, титаномagnetитовой магматической, редкометально-вольфрамовой грейзеновой, медно-молибденовой и некоторых других формаций.

На значительной части Южно-Сибирской металлогенической провинции герцинская металлогеническая эпоха проявилась в режиме тектономагматической активизации консолидированных структур каледонского и байкальского циклов. В результате среднепалеозойской активизации на большей части Западного Забайкалья сформировался обширный ареал гранитоидов, с которыми связаны образования вольфрама, олова и молибдена, а также произошло становление массивов щелочных пород, часть которых является важным источником высокоглиноземистого сырья [1, 2]. С позднепалеозойской активизацией связана медно-молибденовая минерализация Северной и Центральной Монголии [17] и, возможно, Алтае-Саянской области.

Широкий спектр рудных формаций характерен для этапа мезозойской автономной тектономагматической активизации [7]: молибден-редкометально-вольфрамовая и редкометально-вольфрам-оловянная грейзеновые, редкометальная пегматитовая, свинцово-цинковая гидротермальная, свинцово-цинковая скарновая, сульфидно-кварцевая, сурьмяная, арсенидная никель-кобальтовая, флюоритовая гидротермальная, мышьяково-сурьмяно-ртутная, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, сульфосольная, редко-

Рудная формация	Металлогеническая эпоха				
	архейско-нижне-протерозойская	байкальская (рифейская)	салаирско-каледонская	герцинская	мезозойская
Железистых кварцитов					
Титаномагнетитовая магматическая					
Магнетитовая скарновая*					
Железоокисная вулканогенно-осадочная					
Гематитовая осадочная					
Сидеритовая осадочная					
Хромитовая осадочная					
Марганцевая вулканогенно-осадочная					
Медистых песчаников					
Медно-никелевая сульфидная					
Самородной меди в эффузивах					
Колданно-полиметаллическая*					
Свинцово-цинковая гидротермально-осадочная					
Свинцово-цинковая стратиформная в карбонатных породах					
Полиметаллическая скарновая					
Полиметаллическая гидротермальная					
Черносланцевая					
Скарновая					
Сульфидно-кварцевая (березитовая)					
Сурьмяная					
Медно-молибденовая порфировая					
Молибден-редкометалльно-вольфрамовая					
Грейзеновая					
Вольфрамит-сульфидно-кварцевая					
Шеелитовая скарновая					
Шеелитовая стратиформная					
Касситерит-силикатная					
Касситерит-сульфидная					
Редкометалльно-вольфрамо-оловянная					
Грейзеновая					
Редкометалльная пегматитовая					
Редкометалльных полевошпатовых пегматитов					
Редкометалльная карбонатитовая					
Арсенидная никель-кобальтовая					
Сульфосольная					
Мышьяково-сурьяно-ртутная					
Ртутно-сурьяно-вольфрамовая					
Флюоритовая гидротермальная					
Редкоземельно-флюорит-барит-сидеритовая					
Мусковитовая пегматитовая					
Хризотил-асбестовая					

*Группа рудных формаций.

Рис. 2. Металлогенические эпохи и основные рудные формации Южно-Сибирской металлогенической провинции

металльно-редкоземельно-флюоритовая карбонатитовая и др. В ранние периоды тектономагматической активизации (периоды формирования сводово-глыбовых поднятий) преимущественно проявилась рудная минерализация сиалического и фемического-сиалического профиля, сопровождающая гранитоидный магматизм, в поздние (рифтогенные) — существенно фемическая, связанная с развитием щелочно-базальтоидного

и щелочно-ультрасосновного магматизма. В металлогении зон тектоно-магматической активизации особую роль играли глубинные разломы, в области влияния которых локализовано разнообразное оруденение, в том числе эпитермальное специфических генетических рядов рудных формаций и другие формационные типы оруденения, имеющие в своей основе мантийную природу.

В целом характерные черты Южно-Сибирской металлогенической провинции в аспекте эволюции металлогенических процессов во времени и рудной специализации отдельных ее областей и зон следующие: а) многоэтапное направленное развитие провинции, в котором проявляются, с одной стороны, унаследованность и преемственность, а с другой — эволюция металлогенических процессов во времени, отвечающая смене геодинамических стилей развития и усложнению строения земной коры региона; б) латеральная металлогеническая зональность, связанная со сменой складчатых областей все более молодыми по направлению с севера на юг от окраины Сибирского кратона; в) переход от фемического профиля оруденения, наиболее характерного для ранних геосинклинальных стадий развития региона, рифтогенных троговых и активизационных структур, к существенно сиалическому на орогенных и дейтероорогенных этапах, что отмечается во всех последовательно проявленных металлогенических эпохах этой провинции; г) важная роль глубинных разломов и линейментов в формировании эндогенных рудообразующих систем и концентрации оруденения.

Рассматривая внутреннее строение Южно-Сибирской металлогенической провинции с учетом общей металлогенической зональности и эволюции отдельных рудоносных площадей, здесь можно выделить ряд основных металлогенических поясов и областей: 1) Енисейско-Саяно-Байкальский с архейско-нижнепротерозойской и байкальской эпохами оруденения; 2) Кузнецко-Алтайский с преимущественно раннекаледонским и герцинским оруденением и мезозойской эпитермальной минерализацией в зонах активизированных глубинных разломов; 3) Монголо-Охотский, продолжающийся в структурах Становика и отличающийся особо длительным металлогеническим развитием с преобладающей ролью разнообразного оруденения этапов позднепалеозойской и мезозойской активизации; 4) Тувинско-Монгольская область с оруденением в древних выступах и складчатых сооружениях, претерпевших местами позднепалеозойскую активизацию, и ряд других площадных и линейных металлогенических единиц.

Выделенные металлогенические структуры нередко характеризуются многоэтапным металлогеническим развитием и проявлением оруденения различных рудных формаций, иногда повторяющихся в различные геологические эпохи (например, медно-молибденовая, молибден-редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая и др.). В пределах этих крупных металлогенических подразделений могут быть выделены, исходя из формационной принадлежности представленного в них оруденения, металлогенические зоны и рудные пояса более локального плана.

Для Енисейско-Саяно-Байкальского пояса в металлогеническом отношении определяющим является свинцово-цинковое и колчеданно-полиметаллическое оруденение, особенно широко проявленное в Енисейском кряже, Западном и Северном Прибайкалье, что послужило основанием для выделения его в качестве периплатформенного полиметаллического пояса [5, 8]. В его пределах с активизированными глубинными разломами связаны Восточно-Саянский и Байкальский ртутные пояса, рудные зоны редкометалльной, флюоритовой и другой минерализации.

В Кузнецко-Алтайском металлогеническом поясе традиционно выделяются Алтае-Салаирский полиметаллический пояс, Монголо-Алтайский пояс редкометалльного оруденения, Тельбесский железорудный пояс, Кузнецко-Алтайский и Саяно-Тувинский ртутные пояса [11, 14, 15]. Работами последних лет обосновано выделение Делюно-Юстыдской зоны сульфосольной минерализации, медистых песчаников и сланцев.

В пределах Монголо-Охотского металлогенического пояса, выделенного впервые А.Е. Ферсманом [18], С.С. Смирновым [16] и многими последующими исследователями, различались [3, 4, 13, 19 и др.] золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический рудные пояса. С учетом рудоносных структур Монголии, входя-

щих в Монголо-Охотский металлогенический пояс, намечаются Западно-Забайкальский пояс редкометального и флюоритового оруденения, Монголо-Охотский медно-молибденовый, Хэнтэйско-Даурский оловянно-вольфрамовый и Керулено-Аргунский полиметаллический и флюоритовый рудные пояса.

В Тувино-Монгольской металлогенической области можно выделить Сангиленский рудный район редкометально-редкоземельной минерализации, Хубсугульский фосфороносный бассейн, ареалы развития высокоглиноземистых щелочных изверженных пород.

Интересно, что в случае сопряжения и перекрытия металлогенических поясов и зон образуются полиформационные месторождения или месторождения с повышенной ролью элементов, характерных для других формационных типов. Например, молибден-полиметаллические месторождения и рудные узлы Восточного Забайкалья и Монголии, молибденовое оруденение Северо-Восточного Забайкалья, сульфосольные месторождения Западной Монголии с повышенной ролью меди и др.

Отдельные звенья этих крупных региональных металлогенических структур известны и описаны как рудные зоны, рудные районы и узлы. Их локализация обычно определяется сочетанием различных геологических факторов. В последние годы установлено существенное влияние на локализацию рудных узлов, особенно редкометальных, медно-молибденовых и других, разнонаправленных дизъюнктивов глубокого заложения (линеаментов), относимых к разряду секущих рудоконцентрирующих структур. Такие линеаменты в металлогеническом отношении проявляются различно. С одной стороны, они могут являться своеобразными порогами, ограничивающими латеральное распространение рудоносного магматизма, с другой — развивающиеся в области влияния линеаментов зоны высокой проницаемости могут выступать в качестве крупных рудоконцентрирующих структур, эффективно дренирующих глубинные уровни Земли.

Одной из наиболее отчетливо проявленных секущих структур такого типа является Трансазиатский линеамент, известный на территории Сибирской платформы как Таймыро-Байкальский. На территории Монголии он заметно ограничивает распространение на запад орогенных позднепалеозойских вулканоплутонических ассоциаций и практически служит западной границей развития мезозойских магматических образований.

В связи с этим эта зона выступает как своеобразная структура, ограничивающая распространение на запад позднепалеозойско-мезозойского оруденения целого ряда рудных формаций: медно-молибденовой, молибден-редкометально-вольфрамовой и редкометально-вольфрам-оловянной грейзеновых, флюоритовой гидротермальной и др. В пределах этой зоны локализуется редкометальная карбонатитовая минерализация. Одной из ветвей ее можно считать Эрдэнэт-Цагансубургинскую медно-молибденовую рудоконцентрирующую структуру.

Рудоконтролирующая роль более мелких поперечных структур четко проявлена в структурах байкалид на Енисейском кряже (Горевский, Вороговский и другие рудные узлы), в размещении полиметаллических и редкометальных месторождений Восточного Забайкалья, Салаирского кряжа, железорудных месторождений Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

Влияние поперечных структур на размещение редкометальных рудных узлов установлено в Горном и Монгольском Алтае, где субширотные гравитационные ступени контролируют размещение вольфрамоносных позднепалеозойских гранитоидных интрузивов (см. статью А.С. Борисенко и др. в настоящей книге). Аналогичная закономерность, но уже для мезозойского редкометального оруденения устанавливается в пределах Хэнтэйско-Даурского оловянно-вольфрамового пояса. Определенное влияние подобные поперечные структуры оказывают на размещение флюоритового оруденения в Восточной Монголии.

Мозаично-блоковое строение Южно-Сибирской провинции обусловило специфику геодинамического режима отдельных ее территорий и особенности их металлогенического развития. В результате в пределах металлогенических областей и зон форми-

руются рудоносные площади, характеризующиеся разным набором рудных формаций. Выделяются регионы моно- и полиэтапного металлогенического развития. В последнем случае не только отмечается совмещение оруденения различных геотектонических периодов и металлогенических эпох, но и создаются благоприятные предпосылки для регенерации ранней рудной минерализации, что имеет значение в проблеме источников рудного вещества и иногда предопределяет устойчивую металлогеническую специализацию отдельных структур и территорий.

Полиэтапность металлогенических процессов находит отражение в проявлении на одной площади или в единой структуре совмещенных разновозрастных рядов рудных формаций различного типа, выявление которых служит важным элементом металлогенического анализа и прогнозирования.

Южно-Сибирская металлогеническая провинция — характерный пример металлогенических провинций, связанных с длительным развитием полициклических межконтинентальных геосинклинальных поясов со сложной, многократной сменой геодинамических режимов и формированием полного набора структур геосинклинального, орогенного и активизационного типов и широким проявлением мантийных, мантийно-коровых и коровых рудогенерирующих процессов. Гетерогенность строения провинции обусловлена неоднократным чередованием деструктивных и аккреционных процессов, мозаично-блоковой структурой земной коры и неравномерным проявлением инициального, орогенного и внегеосинклинального магматизма. Все это привело к большому разнообразию формационных типов месторождений большинства видов полезных ископаемых и высокой металлогенической продуктивности провинции.

Литература

1. Андреев Г.В. Области многоэтапной активизации — перспективные рудоносные мегаструктуры. Новосибирск: Наука, 1986. 104 с.
2. Андреев Г.В., Шобогоров П.Ч., Игнатович В.И. Металлогения Саяно-Байкальской области многоэтапной активизации // Металлогения Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. Т. 1. С. 73—80.
3. Билибин Ю.А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья. Избранные труды. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 319—365.
4. Горжевский Д.И., Фогельман Н.А., Алехтрова Е.А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 231 с.
5. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
6. Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А., Оболенский А.А. и др. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 94—102.
7. Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И. и др. Некоторые итоги изучения эндогенных рудных формаций Сибири // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. С. 5—41.
8. Кормилицын В.С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Восточной Сибири // Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л.: Недра, 1968. С. 210—211.
9. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. 8. С. 275—303.
10. Кузнецов В.А. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. Новосибирск: Наука, 1988. 244 с.
11. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966. 156 с.
12. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И. и др. Основные черты эндогенной металлогении Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 114—128.
13. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
14. Нехорошев В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.
15. Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 194 с.

16. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья // Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 433–502.
17. *Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М.* и др. Меднорудные формации МНР. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
18. *Ферсман А.Е.* Монголо-Охотский металлогенический пояс // Поверхность и недра. 1926. № 3.
19. *Щеглов А.Д.* Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.

УДК 553.0 (571)

К.Р. Ковалев

РУДОНОСНОСТЬ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И РЕГЕНЕРАЦИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Решающая роль в формировании облика Центрально-Азиатского подвижного пояса, входящего в состав Евразийского вулканического пояса, протянувшегося на 15 000 км от Атлантического побережья Западной Европы до Тихого океана, принадлежит венд-кембрийской эпохе вулканизма. По масштабам проявления и металлогении эта территория может быть сопоставима со спрединговыми зонами современных океанов. Центрально-Азиатский пояс на западе ограничен Уральской складчатой системой, а на востоке — выходами палеозойских пород Шантарских островов в Охотском море. Впервые он был выделен на тектонической карте Евразии в 1965 г. [17]. В ряде последующих работ этот пояс описывается как Урало-Монгольский [11] и Казахстано-Охотский [15]. В пределах пояса, протянувшегося на 5000 км, выделяются западный Казахстанский сегмент, центральный, описываемый как собственно Центрально-Азиатский и включающий складчатое обрамление южного выступа Сибирской платформы, и восточный сегмент, охватывающий Монголо-Охотский складчатый пояс.

На площади пояса картируются венд-кембрийские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации, указывающие на существование на границе протерозоя и палеозоя протяженной системы вулканических сооружений и палеоокеанического бассейна [2, 3, 5, 6, 9, 14, 18]. Для собственно Центрально-Азиатского пояса В.В. Волковым [4] установлен окраинно-материковый характер нижнепалеозойских вулканических зон, проведена палеореконструкция нижнекембрийского вулканизма, выявлены основные его закономерности и выделены четыре типа вулканических зон — глубоководные, краевые (склоновые), шельфовые линейные и шельфовые брахиформные. Все это позволило автору воссоздать структурно-тектоническую картину пояса и предложить кинематическую характеристику крупных региональных разломов, определивших палеогеографическую картину региона.

Площадь палеобассейна на территории восточного и центрального секторов Центрально-Азиатского пояса отличалась сложным рельефом, обусловленным развитием эвгеосинклинальных зон на раздробленном гранитно-метаморфическом фундаменте байкалид. Развитие региона отвечает геосинклинальному режиму [9]. Геосинклинальные вулканогенные образования и вулканические структуры возникали в условиях растяжения континентальной коры, образования глубоководных рифтогенных впадин как на площади палеобассейна, так и в пределах шельфа и сопровождалась излиянием базальтоидных магм [4].

Венд-кембрийские вулканогенно-осадочные отложения установлены в Приамурье, Приохотье и на участке сближения Буреинского срединного массива с Алданским щитом на востоке Монголо-Охотской складчатой области, в Восточном и Западном Забайкалье, в Северной и Центральной Монголии, Восточном и Западном Саянах,

Кузнецком Алатау, Горном Алтае, на Салаирском кряже и в Туве. Внутренние зоны эвгеосинклиналей, отражающие места наибольшего растяжения и утонения континентальной коры и ее деструкции, почти повсеместно фиксируются зонами или поясами офиолитовых формаций. Эти шовные зоны создают первичный мозаичный скелет, к которому приспособляются все остальные структуры. В этих зонах характерно проявление вулканогенно-кремнистых отложений, базальтов, спилитов, гипербазитов. Наряду с ними на рассматриваемых территориях присутствуют вулканические формации сиалического и переходного типов, указывающие на переработку континентальной коры в сопряженных зонах.

По петрохимическим особенностям нижнепалеозойские вулканогенные породы принадлежат к нормально-щелочной серии с общей тенденцией повышения щелочности от глубоководных и краевых (склоновых) вулканических зон к шельфовым [4]. Мощности земной коры и степень проницаемости отражаются на значениях щелочных характеристик, содержании глинозема, меланократовости, кремнистости, соотношении окисного и закисного железа.

К венд-кембрийским формациям вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород тяготеют многочисленные месторождения и проявления железных, марганцевых, фосфорных, колчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд. Они формируются в различных палеотектонических и геодинамических обстановках, определяемых заложением доорогенных структур на достаточно пестром фундаменте и структурной эволюцией эвгеосинклиналей во времени и пространстве.

Преобладающий фемический профиль магматизма венд-кембрийской эпохи подверждается геохимической специализацией вулканитов и связанных с ними месторождений ряда троговых зон на кобальт, никель и ванадий.

В районе проявления вулканической деятельности можно выделить три типа структурно-формационных зон, отличающихся видом и масштабами магматизма, характером осадконакопления и рудоотложения: внутренние, переходные и краевые зоны эвгеосинклинали. В целом они соответствуют трем палеотектоническим областям в поперечном разрезе вулканических геосинклинальных зон, выделенным Л.П. Зоненшайном [9]: внутренней, промежуточной и внешней. Первые две являются непосредственными структурными элементами эвгеосинклиналей, а третья, внешняя, затрагивается геосинклинальными процессами косвенно. По В.В. Волкову [4], первые отвечают собственно внутригеосинклинальным прогибам, заложенным на блоках с редуцированным складчатым фундаментом, вторые — консолидированным блокам с мощным складчатым фундаментом, образующим подвижный шельф или внешнюю периферическую часть геосинклинали, третьи — обстановке материкового шельфа с равнинным рельефом.

Внутренние зоны эвгеосинклинали характеризуются корой океанического типа, развитием вулканогенных спилит-диабазовых кремнисто-сланцевых и хемогенных карбонатных формаций, отражающих ранние стадии эвгеосинклиналей. В целом это протяженные узкие троговые зоны, контролируемые крупными разломами, раскрытие которых приводило к трещинному излиянию магм. Металлогения таких зон ограничивается развитием горизонтов железистых кварцитов, колчеданной пирит-пирротиновой и медной минерализацией метасоматического или гидротермально-осадочного типа в основных вулканах и кремнистых осадках. Отмечается присутствие самородной меди с цеолитами в диабазовых порфиридах. К этим зонам иногда тяготеют граувакковые формации и тефротурбидиты с медной минерализацией.

В качестве характерных примеров можно назвать Хемчикскую и Куртушибинскую структурно-формационные зоны в Туве, Джидинскую в Западном Забайкалье, Северо-Саянскую, Борусскую и Южный склон в Западном Саяне, Бийско-Катунскую на Северном Алтае и Южном Салаире, Внутреннюю зону в Кузнецком Алатау, Тукурингский горст-антиклинорий в Среднем Приамурье, Тайметскую в Горношорско-Телецкой зоне, Озерную, Идэро-Джидинскую, Баянхонгорскую в Монголии.

Переходный тип структурно-формационных зон отличается несколько иным профи-

лем магматизма и металлогении. К ним относятся формации переходных геосинклинальных зон от глубоководных океанических впадин к шельфу, внутрисинклинальных поднятий в эвгеосинклинальных зонах, прибортовых рифтогенных систем, краевых зон срединных массивов, в разной степени отражающих процессы вовлечения в переработку континентальной коры, формации зрелых стадий эвгеосинклиналей. Для них характерны андезит-базальтовые или контрастно и последовательно дифференцированные базальтоидные комплексы с более сиалическим профилем магматизма.

В палеогеографическом отношении это внутренние и краевые островодужные хребты или брахиформные вулканические зоны, часто с постройками центрального типа, иногда с надводным характером вулканизма. Отмечается большая контрастность палеорельефа, обусловленная сочетанием глубоководных троговых впадин и рифтогенных карбонатных построек, и широкое развитие вулканомиктовых, туфогенно-терригенных турбидитовых и олистостромовых формаций.

Примерами таких зон со стратиформным гидротермально-осадочным или синхронным вулканизму гидротермально-метасоматическим железорудным, марганцевым, колчеданным, колчеданно-полиметаллическим, фосфорным и полиметаллическим оруденением могут служить Джагдинская структурно-формационная зона на крайнем востоке Монголо-Охотского пояса, Удино-Витимская в Западном Забайкалье, Сисим-Казырский синклиниорий в Восточном Саяне, Улугойская и Ондумская зоны в Восточной Туве, Терсинско-Усинская в центральной части Кузнецкого Алатау, Кондомская и Тельбеская в Горной Шории, Абакано-Анзасская на северном склоне Западного Саяна, Хмелевско-Аламбаевская на Салаире.

К краевым структурно-формационным зонам в рассматриваемом подвижном поясе относятся области с существенно мелководными терригенными и карбонатными, часто доломитовыми, карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными формациями. Они накапливаются в миогеосинклинальных и шельфовых зонах, в краевых прогибах по периферии платформ и жестких срединных массивов и на самих массивах и латерально удалены от внутренних вулканических зон. Иногда в них проявлен субэвральный вулканизм. В вертикальном ряду эвгеосинклинальных зон аналогичные формации занимают самые верхние части геосинклинальных разрезов. Формирование стратиформного оруденения и геохимических аномалий происходит на больших площадях. В этих условиях образуются месторождения и рудопроявления железа, марганца, фосфора, свинца, цинка, бокситов в металлогенических зонах Прихубсугуля в Монголии, Боксон-Сархойского района в Восточном Саяне, Шорско-Батеневской выступа в Кузнецком Алатау, Известняковой геосинклинали к северо-западу от Джидинско-Витимской эвгеосинклинали, Амуру-Мамынского выступа Буреинского массива, обрамления Хингано-Буреинского массива, Приаргунского полиметаллического пояса, Манского прогиба в Восточном Саяне.

Эндогенные рудообразующие процессы рассмотренных зон прямо или косвенно связаны с проявлениями базальтоидного вулканизма венд-кембрийского времени. В зависимости от палеотектонических обстановок, характера эволюции эвгеосинклиналей формируются пространственные и временные ряды рудных формаций. Классический ряд условно может быть представлен в следующем виде: медноколчеданная ± самородной меди ± железистых кварцитов ± колчеданная → железокисная магнетитовая в карбонатно-кремнисто-туфогенных фациях ± колчеданно-полиметаллическая → марганцевая ± гематитовая в карбонатных фациях ± фосфорная в карбонатно-кремнистых фациях ± свинцово-цинковая в карбонатных фациях. В отдельных зонах встречается достаточно полный набор рудных формаций рассмотренного ряда, в других — лишь отдельные звенья; недостающие либо еще не вскрыты, либо отсутствуют в силу специфики тектонического и геологического развития региона.

Гидротермально-осадочные руды различных минеральных типов часто тесно сопряжены в пространстве и во времени, что подчеркивалось многими исследователями. Наглядным примером этого может служить Удино-Витимская структурно-формационная зона в Западном Забайкалье. Наиболее интересным здесь представляется Озернинс-

кий останец нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород, где в парагенезисе отмечаются гидротермально-осадочные гематитовые, магнетитовые, колчеданные, сидеритовые, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды. Различие палеогеографических, фациальных и физико-химических условий позволяет выделить в районе четыре типовые обстановки гидротермально-осадочного рудоотложения: железоокисных, сульфидно-железоокисных, сульфидно-малосернистых и сульфидно-железокарбонатных фаций [12]. Процессы рудоотложения здесь ограничены относительно небольшой площадью и глубиной (1700 м).

В поперечном разрезе эвгеосинклинальных зон можно наметить некоторое изменение фациальности рудоотложения — понижение колчеданности от проксимальных к дистальным фациям и смену сульфидных форм отложения рудного вещества в вулканогенных зонах малосернистыми, окисными, карбонатными в существенно терригенных и карбонатных фациях. Изменяется и изотопно-геохимическая характеристика руд. На примере Озернинского останца нами выявлены следующие закономерности. В фациях, приближенных к вулканическим очагам, сера колчеданных и сульфидно-железоокисных руд имеет изотопный состав, близкий к метеоритной, с незначительными отклонениями. Сера гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд с повышенной галенитовой и сфалеритовой составляющими, приуроченных к вулканомиктовым, терригенно-карбонатным и карбонатным породам, имеет устойчивый утяжеленный состав. Из этого следует, что в фациях, пространственно и во времени удаленных от вулканических очагов, происходит утяжеление эндогенной серы за счет серы морской воды. Утяжеленный состав отмечается почти для всех полиметаллических месторождений в карбонатных толщах внешних зон эвгеосинклиналей. Подобная изотопно-геохимическая модель ранее рассматривалась Н.М. Заири [7] для месторождений колчеданоносных формаций.

При выявлении общих закономерностей металлоносности венд-кембрийского вулканизма нетрудно отметить также существование региональной геохимической и металлогенической особенностей отдельных провинций, в той или иной степени специализированных на фосфор, свинец, цинк, медь, марганец, железо и другие элементы. Формирование их, очевидно, обусловлено как глубиной геохимической неоднородностью мантийного вещества, являющегося источником базальтоидов, так и взаимодействием его с породами континентальной коры, химизмом вулканогенных пород и характером их дифференциации.

Тип вулканизма и металлогения венд-кембрийской эпохи восточного и центрального сегментов Центрально-Азиатского подвижного пояса находят полную аналогию в Казахском сегменте. Особенности его рассматривались в работах Л.П. Зоненшайна [9], Г.Н. Щербы и др. [15], Т.Н. Херасковой [18], А.А. Абдулина и др. [1] и многих других исследователей Казахстана. Они заключаются в широком развитии на территории Центрального, Северного и Южного Казахстана базальтоидных вулканических формаций, офиолитовых поясов и синхронных, часто парагенетически связанных рудных формаций железных, марганцевых, фосфорных, колчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, полиметаллических, баритовых, ванадиевых и бокситовых месторождений.

Многие элементы модельных обстановок рудоотложения и геохимической специализации базальтоидного магматизма венд-кембрийской эпохи отмечаются в современных вулканических системах Срединно-Атлантического хребта, Восточно-Тихоокеанского поднятия или Красноморской рифтовой системы. Близость древних и современных процессов рудообразования подчеркивали многие исследователи [10, 16, 18]. Рассматриваемая эпоха, так же как и современная, продуктивна на железо, цинк, медь, фосфор и марганец при геохимическом повышенном фоне никеля, кобальта, бария, серебра, мышьяка и других элементов.

В пределах пояса отмечаются обстановки рудоотложения: 1) сходные с современным рудонакоплением в срединно-океанических хребтах и отдельных подводных вулканах, в устьевых зонах гидротермальных эксгаляций; 2) в локальных троговых структурах,

наподобие Красноморской впадины с полной разгрузкой гидротерм в одном месте; 3) гидротермально-осадочного рудоотложения со значительным переносом, перераспределением и дифференциацией вещества на больших площадях Тихоокеанского поднятия с железо-марганцевым и фосфорным оруденением. Древними эталонами рудонакопления в условиях 1-й обстановки могут служить метасоматические залежи массивных и прожилково-вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд в вулканитах Кызыл-Таштыгского рудного поля в Восточной Туве и метасоматические вкрапленно-прожилковые и гидротермально-осадочные медноколчеданные руды в спилит-диабазовых толщах на месторождении Тесиктас в Центральном Казахстане; 2-й обстановки — железоокисно-сульфидные гидротермально-осадочные руды Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье [12]; 3-й обстановки — железо-марганцевое, фосфорное и бокситовое оруденение Прихубсугуля и Боксон-Сархойской металлогенической зоны.

Стратиформный тип оруденения в виде гидротермально-осадочных или синхронных вулканизму гидротермально-метасоматических руд, проявленный на ранней геосинклинальной стадии развития ранних каледонид, в значительной степени определил металлогеническую продуктивность более поздних орогенных этапов. В раннекаледонскую эпоху складчатости и в более позднее время венд-кембрийские отложения были смяты, прорваны интрузиями, а затем деструктурированы на этапах тектогенеза и мезозойской тектоно-магматической активизации, особенно широко проявившейся в центральном и восточном сегментах подвижного пояса, непосредственно окаймляющих южную окраину Сибирской платформы. При этом рудное вещество рудоносных венд-кембрийских формаций претерпело неоднократную регенерацию. Наименьшие изменения оно испытало при процессах дислокационного и динамотермального метаморфизма. В участках проявления магматической и гидротермально-метасоматической деятельности формировалась обширная группа скарновых и жильных железорудных, медных, полиметаллических и других месторождений.

Помимо главных элементов — железа, марганца, фосфора, меди, свинца, цинка, возможно вовлечение в процесс регенерации малых элементов, которые образуют локальные геохимические аномалии в отдельных рудных полях и месторождениях, — бора, бария, сурьмы, мышьяка, молибдена и др. Процессы экстракции и последующей концентрации в благоприятных условиях способствуют формированию рудопроявлений и месторождений этих элементов как в пределах рудоносных толщ, так и в более высоких структурных этапах. Следует отметить также, что метаморфизм первичных рудоносных формаций в широком понимании приводит, с одной стороны, к разубоживанию стратиформного оруденения, а с другой — к локальной концентрации отдельных элементов, облагораживанию и специализации оруденения за счет значительной дифференциации вещества.

Примером частичной трансформации первичного оруденения может служить Озернинский и другие останцы в Удино-Витимской структурно-металлогенической зоне, где в результате локального динамотермального метаморфизма, внедрения разновозрастных интрузий и гидротермально-метасоматической деятельности первичные гидротермально-осадочные руды и вмещающие вулканогенно-осадочные породы претерпели преобразования с широким проявлением разномасштабных процессов дифференциации вещества. Здесь характерно сочетание стратиформного оруденения с марганцево-железными, медными, полиметаллическими месторождениями и развитием скарновой и жильной формаций. Для типичного Озернинского рудного района с таким полигенным оруденением нами предложена сингенетично-регенерационная модель [13].

Другими примерами районов с полигенным оруденением в пределах рассматриваемых сегментов подвижного пояса ранних каледонид являются Приаргунский полиметаллический пояс с железным и полиметаллическим оруденением, классические скарновые месторождения железа с реликтами стратиформных железных руд в Кондомском и Тельбеском районах Горной Шории, Терсинском районе Кузнецкого Алатау, Сисим-Казырском районе в Восточном Саяне и Анзасском в Западном Саяне, а также отдельные проявления скарновой полиметаллической и скарновой железоруд-

ной минерализации в полях венд-кембрийских отложений Приамурья, Восточной Тувы, Алтая и Монголии.

Существуют представления о метаморфогенно-метасоматическом формировании некоторых апатитовых месторождений Забайкалья за счет первичных стратиформных фосфатоносных концентраций [8].

Таким образом, венд-кембрийская эпоха вулканизма была одной из продуктивных в металлогеническом отношении для всего Центрально-Азиатского подвижного пояса. Скарновые, гидротермальные, метаморфогенно-метасоматические рудопроявления и месторождения в полях распространения венд-кембрийских формаций во многих случаях служат индикатором первичного стратиформного оруденения. Это в какой-то мере решает также вопрос об источнике металлов для регенерированных месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдулин А.А., Шлыгин А.Е., Жуков П.К.* Основные черты металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса // Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата, 1983. Т. 1. С. 46–57.
2. *Беличенко В.Г.* Каледониды байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.
3. *Власов Г.М.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей Восточно-Азиатского типа // Тихоокеанский научный конгресс. Комитет В. Секция В-11. М., 1979. С. 10–12.
4. *Волков В.В.* Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 193 с.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. 239 с.
6. *Додин А.Л.* Основные черты тектонического строения каледонид юга Сибири // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. С. 198–206.
7. *Заири Н.М.* Геолого-генетические изотопно-геохимические модели месторождений колчеданосных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. Т. 2. С. 28–29.
8. *Залуцкий В.В.* Стратиформные месторождения апатита Забайкалья (по данным палеотектонических реконструкций) // Стратиформные месторождения. Чита, 1982. С. 90–99.
9. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 239 с.
10. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
11. *Муратов М.В.* Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18.
12. *Ковалев К.Р.* Закономерности вулканогенно-осадочного рудообразования в Еравнинском рудном районе (Западное Забайкалье) // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. С. 135–150.
13. *Ковалев К.Р., Бусленко А.И.* Сингенетично-регенерационная модель образования полигенных сульфидных полиметаллических и железорудных месторождений Западного Забайкалья // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 70–84.
14. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7–41.
15. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Г.Н. Щерба, Н.П. Сенчило, В.В. Степанов и др. Алма-Ата: Наука, 1983. 239 с.
16. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 159 с.
17. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1965. 487 с.
18. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 247 с.

А.А. Оболенский, Н.С. Зайцев, В.И. Сотников, В.И. Коваленко,
П.В. Коваль, М. Жамсран, Ж. Лхамсурен, А.С. Борисенко,
А.П. Берзина, В.В. Ярмолюк

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

Металлогенические исследования территории Монгольской Народной Республики раскрывают не только важнейшие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых этой страны, но и вносят существенный вклад в понимание общих закономерностей формирования металлогении Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, позволяют с единых позиций рассмотреть этапы тектонического развития, последовательность и особенности проявления метаморфизма, магматизма и эндогенного рудообразования в основных структурных элементах Монголии и сопредельных регионов Восточного Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области, Западного и Восточного Забайкалья разработать общую схему металлогенического районирования этого крупного внетриконтинентального подвижного пояса. Положительное влияние на понимание режимов геодинамики и смену стилей тектонического развития геологических структур на территории МНР и прилегающих регионов Советского Союза оказало обобщение материалов и дальнейшее развитие взглядов на тектонику и историю геологического развития всего Азиатского континента и Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса как важнейшей глобальной структуры [2, 5, 7, 9].

Значительный прогресс в познании тектонического строения и истории геологического развития Азиатского континента в целом и Центрально-Азиатского подвижного пояса способствовал расшифровке сложной современной покровно-глыбово-складчатой структуры территории Монголии. Выполненные обобщающие работы по тектонике, геологическим, магматическим, метаморфическим и рудным формациям создали предпосылки для успешного использования принципов формационного анализа в установлении главных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, условий их локализации и прогнозирования. Важным элементом проведенного металлогенического анализа явилась разработка вопросов геоисторической металлогении Монголии, выделение основных геодинамических этапов развития тектонических структур и соответствующих им металлогенических эпох, выяснение их специфики. Существенную роль в решении этих вопросов сыграли специальные металлогенические исследования, выполненные на базе рудно-формационного анализа, и составление полиметалльных металлогенических карт масштаба 1:1 500 000 на важнейшие для МНР виды минерального сырья [3, 4, 8].

В последовательности формирования геологических структур Монголии выделяются семь главнейших эпох и этапов, различающихся режимом геодинамики и стилем тектонического развития, одновременно рассматриваемых в качестве металлогенических эпох: древнейшая, архейско-нижнепротерозойская — этап формирования "дорифейской" кристаллической протокры; позднепротерозойская (рифейская) эпоха заложения и развития вулканогенных троговых структур ("прообразов" геосинклинальных прогибов) и дальнейшего наращивания гранитно-метаморфического слоя за счет гранитизации; раннекаледонский (салаирский) этап зарождения и развития эвгеосинклинальных прогибов и миктогеосинклиналей; позднекаледонский этап формирования флишевых геосинклинальных прогибов салаирско-каледонской эпохи; герцинская эпоха развития эвгеосинклиналей Южной Монголии и наложенных моногеосинклинальных прогибов в пределах каледонид Северной Монголии; эпоха позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации — формирования сводовых поднятий, их деструкции и заложения рифтогенных прогибов и впадин, выполненных вулканогенно-осадочными породами; кайнозойская эпоха проявления неотектоники и рифтогенеза.

В результате длительного и направленного процесса развития земной коры на терри-

тории Монголии сформировалась сложная покровно-глыбово-складчатая структура, состоящая из разнородных тектонических элементов — структурно-формационных зон, которые являются основными структурно-металлогеническими зонами. Разделяющие их глубинные разломы нередко выделяются как самостоятельные линейные металлогенические зоны. Поскольку зоны глубинных разломов, как правило, являются структурами длительного, многоэтапного развития, подобные линейные металлогенические зоны также оказываются структурами сложного металлогенического профиля, сочетающими металлогению разных эпох, например раннегеосинклинального этапа (хром, платиноиды, асбест, тальк) и этапа мезозойской активизации (Ni, Co, As, Au, Ag, F, Hg), орогенного и активизационного этапов и т.д.

Металлогенический профиль структурно-металлогенических зон определяется закономерным сочетанием или парагенезисом рудных формаций, которые для целей металлогенического анализа объединяются в генетические ряды (рудные комплексы) и металлогенические серии. Выделение генетических рядов рудных формаций и металлогенических серий является основой проведенного регионального металлогенического анализа. Последовательный региональный металлогенический анализ предусматривает выделение ведущих рудных комплексов и металлогенических серий рудных формаций, представляющих собой последовательную совокупность рудных комплексов в рамках одной металлогенической эпохи (этапа). Важно установление характера их связей с геологическими формациями, среди которых различаются рудогенерирующие, рудовмещающие, рудоносные, рудообразующие. Рудный комплекс является результатом (продуктом) эволюционного развития конкретной эндогенной динамической рудообразующей мегасистемы определенного класса и группы (магматической, плутоногенной, вулканогенной, интрателлурической, метаморфической и т.д.) и реализуется в виде генетического ряда рудных формаций [1].

Изложенные выше принципы послужили основой выполненного металлогенического районирования территории МНР, геосторического анализа и выделения важнейших рудных комплексов, разработки специальной (пометальной) металлогении. В результате проведенных исследований общая схема металлогенического развития территории Монголии представляется следующей (см. таблицу).

Металлогения докембрийских блоковых поднятий определяется развитием формации железистых кварцитов, керамических и мусковитовых пегматитов, выявленных в последние годы стратиформных шеелитовых залежей в породах гранат-амфиболитовой фации метаморфизма (Цельское, Бодончи-Уэнчское и др.), апатит-титаномагнетитовой рудной формации в связи с массивами габбро-анортозитов (Ходжулингольский массив).

Слабее изучена металлогения древних зеленокаменных прогибов Северной Монголии, в которых вероятно проявление железо- и золоторудной, а также колчеданно-полиметаллической вулканогенно-гидротермальной минерализации.

Металлогения раннекаледонских (Озерная, Идеро-Джидинская, Баянхонгорская, Эрен-Дабанская, Керуленская) и герцинских эвгеосинклиналей (Южно-Монгольская) определяется развитием офиолитовых комплексов со свойственным этим зонам фемическим профилем минерализации. Развита хромитовая, медно-никелевая (с платиноидами), асбестовая, тальковая, нефритовая формации. С комплексами плагιοгранитов проявлены магнетитовая скарновая и золото-скарновая рудные формации. С офиолитовыми комплексами в Озерной, Ихэ-Богдинской и Баянхонгорской зонах возможно развитие оруденения медноколчеданной формации (кипрского типа), в Идеро-Джидинской зоне с вулканогенно-терригенно-карбонатными комплексами более вероятно нахождение колчеданно-полиметаллической гидротермально-осадочной рудной формации (озернинского типа).

Металлогения каледонских миегеосинклиналей крайне скудна и представлена рассеянной редкометальной минерализацией в связи с гранитными батолитами. Определенный интерес в металлогеническом плане представляет активизированная окраина каледонид по аналогии с Рудно-Алтайской зоной на территории СССР.

Орогенная металлогения герцинид более разнообразна. Повышенной рудоносностью

Металлогенические эпохи и рудные формации Монголии

Рудная формация	Архейско-нижне-протерозойская	Рифейская	Салаирская	Каледонская	Герцинская	Мезозойская	Кайнозойская
Шеелитовая стратиформная	—						
Железистых кварцитов	—						
Апатит-титаномагнетитовая	—						
Мусковитовая пегматитовая	+	—					
Керамических пегматитов	+	—					
Редкометалльная пегматитовая	—	—		—	+	+	
Бокситовая диаспоровая		+					
Дистен-силлиманитовая		+					
Фосфоритовая			+				
Колчеданно-полиметаллическая			—		—		
Хромитовая			+		+		
Асбестовая			+		+		
Тальковая			+		+		
Магнетитовая скарновая			+		+		
Золото-скарновая			+				
Золото-сульфидно-кварцевая			+	+	+	+	+
Золото-кварцевая		—			+	+	
Кварц-вольфрамитовая				—	+		
грейзеновая							
Медных песчаников					—	—	
Медно-молибденовая					+	+	
Вольфрамит-касситерит-кварцевая					—	+	
Касситерит-силикатная						+	
Касситерит-сульфидная					?	+	
Свинцово-цинковая гидротермальная						+	
Флюоритовая гидротермальная						+	
Золото-серебряная						—	
Серебро-сульфосольная						+	
Ртутная						+	
Редкоземельно-флюоритовая						+	
Цеолитовая						+	
Пироп-хризолитовая							+
Золотоносных россыпей							+

Рудные формации: + — промышленные, — — перспективные.

отличаются наложенные прогибы — моногеосинклинали и орогенные вулканические пояса. В Алтайской зоне с гранитоидами карбона—перми связана молибден-редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая рудная формация. Особенно важны периоды орогенного развития герцинид и позднепалеозойско-раннемезозойской активизации, когда в связи с вулканоплутоническими ассоциациями карбона—перми в Южно-Монгольском и пермо-триаса в Центрально- и Северо-Монгольском поясах проявилось оруденение медно-молибденовой формации (Эрдэнэтуин-Обо, Цаган-Субурга и др.), концентрирующееся в протяженных секущих структурах дислокаций глубокого заложения.

Процессы рудообразования интенсивно развивались в мезозойскую эпоху синхронно с тектоно-магматической активизацией, охватившей всю территорию Монголии, но проявились они по-разному. С формированием сводовых поднятий раннемезозойского периода активизации и внедрением гранитоидных массивов сопряжены оловянная, вольфрамовая, молибденовая, золоторудная и редкометалльная минерализация. Наибольший интерес представляют формации танталосных гранитов и пегматитов, онгонитовая, касситерит-сульфидная, касситерит-силикатная, вольфрамит-касситерит-кварцевая, вольфрамит-кварцевая, фенакит-флюорит-бертрандитовая, редкоземельно-редкометалльная и др.

Со структурами позднемезозойского рифтогенеза, сложенными эффузивно-осадочными толщами, и щелочно-базальтоидной магматической формацией ассоциирует своеобразный эпitherмальный рудный комплекс, включающий важнейшую в промышленном отношении флюоритовую гидротермальную формацию, проявления золото-серебряной, серебро-сульфосольной и ртутных рудных формаций. В Северо-Западной Монголии установлена своеобразная ферберит-антимонитовая минерализация. В вулканогенных впадинах с широким развитием пород цаганцабской свиты открыты залежи цеолитов. В Центрально-Гобийской зоне в связи со щелочно-ультрасосновой формацией позднего мезозоя проявлен редкометалльно-редкоземельный карбонатитовый комплекс с флюоритом. В кайнозойских щелочных базальтоидах (трубки взрыва) присутствуют ювелирные хризолиты и пиропы (Шаварын-Царам и др.).

Главной особенностью эндогенной металлогении Монголии является длительное, многоэтапное развитие рудообразования, что нашло отражение в разнообразии генетических групп и рудных формаций, проявленных в различных металлогенических структурах: на ранних этапах важная роль принадлежит метаморфогенным и стратиформным образованиям; в дальнейшем возрастает значение гранитоидной металлогении, что обусловлено общей континентализацией земной коры и формированием гранитно-метаморфического слоя. Продуктивность позднепалеозойско-мезозойской металлогенической эпохи связана с проявлением дейтероорогенеза, ранняя стадия которого выразилась в формировании верхнепалеозойско-нижнемезозойских вулканоплутонических поясов и сводовых поднятий, а поздняя, верхнемезозойская, — в развитии рифтогенеза и проявлении базальтоидного, щелочно-базальтоидного и щелочно-ультрасоснового магматизма.

Рассмотренная схема металлогенического развития территории Монголии предопределяет основные принципы ее металлогенического районирования. Как уже отмечалось, каледонские и каледонско-герцинские структуры Северной Монголии являются составной частью складчатого обрамления Сибирской платформы, а ее отдельные структурно-металлогенические элементы органично входят в единые металлогенические пояса и области Южно-Сибирской металлогенической провинции, строение и характеристика которой приведены в настоящей книге (см. статью В.И. Сотникова и др.). Важнейшими металлогеническими единицами для Северной Монголии являются Кузнецко-Алтайский и Монголо-Охотский металлогенические пояса, определяющие основную рудную специализацию этой территории и положение ведущих рудных поясов: Монголо-Алтайского редкометалльного, Кузнецко-Алтайского ртутного, Делюно-Юстыдской и Цаган-Шибетинской зон серебро-сульфосольной минерализации; Монголо-Охотского медно-молибденового, Северо-Хэнтэйско-Шилкинского золоторудного, Хэнтэй-Даурского оловянно-вольфрамового, Керулено-Аргунского полиметаллического и флюоритового и других поясов и зон. Менее исследована часть Тувино-Монгольской металлогенической области в Северной Монголии, где детально изучен Хубсугульский фосфоритоносный район, выделены ареалы высокоглиноземистых щелочных изверженных пород и неясны перспективы выявления докембрийской рудной минерализации эпох тектоно-магматической активизации.

Герцинские структуры Южной Монголии являются восточной частью Зайсанско-Южномонгольского металлогенического пояса. В этой металлогенической еще слабо изученной структуре выделяются Южно-Монгольская медно-молибденовая зона, сопряженная с позднепалеозойским вулканоплутоническим поясом; Нукут-Дабанская редкометалльная зона в структурах активизации древних выступов Юго-Восточной Монголии; Бодончин-Уэнцкая зона керамических и мусковитовых пегматитов в метаморфических породах докембрия Монгольского Алтая; Солонкерская ртутная зона в хребте Тото-Шань и др.

Наиболее полное отражение эволюция отдельных металлогенических структур находит в последовательном формировании месторождений различных рудных формаций с накоплением какого-либо одного элемента (или группы элементов), отражающих ее геохимическую специфику.

Совокупность таких рудных формаций, проявленных на разных этапах геологического развития металлогенической структуры, может быть охарактеризована как металлогенический ряд рудных формаций. Примерами таких металлогенических рядов могут служить пространственно совмещенные рудные формации: в Монголо-Алтайском редкометальном поясе — шеелитовая стратиформная (метаморфогенная) → вольфрамовая скарновая → молибден-редкометальная грейзеновая → сурьмяно-вольфрамовая; в Монголо-Охотском медно-молибденовом поясе — медистых песчаников и сланцев → медно-никелевая (в габброидах) → медно-скарновая → медно-молибденовая → самородной меди; в Северо-Хэнтэйско-Шилкинском золоторудном поясе — золото-мышьяковая в черных сланцах → золото-скарновая → золото-кварцевая → золото-сульфидно-кварцевая → золото-серебряная. Подобные ряды могут быть приведены и для железорудных, полиметаллических и других месторождений.

Металлогенические ряды являются отражением потенциальной рудоносности структур на определенные виды полезных ископаемых и характеризуют их металлогеническую специализацию. В проявлении металлогенических рядов рудных формаций реализуется "консервативность" металлогении, выявленная В.И. Смирновым [6] при геологическом подходе к металлогеническому анализу структур земной коры.

Геоисторический подход к рассмотрению металлогении Монголии, ее анализ с позиций общего развития внутриконтинентального Центрально-Азиатского металлогенического пояса и его главных элементов — Южно-Сибирской металлогенической провинции и Зайсанско-Южномонгольского пояса, унаследованный характер геохимического профиля эндогенной минерализации в отдельных металлогенических поясах и зонах со сложной неоднократной сменой геодинамических режимов формирования структур, проявлением мантийных, мантийно-коровых и коровых магмо- и рудогенерирующих процессов позволяют более полно раскрыть особенности развития металлогенических процессов в ходе длительного геологического развития структур территории МНР и выявить определяющие закономерности размещения и локализации в них месторождений полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.И., Шарпов В.Н. Рудные формации и геологические модели в теории рудообразования и металлогении // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 3–10.
2. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б., Нагибина М.С. Тектоника Монголии // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 33–42.
3. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И. и др. Основные черты эндогенной металлогении Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 114–127.
4. Металлогения Монгольской Народной Республики. Новосибирск, 1985, 1986.
5. Смирнов В.И. Особенности металлогении Урало-Монгольской геосинклинально-складчатой области // Геология руд. месторождений. 1983. № 6. С. 3–9.
6. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // 27-й МГК. Доклады. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 3–10.
7. Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 182 с.
8. Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. 204 с.
9. Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г. Основные проблемы тектоники Азии // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 3–10.

А.С. Борисенко, В.А. Скуридин, В.Л. Лебедев, Р.В. Оболенская,
Ю.К. Березиков, В.А. Говердовский

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНОГО РАЙОНА ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДА МОНГОЛИИ

Юго-восточная часть Горного Алтая и прилегающие к ней районы Северо-Западной Монголии расположены на сопряжении нескольких разновозрастных площадных структурно-формационных зон [8,13, 28] — салаирские структуры Бийско-Катунской зоны смыкаются с наиболее молодыми герцинскими структурами Ануйско-Чуйской зоны. С севера и юга эти структуры симметрично обрамляются каледонидами Западно-Саянской (Телецкой) и Чарышско-Теректинской зон. Границами между ними служат крупные, прослеживающиеся на сотни километров глубинные разломы — Курайско-Кобдинский, отделяющий в пределах Горного Алтая салаирские структуры от каледонид Западно-Саянской зоны; восточная ветвь Чарышско-Теректинско-Толбонурского разлома и Актуринский региональный разлом, разделяющие герциниды Ануйско-Чуйской зоны и каледонские структуры Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов. На крайнем юго-востоке Горного Алтая структуры Чарышско-Теректинской зоны переходят в структуры Алтайской (Монголо-Алтайской) зоны. Алтайская каледонская складчатая зона — миогеоантиклиналь, оформившаяся как поднятие при инверсии миогеосинклинального прогиба в ордовике. Характерно, что эта структура развивалась на коре континентального типа уже со среднего кембрия (?). Зона расположена в западной части описываемого региона и рассматривается как юго-восточная часть Чарышско-Теректинского антиклинория Горного Алтая. На орогенном этапе развития Алтайской зоны в ее восточной части сформировался крупный Делюно-Юстыдский моногеосинклинальный прогиб [8, 9]. Эта линейно вытянутая приразломная структура прослеживается почти на 500 км при ширине 30—50 км. Восточная окраина прогиба ограничена Кобдинским, а западная и юго-западная — Толбонурским разломами. Кобдинский разлом отделяет Алтайскую зону от Хархиринской позднекаледонской складчатой зоны; последняя является структурой миктогеосинклинального типа, сформировавшейся на коре переходного типа в венд-кембрийское время. Хархиринская зона расположена между Алтайской и Цаган-Шибетинской зонами и на северо-западе смыкается со структурами Западно-Саянской зоны.

Важнейшая роль в тектоническом развитии района юго-восточного Алтая и Северо-Западной Монголии, в расчленении этой территории на неоднородные крупные блоки на ранних этапах формирования основных структурных элементов и в последующей эволюции тектонического развития и становления земной коры принадлежала глубинным разломам. По своему положению они в основном относятся к типу внутригеосинклинальных граничных и межглыбовых разломов. Принадлежность к тому или другому типу предопределяет и их другие важные характеристики: время заложения, глубину проникновения, длительность развития и в конечном итоге закономерности локализации в них магматических образований и рудных месторождений, совокупность которых позволяет рассматривать зоны глубинных разломов как линейные металлогенические зоны сложного профиля [25, 26].

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В юго-восточной части Горного Алтая и Северо-Западной Монголии отчетливо выделяются две формы проявления магматизма: линейные пояса в пределах зон глубинных разломов и площадные ареалы внутри структурно-формационных зон.

Зоны глубинных разломов характеризуются разновозрастным магматизмом, свойственным им как структурам глубокого заложения. Наиболее типичны для таких зон древние (C_{1-2}) линейные гипербазитовые пояса: Курайский, на юго-востоке продол-

жающийся в Кобдинском поясе; Толбонурский — юго-восточное звено Теректинского пояса Горного Алтая; Цаган-Шибетинский и Дзабханский [30, 31]. Массивы и линзовидные тела серпентинитов, слагающие пояса, относятся к гипербазитовой формации, образовавшейся на раннем геосинклинальном этапе развития зоны.

Вслед за гипербазитами происходило внедрение массивов габбро-пироксенитов (междуурькский комплекс в Курайской зоне) [33]. Они также приурочены к зоне глубинного разлома и имеют удлиненную форму, согласную с общим простираем тектонических структур. Массивы прорывают отложения нижнего—среднего кембрия; в более молодых толщах кембрия и кембро-ордовика они не известны. По петрографическим особенностям пород и размещению массивов в тектонической структуре междуурькский комплекс является аналогом габбро-пироксенитового комплекса Горного Алтая [13] и относится к габбро-пироксенит-дунитовой формации основного эвгеосинклинального ряда [16].

Большое сходство обнаруживают каледонские магматические проявления вдоль структурных швов Курайско-Кобдинского, Чарышско-Теректинско-Толбонурского и Цаган-Шибетинского глубинных разломов. В связи с формированием флишеидных прогибов и накоплением мощных обломочных толщ в зонах, прилегающих к глубинным разломам, в участках наиболее интенсивного прогибания и в областях сгущивания фундамента формируются мощные зоны смятия, метаморфизма, гранитизации и гранитообразования. В юго-восточной части Горного Алтая образования подобного типа выделены в кубадринский и бугузунский комплексы [21, 22, 33]. Массивы комплексов расположены вдоль зон разломов и ориентированы согласно простираю вместиющих толщ. В плане тела имеют удлиненную форму и своеобразное строение в виде чередующихся зон (полос) гранито-гнейсов, гнейсо-гранитов, переходящих в однородные, массивные гранодиориты, граниты, реже диориты. Мелкие тела обычно сложены лейкократовыми гранитами. Массивы часто не имеют резких границ с вмещающими породами; переход от кристаллических сланцев к гранито-гнейсам постепенный, через зоны фельдшпатизированных пород и мигматитов. Дайковая фация представлена телами аплитов и пегматитов. Возраст комплексов устанавливается как раннекаледонский, ордовикский, что согласуется с определениями абсолютного возраста (456 млн лет). По классификации магматических формаций Ю.А. Кузнецова [16], комплексы относятся к формации гранитных батолитов и соответствуют типу "синорогенного" ("синтектонического") гранитоидного магматизма зон смятия [17]. Аналогичные комплексы расположены в Северо-Западной Монголии: кобдинский комплекс — в зоне Кобдинского разлома, в пределах Хархиринской структурно-формационной зоны; тургенский комплекс — в зоне Цаган-Шибетинского разлома [7, 8].

В конце каледонского этапа на юго-востоке Горного Алтая после интенсивных тектонических движений произошло внедрение массивов таджилинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса [33, 34]. Массивы широко распространены в пределах Курайской зоны глубинного Курайско-Кобдинского разлома: они образуют ряд крупных и мелких тел, вытянутых в виде цепочки на расстоянии свыше 100 км. Интрузивы формировались в две фазы: породы первой фазы (габбро, меланократовые диориты, диориты) распространены наиболее широко, породы второй фазы (гранодиориты, граниты) развиты крайне ограниченно. Таджилинский комплекс относится к орогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации [16].

В Северо-Западной Монголии в пределах Кобдинского разлома известны мелкие тела габброидов с жилами плагиогранитов. В Хархиринской зоне вдоль тектонических нарушений отмечаются каледонские габброидные интрузии, прорывающие толщи верхнего ордовика—нижнего силура. Габброиды слагают небольшие трещинные тела, приуроченные к зонам разломов. По составу выделяют пироксеновые и двупироксеновые габбро, реже наблюдаются роговообманковые габбро и габбро-диориты. В Делюно-Юстыдском прогибе среди существенно терригенных геосинклинальных толщ присутствуют мелкие тела габброидов, габбро-диоритов, диоритов [7].

Наиболее ранними магматическими образованиями зон глубинных разломов и раско-

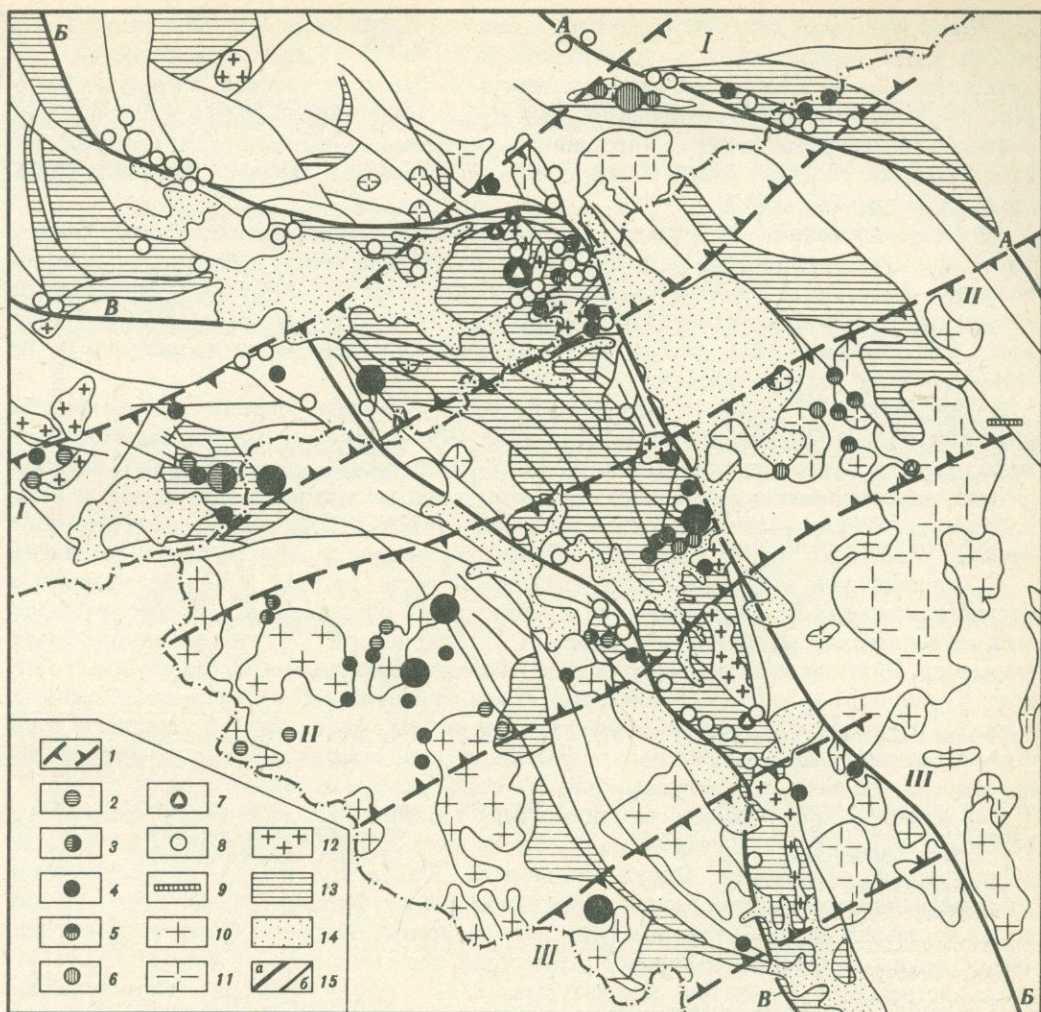


Рис. 1. Схема размещения позднегерцинского оруденения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии

I-I — Юстыдско-Калгутинская, *II-II* — Уланульская, *III-III* — Сагсайская; 2-7 — рудные формации: 2-4 — молибден-редкометалльно-грейзеновая (минеральные типы: 2 — грейзеново-молибденитовый, 3 — кварц-молибденит-вольфрамитовый, 4 — кварц-вольфрамитовый), 5 — олово-редкометалльно-вольфрамитовая, 6 — касситерит-силикатно-сульфидная, 7 — медно-кобальт-вольфрамовая; 8 — проявления эпитермального оруденения позднемезозойского этапа (см. рис. 2); 9 — россыпные проявления касситерита; 10-12 — гранитоидные формации: 10 — позднеорогенная (сининверсионная), 11 — гранитных батолитов, 12 — сводово-разломная (внегеосинклиальная); 13, 14 — осадочные породы: 13 — отложения девона, 14 — четвертичные отложения; 15 — разломы: *a* — крупные (*A-A* — Цаган-Шибетинский, *B-B* — Курайско-Кобдинский, *B-B* — Толбонурский), *б* — прочие

лов жестких блоков фундамента, связанными с мезозойской активизацией, являются пояса даек диабазов, выделенных в зоне Чарышско-Теректинско-Толбонурского разлома как теректинский комплекс малых интрузий [20], а в пределах зоны Курайского разлома — как курайский диабазово-долеритовый комплекс [24, 33].

Самые молодые магматические образования в юго-восточной части Горного Алтая и Северо-Западной Монголии — дайки щелочных базальтоидов, выделенные в самостоятельный чуйский лампрофировый комплекс [23, 24], и ультраосновные породы и сиениты с карбонатитами — комплекс "едельвейс" [24]. С зоной Курайско-Кобдинского глубинного разлома связан дайковый пояс щелочных базальтоидов, представленных мало-

мощными жильными телами керсантитов, минетт и бостонитов. Пояс протягивается от района месторождения Акташ, где установлен крупный ареал распространения даек этих пород, вдоль Курайского разлома Делюно-Юстыдского прогиба, в пределах которого выделяется второй крупный дайковый ареал. Эти два ареала даек пространственно совпадают с участками наиболее интенсивного оруденения в пределах Курайско-Кобдинского разлома. Рои даек базальтоидов вдоль зон разломов в Западной Монголии описаны Б. Лувсанданзаном [18].

Для *площадных ареалов магматизма* в пределах структурно-формационных зон наиболее типичны гранитоидные интрузии батолитового типа (рис. 1), близкие по времени основной фазе складчатости этих зон, либо более молодые интрузии в относительно активизированных блоках ранее консолидированных структур, которые, по Ю.А. Кузнецову, А.Л. Яншину [17], относятся к внегеосинклинальному, или орогенному, по Н.П. Хераскову [37], магматизму.

В пределах Алтайской структурно-формационной зоны широко распространены позднеорогенные (сининверсионные) гранитоиды. Наиболее крупные массивы этого типа магматизма — Дунгурхинский, Цагангольский, Талнурский — сложены гранитами, тоналитами, гранодиоритами, адамеллитами. Гранитоидные плутоны расположены в антиклинальных структурах; становление массивов связано с формированием геоантиклинальных поднятий, т.е. с периодом смены геосинклинального режима орогенным.

В Хархиринской зоне, особенно в ее северной части, широко проявлена формация батолитовых гранитов (Хархиринский и Ачитнурский плутоны); кроме того, наблюдается серия мелких массивов, отнесенных С.П. Гавриловой [7] к аляскит-гранитовой формации. Плутоны характеризуются довольно однообразным петрографическим составом: крупнопорфировидные, биотитовые, амфибол-биотитовые и аляскитовые граниты. Массивы приурочены к краевым и центральным частям структурно-формационной зоны и размещаются среди вулканогенно-терригенных толщ кембрия, ордовика—силура. Более мелкие тела находятся непосредственно в зонах разломов.

Сводово-разломный (внегеосинклинальный) гранитоидный магматизм проявился в основном по периферии Делюно-Юстыдского прогиба. Массивы гранитоидной формации (Дэрэнурский, Оргуйский, Олнун-Кызыльский, Юстыдский и др.) контролируются разрывными структурами и расположены в виде пояса субмеридионального простирания вдоль восточной окраины прогиба. Они сложены преимущественно биотитовыми гранитами с крупно- и гигантопорфировой структурой, реже наблюдаются адамеллиты. В гранитах встречаются турмалин, кварц-турмалиновые гнезда, флюорит. Формирование массивов происходило в нижнекарбоновое—раннепермское время [6,7].

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Формирование разновозрастного эндогенного оруденения данного региона связано в основном с тремя металлогеническими эпохами: салаирско-каледонской, ранне- и позднегерцинским периодами герцинской эпохи и с ее поздним этапом мезозойской тектоно-магматической активизации. При этом определяющее значение для металлогении рассматриваемого района имеет оруденение позднегерцинского и позднемезозойского возраста, представленное различными последовательно проявленными генетическими рядами рудных формаций, обнаруживающими генетическую или парагенетическую связь с определенными магматическими комплексами. Общая последовательность развития процессов магматизма и рудообразования этих двух этапов приведена в таблице.

Рудный комплекс позднегерцинского этапа объединяет в этом регионе проявления молибден-редкометалльно-вольфрамовой (кварц-шеелитовый, кварц-вольфрамитовый и грейзеново-молибденитовый минеральные типы), олово-редкометалльно-вольфрамовой (кварц-касситерит-вольфрамитовый минеральный тип), сульфидно-касситеритовой, антимонит-ферберитовой, медно-кобальт-вольфрамитовой, кобальт-сульфоарсенидной рудных формаций и полиметаллической минерализации. Для оруденения указанных формационных типов предполагается генетическая связь с позднегерцинскими гранито-

**Последовательность формирования рудных формаций
и магматических комплексов**

Металлогенный этап	Последовательность формирования рудных формаций и магматических комплексов	Абсолютный возраст, млн лет (метод определения)	Наблюдаемые взаимоотношения
Мезозойский	Мышьяково-сурьмяно-ртутная	180–150 (K-Ar)	Рудные зоны пересекают щелочные базальтоиды чуйского комплекса
	Серебро-сульфосольная Флюоритовая		То же
	Щелочные базальтоиды чуйского комплекса	230–190 (170) (K-Ar)	Дайки щелочных базальтоидов пересекают дайки курайского комплекса и зоны с Cu-Co минерализацией (участки Кокузек, Аюуту и др., Южно-Чуйский хр.)
	Никель-кобальтовая (арсенипиритовая) арсенидная, медно-кобальтовая сульфоарсенидно-сульфосольная	213–210, 258–250 (U-Pb)	Наложена на дайки диабазов теректинского (хр. Чихачева) и курайского (участок Талду-Дюргун в рудном поле Чаган-Узунского месторождения) комплексов
	Диабазы теректинского и диабаз-долериты курайского комплексов	250–230 (K-Ar)	Дайки пересекают позднегерцинские граниты и связанные с ними рудные жилы (Юстыдский массив)
Позднегерцинский	Молибден-редкометалльно-вольфрамовая, олово-вольфрамовая и др.	275–240 (K-Ar)	Генетическая связь с позднегерцинскими гранитами
	Граниты, гранодиориты, гранит-порфиры калбинского и юстыдского комплексов	280–230 (K-Ar)	Прорывают массивы торгальского комплекса и метаморфизуют дайки диабазов D ₃ -C ₁ , образуя скарны (урочище Бура-ты, месторождение Урзар-Сай)

идными комплексами [10, 11, 29, 32, 35]. Эта связь подтверждается не только пространственной приуроченностью оруденения к гранитоидным интрузиям, но и близостью их абсолютных возрастов, а также постоянным сходством изотопного состава рудного и породного (гранитного) свинцов, которые как для руд, так и для гранитов радиогенные и резко отличаются от свинца других магматических и рудных образований региона [36].

В каждой структурно-формационной зоне оруденение позднегерцинского этапа представлено определенным набором рудных формаций.

В Алтайской зоне редкометалльно-вольфрамовое оруденение повсеместно сопровождается молибденовой минерализацией, образующей иногда самостоятельные проявления грейзеново-молибденитового типа. К молибден-редкометалльно-вольфрамовой рудной формации принадлежат Калгутинское, Нурингольское, Сагсайское (кварц-вольфрамитовый тип), Урзарсайское, Борбургаское (кварц-шеелитовый тип) и др. [1, 35]. Известны также проявления сурьмяно-вольфрамовой (антимонит-ферберитовой) рудной формации (Кобдогольское), а также кобальтовой сульфоарсенидной и полиметаллической минерализации.

В Хархиринской структурно-формационной зоне развито преимущественно олово-редкометалльно-вольфрамовое (Ачитнурская группа) и сульфидно-касситеритовое оруденение, определяющие олово-вольфрамовый профиль металлогении этой зоны. Олово постоянно встречается и на многих проявлениях медной (Отор-Ула) и свинцово-цинко-

вой минерализации; кроме того, в пределах Хархиринской зоны отмечаются обширные шлиховые ореолы и небольшие россыпи касситерита.

Оруденение позднегерцинского этапа Делюно-Юстыдского прогиба, разделяющего Алтайскую и Хархиринскую структурно-формационные зоны, отличается значительно большим разнообразием и комплексным составом. В его пределах пространственно совмещена молибден-редкометалльно-вольфрамовая минерализация, характерная для Алтайской зоны, и олово-вольфрамовая свойственная Хархиринской зоне. Здесь выявлены Уланульское и Мунгунтайгинское молибден-вольфрамовые, Богутинское вольфрамовое, Юстыдское олово-вольфрамовое проявления [5, 10, 11, 32]. Помимо указанных выше, в Делюно-Юстыдском прогибе выявлена также комплексная медно-кобальт-вольфрамовая (халькопирит-кобальтин-шеелитовая), кобальтовая сульфоарсенидная и свинцово-цинковая минерализация.

Эндогенное оруденение позднегерцинского этапа локализуется преимущественно в виде рудных зон субширотного или северо-восточного простирания, что было отмечено В.И. Коваленко и др. [12]. В пределах района выделяются, по крайней мере, три такие зоны — Юстыдско-Калгутинская, Уланульская и Сагсайская (см. рис. 1). Они пространственно совпадают с зонами сквозных секущих разрывных нарушений, выделенными И.К. Волчанской и др. [38], и, в свою очередь, соответствуют зонам ступенчатого изменения гравитационного поля. Таким образом, несмотря на генеральную субмеридиональную (или северо-западную) ориентировку основных структурных элементов этого региона, оруденение позднегерцинского этапа тяготеет к субширотным зонам, образуя наиболее значимые рудные скопления в виде рудных узлов в участках пересечения этих зон с разломами субмеридионального или северо-западного простирания. В таких участках расположены Юстыдский, Уланульский, Булыктинский и другие рудные узлы. Субширотные зоны оказывают влияние на характер распределения не только позднегерцинского этапа оруденения, но и более поздних мезозойских образований. К этим зонам приурочены, хотя и не столь явно, проявления кобальтовой сульфоарсенидной минерализации и ареалы развития даек щелочных базальтоидов чуйского комплекса.

Несмотря на субширотное простирание основных региональных рудных зон, рудовмещающими структурами в пределах рудных узлов и конкретных месторождений являются в большинстве случаев зоны дробления субмеридионального направления. Такой характер локализации оруденения отчетливо проявлен на Каракульском медно-кобальт-вольфрамовом, Калгутинском, Южно-Калгутинском, Бугузунском, Курингольском и других вольфрамовых месторождениях.

В пределах выделенных субширотных региональных рудных зон отмечается латеральная зональность распределения оруденения, которая выражается в смене с запада на восток молибден-редкометалльно-вольфрамового оруденения медно-кобальт-вольфрамовым и олово-вольфрамовым и далее существенно оловянным. Проявление такой зональности, по-видимому, связано со своеобразной металлогенической специализацией различных структурно-формационных зон района, поэтому в пределах секущих их региональных рудных зон наблюдается латеральная изменчивость оруденения.

Рудный комплекс позднемезозойского этапа тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии представлен генетическим рядом рудных формаций, который начинается с никель-кобальтовой арсенидной и медно-кобальтовой сульфоарсенидно-сульфосольной, а затем последовательно сменяется эпitherмальными свинцово-цинковой, флюоритовой, сульфосольной и мышьяково-сурьмяно-ртутной [26]. По времени формирования и парагенетически оруденение этого ряда связано с проявлением щелочно-базальтоидного магматизма — чуйским дайковым комплексом лампрофиров [27]. При этом для никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового сульфоарсенидно-сульфосольного оруденения дайки щелочных базальтоидов — порудные, а диабазы курайского комплекса — дорудные [19]. Для флюоритового, сульфосольного и мышьяково-сурьмяно-ртутного щелочные базальтоиды — дорудные, что не только согласуется с данными абсолютного возраста этих образований, но и подтверждается фактами прямых геологических наблюдений [14, 23, 24].

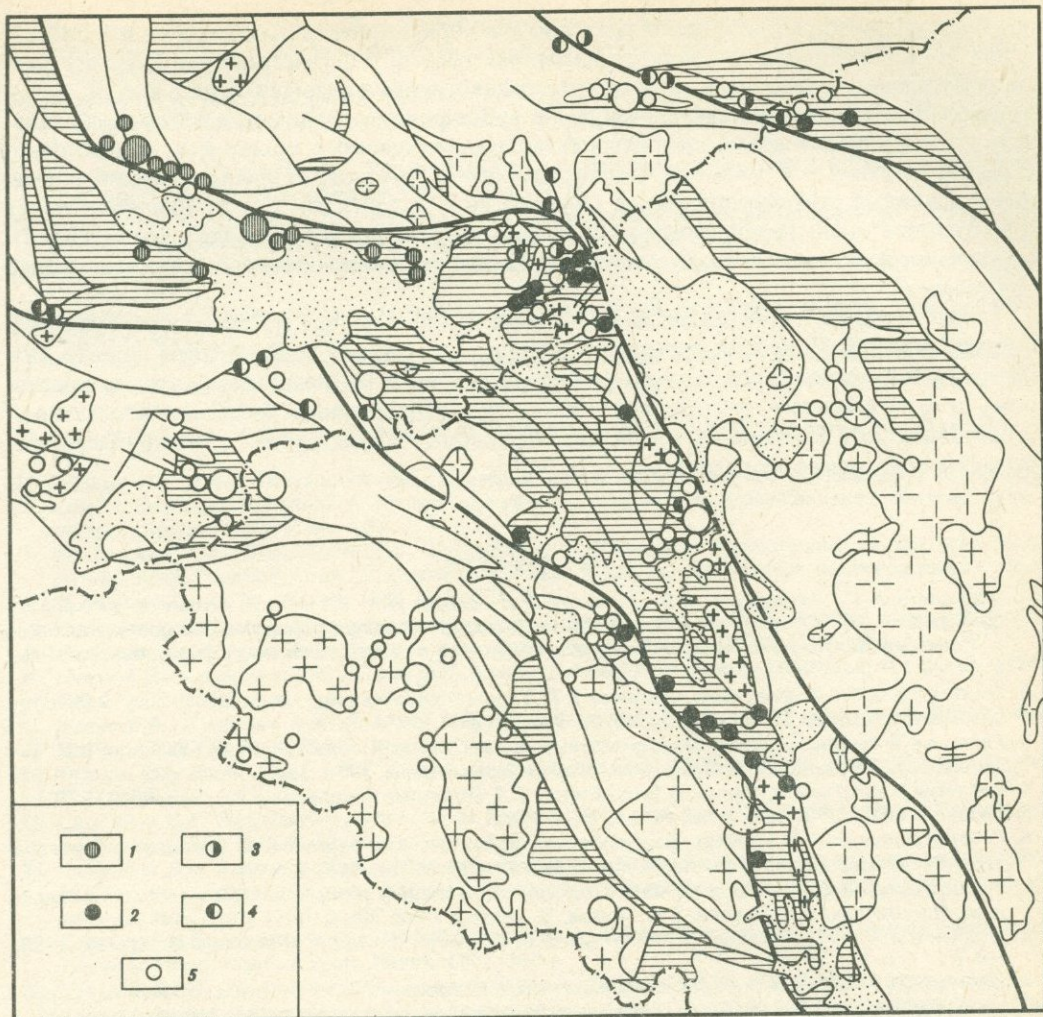


Рис. 2. Схема размещения позднемезозойского эпитермального оруденения в Юго-Восточном Алтае и Северо-Западной Монголии
 1—4 — рудные формации: 1 — мышьяково-сурьмяно-ртутная, 2 — серебро-сульфосольная, 3 — никель-кобальтово-арсенидная, 4 — медно-кобальтовая сульфоарсенидно-сульфосольная и кобальтовая сульфоарсенидная; 5 — проявления оруденения позднегерцинского этапа; остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Пространственное распределение позднемезозойского эпитермального оруденения Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии подчиняется тем же закономерностям, что и в других районах Алтае-Саянской складчатой области: с одной стороны, они отчетливо приурочены к зонам глубинных разломов, а с другой — к структурам обрамления герцинских прогибов, выполненных девонскими отложениями [2, 3, 32]. Главные рудоконтролирующие структуры позднемезозойского оруденения данного района — зоны Курайско-Кобдинского и Теректинско-Толбонурского глубинных разломов, выступающие и как структуры обрамления Делюно-Юстыдского прогиба. К ним приурочены две одноименные линейные металлогенические зоны, в которых пространственно совмещено ртутное, кобальтовое и сульфосольное оруденение (рис. 2).

В пределах выделенных металлогенических зон позднемезозойское оруденение локализовано в различных системах разрывных нарушений, структурно связанных с главны-

ми рудоконтролирующими разломами. Никель-кобальтовое арсенидное и медно-кобальтовое оруденение (наиболее раннее в последовательном генетическом ряду рудных формаций) тяготеет в основном к зонам субмеридиональных разрывных нарушений; более поздняя сульфосольная минерализация — к субширотным разломам и зонам дробления, часто вмещающим и дайки щелочных базальтоидов чуйского комплекса; мышьяково-сурьмяно-ртутная — к зонам глубинных разломов, с которыми пространственно совмещены основные ртутнорудные зоны (Курайская и Сагсайская). Все это свидетельствует о постоянной смене геодинамического режима в период формирования эпитегрмального оруденения позднемезозойского этапа, когда был отчетливо проявлен континентальный рифтогенез.

Таким образом, своеобразие металлогении рудного района Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии определяется пространственным совмещением эндогенного оруденения, относящегося к двум рудным комплексам — позднегерцинскому орогенному и мезозойскому дейтероорогенному. Их формирование протекало в различной геодинамической обстановке, что нашло отражение в характере локализации разновозрастного оруденения этого региона.

Литература

1. Березиков Ю.К., Бессоненко В.В., Никонов И.И., Шубин Н.А. Результаты геологических работ, проведенных ПГО "Запсибгеология" в 100-километровой приграничной зоне Западной Монголии // Советско-Монгольское сотрудничество в области геологии: Итоги и перспективы. М., 1986. С. 91–93.
2. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 160 с.
3. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / В.А. Кузнецов, В.И. Васильев, А.А. Оболенский, И.П. Щербань. Новосибирск: Наука, 1978. 326 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
5. Геология СССР. Т. 14. Кн. 1. М.: Недра, 1982. 319 с.
6. Говердовский В.А. О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика. 1987. № 5. С. 116–119.
7. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии / С.П. Гаврилова, Н.С. Зайцев, В.А. Павлов, Р.М. Яшина. М.: Наука, 1975. 288 с.
8. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
9. Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 87–103.
10. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Наумов В.Б. Геохимические особенности гранитоидов и вольфрамитового оруденения месторождения Кызыл-Тау (Западная Монголия) // Геохимия. 1985. № 6. С. 858–869.
11. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Оболенский А.А. Геологическая позиция и минералого-геохимические особенности вольфрамового оруденения юго-востока Горного Алтая и Северо-Западной Монголии // Всесоюз. совещ. "Комплексное использование вольфрамовых месторождений СССР": Тез. докл. Разд. 2. Л.: ЛГУ, 1986. С. 42–44.
12. Коваленко В.И., Коваль П.В., Якимов В.М., Шерхан О. Металлогения Монгольской Народной Республики (вольфрам, олово, редкие и редкоземельные элементы). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 52 с.
13. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1963. № 13. С. 3–68.
14. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии // Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 5–26.
15. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И. и др. Основные черты эндогенной металлогении Монголии // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 114–127.
16. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
17. Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1967. № 10. С. 108–121.
18. Лувсанданзан Б. Рои даек в Западной Монголии // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966. С. 132–138.

19. Митропольский А.С., Кулик Н.А. Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 306–313.
20. Михалева Л.А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 155–242.
21. Михалева Л.А., Скуридин В.А. Гранитообразование анатектического типа в зонах смятия Горного Алтая // Геология и геофизика. 1970. № 2. С. 3–13.
22. Михалева Л.А., Скуридин В.А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенические особенности. Новосибирск: Наука, 1971. 200 с.
23. Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.
24. Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 48 с.
25. Оболенский А.А. О генетических рядах рудных формаций низкотемпературных гидротермальных месторождений Монголии и юга Сибири // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 163–172.
26. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.
27. Оболенский А.А., Оболенская Р.В. Критерий связи эпitherмального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.
28. Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Скуридин В.А. Магматизм и эндогенные рудные формации юго-востока Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1986. С. 5–22.
29. Петрохимическая характеристика, геохимия и радиология гранитоидов Горного Алтая / Н.Н. Амшинский, И.В. Мариич, В.Б. Дергачев и др. Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. 90 с.
30. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
31. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 296 с.
32. Рудные формации Тувы / В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.
33. Скуридин В.А. Интрузивные комплексы Курайской рудной зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1964. № 2. С. 48–62.
34. Скуридин В.А. Таджилинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс и его роль в металлогении Горного Алтая // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968. С. 197–229.
35. Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 260 с.
36. Троицкий В.А., Чернышов И.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А. Изотопный состав свинца и происхождение эпitherмальных месторождений юга Алтае-Саянской складчатой области // Всесоюз. симп. по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 346–348.
37. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
38. Volchanskaya I.K., Sapozhnikova E.N., Baskina V.A. Morphostructural Regularities in the Distribution of Endogenous Mineralization in Mongolia // Global Tectonics and Metallogeny. 1983. Vol. 2, N 1/2. P. 95–110.

Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, В.Г. Пономарев, А.П. Хохлов, М.Л. Шерман

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж — крупная докембрийская складчатая геосинклинальная структура, являющаяся составной частью западной ветви сибирских байкалид [8], принадлежит к старейшим горнорудным районам Сибири. В последнее время он выделяется в качестве самостоятельного металлогенического подразделения — Енисейского рудного (металлогенического) пояса. Имея достаточно контрастные геологические границы, Енисейский кряж резко отличается от соседних регионов особенностями геологического строения: полнотой геологического разреза докембрия, разнообразно проявившимися разновозрастными интрузивным магматизмом и вулканизмом, широким диапазоном метаморфических преобразований пород, сложностью породных ассоциаций и др. Не менее рельефно металлогеническое своеобразие Енисейского кряжа: он характеризуется наиболее древней рудоносностью, большим разнообразием полезных ископаемых и их геолого-промышленных типов, широким возрастным диапазоном рудовмещающих формаций и процессов рудообразования (последние имели место также в палеозое, мезозое и кайнозое). Здесь выявлены месторождения железа, свинца, цинка, сурьмы, редких металлов, магнезита, талька, марганца, бокситов, маршаллита, рудопроявления хромита, олова, вольфрама, фосфоритов и др.

По представлениям, развиваемым в последнее время В.С. Сурковым с соавторами [7], Енисейский кряж формировался в пределах Енисейско-Туруханской рифейской островодужной системы. В тектоническом отношении он неоднороден и включает, помимо складчатого сооружения байкалид Заангарья, архейскую Ангаро-Канскую глыбу. По результатам глубинного сейсмического зондирования, проведенного в последние годы, его земная кора по сравнению с прилегающими районами Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты обладает повышенной мощностью и значительными физико-химическими неоднородностями. Мощность ее в западной и восточной частях байкалид Заангарья 43–48 км, увеличиваясь к центральной их части до 51 км; в Ангаро-Канской глыбе она достигает 46 км. В складчатом сооружении байкалид устанавливается неотчетливо-слоистое строение земной коры с неконтрастно выраженными границами раздела, что свойственно субконтинентальному ее типу [1]. Мощность гранитно-метаморфического слоя в Заангарье изменяется от 21–23 км в западной и восточной частях до 25 км в центральной; в Ангаро-Канской глыбе она снижается до 19 км. Мощность земной коры зависит от толщины гранитно-метаморфического слоя, и ее физико-химические неоднородности отражают особенности строения и тектономагматического развития различных частей кряжа, обособленных в структурно-формационные зоны.

Тектоническая неоднородность кряжа и разнообразие режимов геологического развития обусловили контрастность разреза докембрийских толщ, неравномерное распространение различных по составу магматических и рудных образований, их сочетание и взаимоотношение между собой и с осадочными, вулканогенно-осадочными и метаморфическими формациями. Определяющей чертой докембрийского литогенеза являлось полное господство морской терригенной седиментации в архее и на протяжении большей части раннего и первой половины позднего протерозоя с последующим циклическим развитием карбонатно-терригенной седиментации с максимумом карбонатообразования во второй половине позднего рифея. Этому периоду свойственно также накопление больших масс углеродистых отложений. Магматическая деятельность проявилась в чередовании эпох преимущественного развития базитовых и гранитоидных формаций. Базитовые формации связаны главным образом с собственно геосинклинальными стадиями и характеризуются относительной стабильностью состава, близкого к континентальному толеитовому базальту. Наиболее дифференцированный вулканизм и малоглубинный

Металлогеническая характеристика структурно-формационных зон Енисейского кряжа

Геологическая обстановка	Приенисейская (Западная)	Тейско-Татарская (Центральная)	Чернореченско-Каменская (Восточная)	Ангаро-Канская
Геотектонический режим	Эвгеосинклиальный	Миогеосинклиальный, переходный к эвгеосинклиальному	Миогеосинклиальный	Срединного массива с наложенной тектоно-магматической активизацией на орогенном этапе байкальского цикла
Геологические формации и формы связи с ними оруденения	<p>Комплекса основания: метатерригенная, метатерригенно-известняковая; геосинклиального комплекса: песчано-сланцевая, вулканогенно-сланцево-карбонатная (РН-Fe, Pb-Zn; РВ-Pb-Zn), вулканогенно-карбонатно-терригенная (РН-Pb-Zn, Cu; РВ-Pb-Zn), вулканогенно-черносланцево-известняковая (РН-Pb-Zn, Mn, РВ-Pb-Zn), вулканогенно-терригенная (РН-Pb-Zn); орогенного комплекса: карбонатно-терригенная, терригенно-кремнисто-карбонатная (РН-Mn), терригенная пестроцветная.</p> <p>Магматические: протоплатформенного этапа – габбро-диорит-долеритовая; геосинклиального этапа – габбро-долеритовая, риолит-базитовая, (РН и РО-Pb-Zn), дацит-риолитовая, дунит-гарцбургитовая (РО-хромиты), риолит-андезит-базитовая (РН и РО-Pb-Zn); орогенного этапа – мигматит-гранитовая, лейкогранитовая, трахибазальтовая</p>	<p>Комплекса основания: метатерригенная, метатерригенно-известняковая (РВ-Sn, W, F-Nb); геосинклиального комплекса: карбонатно-терригенная (РН-Fe; РВ-W-Sn), сланцевая (РВ-Sb), песчано-сланцевая, сланцевая карбонатная (РН-Pb-Zn), карбонатно-терригенная, черносланцевая; орогенного комплекса: карбонатно-терригенная, терригенно-карбонатная, терригенная, пестроцветная.</p> <p>Магматические: протоплатформенного этапа – габбро-диорит-долеритовая, щелочно-габброидная (РГ-F-Nb); геосинклиального этапа (ограниченное развитие) – риолит-андезит-базитовая; орогенного этапа – мигматит-гранитовая, гранитовая (гранит-батолитовая) (РГ-Sn, W; РО-Fe), лейкогранитовая (РГ-Sn)</p>	<p>Геосинклиального комплекса: карбонатно-терригенная, сланцевая, песчано-сланцевая, сланцево-карбонатная, карбонатно-терригенная, черносланцевая; орогенного комплекса: пестроцветная терригенная железорудная (РН-Fe), карбонатная, терригенная пестроцветная</p>	<p>Протогеосинклиального комплекса: метатерригенно-вулканогенная, метавулканогенно-терригенная. Магматические: архейского цикла – базальтовая, дунит-пироксенит-габбровая (РГ – титаномагнетиты), чарнокитовая; карельского цикла – базальтовая, гранитовая; байкальского цикла – габбро-диабазовая, мигматит-гранитовая, гранитовая (гранит-батолитовая)</p>

Таблица (окончание)

Геологическая обстановка	Приенисейская (Западная)	Тейско-Татарская (Центральная)	Чернореченско-Каменская (Восточная)	Ангаро-Канская
Рудные формации	<p>Главные: свинцово-цинковая в карбонатных породах, стратиформная колчеданная свинцово-цинковая черносланцевая, окисно-марганцевая гипергенная; второстепенные: полиметаллическая в существенно силикатных средах (с субформациями: полиметаллической в карбонатно-вулканогенно-терригенных средах, колчеданно-полиметаллической, полиметаллической порфириевой, медноколчеданной), железистых кварцитов, хромитовая, марганцевая карбонатная стратиформная, ванадиеносная черносланцевая стратиформная</p>	<p>Главные: кварц-сульфидная, антимонит-кварцевая, метасоматически измененных железистых кварцитов, апатит-карбонатитовая; второстепенные: касситерит-пегматитовая, касситерит-грейзеновая, шеелит-скарновая, вольфрамит-касситерит-кварцевая, барит-полиметаллическая</p>	<p>Главная: хлорит-гематитовая терригенная</p>	<p>Главная: кварц-сульфидная; второстепенная: титаномагнетитовая</p>
Региональные рудоносные структуры	<p>Синклинории, зоны глубинных разломов и пересечения разнонаправленных разломов</p>	<p>Антиклинорий, шовные зоны глубинных разломов</p>	<p>Синклинорий</p>	<p>Активизированные зоны глубинных разломов</p>
<p>Примечание. Принятые сокращения геологических формаций в зависимости от связей с рудогенезом: РВ — рудовмещающие, РН — рудоносные, РО — рудообразующие, РГ — рудогенерирующие.</p>				

магматизм имели место в конце среднего и в первой половине позднего рифея; на этом этапе активно проявились гидротермально-осадочные процессы. Становление гранитоидных формаций происходило в основном в орогенный этап байкальского цикла и частично в архейский и карельский циклы. В ходе геологического развития средний состав гранитоидов изменялся в сторону повышения кислотности и щелочности, что свидетельствует об увеличении степени зрелости земной коры.

Байкальский цикл отличается наиболее разнообразными процессами тектонического развития, литогенеза и магматизма с формированием месторождений важнейших рудных формаций, определяющих металлогеническую специализацию Енисейского рудного пояса. В отличие от байкальского архейский и карельский металлогенические циклы малопродуктивны, с ограниченным набором рудных формаций и незначительными масштабами рудоконцентрации. Рудоносность фанерозоя (эпиорогенный платформенный режим), связанная с тектоно-магматической активизацией и гипергенезом, разнообразна, но ограничена по масштабам.

Формационный анализ верхнепротерозойских толщ геосинклинального комплекса и магматических образований показывает, что уже на ранней стадии развития геосинклинали началось обособление структурно-формационных зон с различным геотектоническим режимом (эвгеосинклинальным, миогеосинклинальным, переходным от эв- к миогеосинклинальному и срединного массива), которые в последующем существовали как самостоятельные структуры. Общий характер металлогении Енисейского рудного пояса и его металлогеническая специфика определяются в основном особенностями седиментогенеза и тектоно-магматического развития этих зон (см. таблицу).

Ниже рассмотрены основные черты металлогении структурно-формационных зон Енисейского края.

Приенисейская зона. Металлогения этой зоны тесно связана с развитием рифейского эвгеосинклинального прогиба и формированием в его пределах рудоносных комплексов базальтофильного характера. В границах зоны выделяются Исаковская, Приенисейская и Вороговско-Ангарская подзоны, отвечающие по площади соответственно Исаковскому синклинию, Приенисейскому антиклинию и Ангаро-Тисскому синклинию.

Исаковская подзона с запада и востока ограничена глубинными разломами; в ее разрезе обособляются нижнепротерозойский (комплекс основания), верхнепротерозойский (байкальские геосинклинальный и орогенный) и фанерозойский платформенный структурные этажи. Это типично эвгеосинклинальная структура, в которой широко проявился ультрабазитовый и базитовый магматизм, с резко подчиненной ролью пород кислого состава и изменчивостью строения вулканогенно-осадочных толщ рифея. Интрузивные и вулканогенные породы концентрируются вдоль троговой зоны, прилегающей к Приенисейскому глубинному разлому. С верхнерифейскими ультрабазитами, слагающими небольшие массивы, связана хромитовая минерализация, с вулканитами сосновского и потоскуйского уровней геосинклинального комплекса — медноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение. В ассоциирующей с вулканитами карбонатных породах достаточно широко проявлена свинцово-цинковая минерализация, которая, так же как и колчеданная, не образует крупных концентраций. С вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями сосновской формации, меньше — потоскуйской связаны залежи железистых кварцитов.

В рассматриваемой подзоне сосредоточены наиболее значительные в регионе концентрации марганцевых руд. Они принадлежат окисно-марганцевой гипергенной рудной формации и залегают в виде чехла на отложениях подъемской терригенно-кремнисто-карбонатной формации венда, которые несут карбонатную марганцевую минерализацию. Проявления карбонатных руд марганца известны также в сосновской вулканогенно-сланцево-карбонатной и шунтарско-токминской вулканогенно-черносланцево-известняковой формациях.

В *Приенисейской подзоне* широко распространены породы нижнепротерозойского этажа, подвергшиеся на значительных площадях мигматизации и гранитизации, и существ-

венно сланцевые толщи верхнепротерозойской кординско-тисской формации геосинклинального комплекса. Характерно наличие большого количества тел гнейсо-гранитов, наиболее крупные из которых образуют ядра валов и куполов [2]. Эта подзона крайне бедна полезными ископаемыми.

В *Вороговско-Ангарской подзоне* распространены преимущественно вулканогенно-осадочные формации верхней части байкальского геосинклинального структурного этажа; значительная роль в разрезах принадлежит продуктам вулканизма и малоглубинного магматизма — риолит-базитовой, дацит-риолитовой и риолит-андезит-базитовой формациям, в северной части — также гранитоидам. Вулканогенные и субвулканические образования наиболее значительно развиты на площадях Орловской, Сухохребтинской, Кийско-Тисской, Усть-Ангарской и Верхне-Вороговской грабен-синклиналей. Характерны контрастные породные ассоциации, большая роль в разрезах принадлежит углеродистым сульфидоносным сланцам и известнякам. Присутствуют мелкие массивы пород дунит-пироксит-габбровой и ийолит-сиенитовой формаций.

Металлогения подзоны имеет отчетливо выраженную полиметаллическую специализацию. В пределах этой подзоны находятся все известные месторождения данного района и большинство рудопроявлений. Среди них значительная роль объектов свинцово-цинковой формации в карбонатных породах, с которыми связана основная масса разведанных руд свинца и цинка. Только на площади рассматриваемой подзоны присутствуют рудные объекты стратиформной колчеданной свинцово-цинковой черносланцевой формации. Достаточно разнообразно представлена полиметаллическая формация в силикатных средах со всеми ее субформациями. Главная масса рудопроявлений свинца, цинка и меди локализована в сосновской вулканогенно-сланцево-карбонатной, потоскуйской вулканогенно-карбонатно-терригенной и шунтарско-токминской вулканогенно-черносланцево-известняковой формациях; почти все свинцово-цинковые месторождения сосредоточены в последней формации. Присутствуют здесь также рудопроявления железа, марганца и ванадия. Первые принадлежат рудным формациям сидеритовой и железистых кварцитов и локализованы соответственно среди известняков токминской свиты, в сосновской и потоскуйской формациях. Большая часть рудопроявлений марганца относится к карбонатной стратиформной формации и приурочена к карбонатным породам сосновской, потоскуйской и шунтарско-токминской формаций. Ванадиевая минерализация связана с высокоуглеродистыми сланцами шунтарско-токминской вулканогенно-черносланцево-известняковой формации. Специфическая особенность подзоны — присутствие редкометального оруденения в Среднетатарском массиве ийолит-сиенитовой формации, становление которого произошло в раннепалеозойскую эпоху тектоно-магматической активизации.

В целом Приенисейская структурно-формационная зона отчетливо специализирована прежде всего на полиметаллическое и марганцевое оруденение. Типоморфны также хромитовая, редкометальная и редкоземельная минерализация.

Размещение месторождений и рудопроявлений в пределах зоны определяются влиянием как пликативных, так и разрывных структур. Пликативные структуры играют решающую роль при формировании месторождений окисно-марганцевой гипергенной формации, стратиформных черносланцевых колчеданной свинцово-цинковой, ванадиеносной и др. Локализацию рудных объектов почти всех остальных формаций определяли в основном дизъюнктивные структуры. Крупные продольные разломы, имеющие большей частью глубокое заложение, в сочетании с поперечными и диагональными образовывали крупный каркас нарушений сплошности земной коры, предопределивший высокую проницаемость Приенисейской зоны. Большинство месторождений и рудопроявлений отчетливо тяготеют к площадям пересечения разнонаправленных разломов — северо-западных с северо-восточными, субширотными и др. Устанавливается достаточно устойчивая пространственная связь рудных узлов и зон с ареалами и зонами малоглубинного магматизма и вулканизма. Совмещенность (значительная перекрываемость) их площадей и постоянное присутствие на всех без исключения рудных узлах и зонах разнофациальных продуктов магматизма — устойчивая законо-

мерность, свидетельствующая о региональной связи рудообразования с ареалами повышенной эндогенной активности в различных ее проявлениях.

Центральная зона охватывает осевую часть Заангарья Енисейского кряжа и территориально совпадает с одноименным антиклинорием и прилегающими к нему площадями перехода в Ангаро-Питский и Ангаро-Тисский синклиории. Рудные концентрации этой зоны связаны с формированием рудоносных комплексов орогенного этапа байкальского цикла и по составу являются типично гранитофильными. Центральная зона отграничена от расположенных к востоку Чернореченско-Каменской и к западу — Приенисейской зон соответственно Ишимбинской и Татарской глубинными шовными зонами и характеризуется наибольшими мощностями земной коры (до 51 км) и ее гранитно-метаморфического слоя (до 25 км).

Геологические особенности зоны определяются прежде всего преимущественным развитием геосинклинальных осадочных формаций нижней части байкальского структурного этажа, резким преобладанием в разрезах терригенных глинистых пород над карбонатными, спорадическим присутствием продуктов вулканизма и широким проявлением гранитоидного магматизма. Батолитические интрузии гранитоидов контролируются разломами, входящими в систему Татарской глубинной шовной зоны, некоторые из них — разломами Ишимбинской зоны. Для рудовмещающих формаций характерно значительное разнообразие породных ассоциаций.

Рассматриваемой зоне свойственна металлогения, связанная с позднеорогенными гранитоидными интрузиями. Профилирующей является кварцеворудная формация, представленная разнообразными, последовательно и направленно сменяющимися друг друга морфолого-вещественными типами [3] и определившая формирование многочисленных россыпей в долинах современной и древней гидросети. Основная масса месторождений и рудопроявлений локализована в удерейско-горбилоской сланцевой формации, небольшое их количество — в кординской карбонатно-терригенной и пенченгинской метатерригенно-известняковой формациях. Характерна тесная пространственная связь рудных объектов с батолитическими гранитоидными интрузивами; они большей частью группируются вблизи массивов гранитоидов, обуславливая узловое распределение рудных полей. Принципиально новым для зоны является открытие вкрапленной сульфидной минерализации, связанной с метасоматитами в карбонатно-терригенной базальной толще геосинклинального комплекса. Условия ее локализации определяются провесом кровли крупного гранитоидного интрузива и совокупным влиянием литологических (известковые и углеродистые сланцы и известняки) и структурных (зона межпластового скольжения) факторов [6]. Характер соотношения этой минерализации с кварцевым оруденением позволяет рассматривать их как образования единого плутогенного рудно-формационного ряда. Типична оловянная, вольфрамовая и сурьмяная минерализация. Рудопроявления олова и вольфрама представлены различными типами и локализуются как в массивах гранитоидов и сопровождающих их мелких телах гранитов и пегматитов, так и во вмещающих породах экзоконтактовых зон, подвергшихся ороговикованию, грейзенизации, скарнированию, а месторождения сурьмы принадлежат одной антимонит-кварцевой формации и приурочены к углеродистым сланцам удерейской свиты. Они связаны с рудными объектами единым генетическим рядом рудных формаций в понимании В.А. Кузнецова [4].

На площади Центральной зоны расположены месторождения субформации метасоматически измененных железистых кварцитов, локализующиеся в экзоконтактовой зоне гранитоидных интрузий, и полиметаллические рудопроявления, принадлежащие свинцово-цинковой формации в карбонатных породах и полиметаллической в карбонатно-вулканогенно-терригенных средах и барит-полиметаллической субформациям. Для зоны специфично фосфатно-ниобиевое оруденение, связанное с карбонатитами и метасоматитами, развивающимися по различным породам. Оно локализовано в пенченгинской метатерригенно-известняковой формации нижнепротерозойского структурного этажа и контролируется разломами, входящими в систему Татарской глубинной шовной зоны.

Группа, система	Серия	Свита	Железо				Хром	Марганец	Ванадий	Поли - металлы			Сурьма	Олово, вольфрам
			1	2	3	4				5	6	7		
Мезозой, кайнозой														
Палеозой														
Венд	Чапская, тасеевская	Немчанская												
		Подъемская												
Верхний рифей	Ослянская-чингасанская, во-роговская	Дашкинская (карьерная)												
		Нижнеангарская (лопатинская)												
	Тунгусская	Сухого хребта												
		Токминская												
		Шунтарская												
		Потоскуйская	Джурская											
Красногорская														
Средний рифей	Сухопигская	Сосновская												
		Тисская	Погоруйская											
			Удерейская											
	Горбилоская													
	Кординская													
Нижний протерозой	Тейская	Пенченгинская												
		Хр. Карпинского												
Архей	Канская	Атамановская												
		Кузеевская												



Стратиграфические уровни локализации месторождений и рудопроявлений

1-5 - распространенность рудных объектов (в % от общего числа по каждому из металлов): 1 - > 20, 2 - 15,1-20, 3 - 8,1-15, 4 - 3,1-8, 5 - < 3; рудные формации: 1 - титаномагнетитовая, 2 - сидеритовая, 3 - железистых кварцитов, 4 - хлорит-гематитовая терригенная, 5 - хромитовая, 6 - марганцевая карбонатная стратиформная, 7 - окисномарганцевая гипергенная, 8 - ванадиеносная черносланцевая стратиформная, 9 - свинцово-цинковая в карбонатных породах, 10 - стратиформная колчеданная свинцово-цинковая черносланцевая, 11 - полиметаллическая в существенно силикатных средах, 12 - антимонит-кварцевая, 13 - оловянная и вольфрамовая

Таким образом, Центральная зона характеризуется значительным разнообразием рудной минерализации. Основная рудоконтролирующая роль в пределах зоны принадлежит Ишимбинской и Татарской глубинным шовным зонам, проникающим, по данным глубинного сейсмического зондирования, в верхнюю мантию и определяющим распространение базитовых и гранитоидных интрузивов, ареалов метасоматической гранитизации и вулканизма. Эти зоны обусловили поясовое распределение рудных полей и локализацию их в крайевых частях структурно-формационной зоны. Весьма существенна роль в рудолокализации скрытых поперечных и кососекущих субширотных

и северо-восточных разломов, некоторые из них относятся к типу сквозных. Пространственное положение многих рудных полей определяется узлами пересечения этих разломов с продольными глубинными разломами. Рудные поля и узлы образуют рудные районы в приподнятых участках антиклинория, которые отличаются более сложным геологическим строением, повышенным региональным и дислокационным метаморфизмом вмещающих толщ и развитием различных по составу интрузивно-магматических образований. Внутри рудных полей и узлов главную рудолокализирующую роль приобретают разные по масштабам, внутреннему строению и морфологическим особенностям продольные и кососекающие разрывные нарушения, сопровождающиеся повышенным смятием и рассланцеванием, реже брекчированием пород.

Чернореченско-Каменная зона является краевой приплатформенной частью Енисейского кряжа с типично выраженным миогеосинклинальным режимом. От Сибирской платформы она ограничена глубинным Анкиновским разломом. Ей свойственно синклинирное строение, осложненное в срединной части поперечным Енашиминским поднятием, преимущественное развитие осадочных формаций верхней части геосинклинального и нижней части орогенного комплексов и амагматичность. Геосинклинальные осадочные формации, имея тот же состав, что и в Центральной зоне, характеризуются более однородными метаморфическими преобразованиями.

Металлогенический облик рассматриваемой зоны определяется наличием скоплений железных руд хлорит-гематитовой терригенной формации в основании разреза орогенного комплекса вдоль западного фланга Ангаро-Питского синклиниория. Подчиненное значение имеют месторождения и рудопроявления бокситов карстово-котловинного типа. В пределах данной зоны сосредоточены месторождения магнезита, талька и рудопроявления фосфоритов.

Ангаро-Канская зона по площади соответствует одноименному срединному массиву и отделена от байкальского складчатого сооружения Заангарья поперечным Ангаро-Вилуйским глубинным разломом. Основные ее металлогенические особенности определяются тектоно-магматической активизацией, связанной с орогенными процессами в рифейской геосинклинали. Последняя проявилась в неравномерном регрессивном метаморфизме и гранитизации архейского гранулитового комплекса и регенерации зон глубинных разломов, сопровождавшейся незначительной магматической деятельностью [5].

Рассматриваемой зоне свойственна титаномагнетитовая минерализация, связанная с рифейскими дифференцированными интрузиями дунит-пироксенит-габбровой формации. Заметные скопления позднемагматических титаномагнетитовых руд установлены и в архейских гипербазит-базитовых массивах.

В заключение подчеркнем следующее. Важная черта металлогении Енисейского кряжа — этапное размещение оруденения при концентрации подавляющего большинства рудных объектов на уровне среднего и верхнего рифея. Достаточно отчетливо проявлены тенденции прямой вертикальной (стратиграфической) зональности оруденения: в нижней части разреза рифея расположены месторождения сурьмы, рудопроявления олова и вольфрама, в верхней — все месторождения и явное большинство рудопроявлений полиметаллов, марганца, железа, рудопроявления хрома, ванадия и др. (см. рисунок).

Приведенная металлогеническая характеристика структурно-формационных зон свидетельствует также о наличии латеральной рудной зональности (см. таблицу), которая проявилась в отчетливом пространственном разобщении полиметаллического (с железом, марганцем, хромом) и сурьмяного (с редкими металлами и вольфрамом) оруденения [3], своеобразии рудоносности Чернореченско-Каменной и Ангаро-Канской зон. Оба типа зональности имеют общую причину — существенные различия глубинного строения и режимов развития (седиментация, магматизм, тектоника, гидротермальные процессы) структурно-формационных зон, являющихся в итоге и металлогеническими зонами.

Рудному поясу свойственно генетическое разнообразие месторождений и рудопроя-

явлений — от типично магматических до собственно осадочных и элювиальных. Они являются продуктами самостоятельного функционирования или взаимодействия эндогенной и экзогенной рудообразующих мегасистем, первая из которых наиболее сложна и включает гипербазит-базитовую, гранитоидную и сквозькорую рудообразующие системы. С гипербазит-базитовой системой связаны рудопроявления титаномагнетита, хромита (глубинный уровень), разнообразные месторождения и рудопроявления полиметаллов (приповерхностный уровень), часть которых имеет гидротермально-осадочный генезис подобно карбонатным марганцевым рудам и железистым кварцитам. Гранитоидная рудообразующая система обусловила рудные концентрации сурьмы, олова, вольфрама, сквозькорая — кварц-сульфидной минерализации. Рудообразующий потенциал экзогенной системы наиболее мощно проявился при формировании железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна, а также залежей окисленных марганцевых руд, карстово-котловинных бокситов, маршаллитов и др.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Наука, 1975. 264 с.
2. Белянкина М.Н. Связь гранитоидного магматизма с тектонической структурой рифея Енисейского края // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 25—32.
3. Бровков Г.Н., Ли Л.В., Оханкин Н.А. Геолого-структурные особенности размещения золотой и полиметаллической минерализации в байкалидах Енисейского края // Тр. СНИИГГиМС. 1978. Вып. 262. С. 3—11.
4. Кузнецов В.А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 3—14.
5. Ли Л.В. О связи эндогенного оруденения с процессами тектоно-магматической активизации в Ангаро-Канской глыбе // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 3. С. 676—679.
6. Ли Л.В., Круглов Г.П., Шохина О.И., Вербицкий Б.П. Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне // Геология руд. месторождений. 1984. № 1. С. 83—88.
7. Сурков В.С., Коробейников В.П., Жеро О.Г. и др. Эволюция и глубинная структура земной коры Сибири // Сов. геология. 1984. № 7. С. 41—49.
8. Херасков Н.П., Клитин К.А., Постельников Е.С. Области байкальской складчатости // Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. С. 48—68.

УДК 553.078 (235.222+223)

Ю.В. Ильинский

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Металлогеническая карта Алтае-Саянской складчатой области [6] подтвердила и развила на новом уровне обобщений многие представления В.А. Кузнецова о металлогении юга Сибири, в том числе о решающей роли глубинных разломов в формировании важнейших типов месторождений полезных ископаемых, о полициклическом (направленно-циклическом) характере металлогенической эволюции и др. Кроме того, были выявлены и неизвестные ранее закономерности размещения оруденения, обоснованы и показаны на карте новые типы структурно-металлогенических и металлогенических зон [4,5 и др.].

Особенностью металлогенической карты Алтае-Саянской складчатой области (АССО) является приоритет вещественного подхода при выделении геологических и рудных формаций и металлогеническом районировании территории. Это дает возможность сопоставления структурно-формационных комплексов (СФК) для выявления вещественных парагенезисов, фиксирующих однотипные ("эквивалентные") геодинамические обстановки разных тектоно-магматических циклов, исключая при этом различия мине-

рального состава, возникшие в ходе последующей геологической эволюции и маскирующие первичную природу металлогенических зон. На таком подходе может базироваться как анализ, так и синтез типовых классификационных признаков и критериев районирования и, следовательно, не только детализация, но и генерализация металлогенических подразделений. Один из путей генерализации — выделение металлогенических систем (МС), включающих серию смежных структур, которые связаны общностью первичного источника рудного вещества, но могут различаться по характеру его миграции, концентрирования и перераспределения. Основой выделения МС является изучение устойчивых сочетаний геологических формаций и их более мелких подразделений — субформаций, парагенераций и др., которые характеризуют геодинамические режимы становления структур земной коры (растяжение, сжатие, поднятие, опускание) и относительно роль мантийных, внутри- и поверхностно-коровых (гипергенных) процессов в пороодо- и рудообразовании.

Металлогенические системы зон растяжения земной коры объединяют структуры типа эвгеосинклиналей, авлакогенов, рифтов, грабенов и пр. Общим для них с позиций металлогенического анализа является то, что они представляют собой области поступления продуктов основного магматизма, поствулканических и телетермальных рудоносных флюидов и связанного с ними рудообразования. Разные термины отражают не только конкретные черты различия этих структур, но иногда и геотектонические концепции, которых придерживаются авторы. Их можно назвать рифтогенными или (по Е.Е. Милановскому) рифтоподобными, если понимать термин "рифты" в широком его значении, как "отрицательные структуры земной коры, связанные с крупными горизонтальными растяжениями сиалического слоя, которые сопровождаются образованием разломов, уходящих в мантию Земли, и проявлениями основного магматизма" [12, с. 5].

МС зон растяжения, широко представленные в АССО (см. рисунок), определяют существенно фемический металлогенический облик этой провинции. Они формировались во все этапы геотектонического развития региона: про- и протогeosинклинальный (AR_1 и AR_2-PR_1), интергеосинклинальный (R), геосинклинальный ($V-PZ_1$), орогенный (PZ_{2-3}), активизационный (MZ, KZ). Соответственно можно выделить проторифтогенные (довендские), палеорифтогенные (вендско-палеозойские) и рифтогенные (мезо- и кайнозойские) МС. Они отличаются существенно сидерофильным геохимическим обликом и набором пород различного минерального состава и формационной принадлежности, однако характеризуются в целом индикаторным вещественным парагенезисом (ВП), включающим в повышенных количествах железо, марганец, кремний, алюминий, углерод, фосфор.

К наиболее древним из проторифтогенных МС относится Слюдянско-Окинская, протягивающаяся в северо-западном направлении из Прибайкалья через Шарыжалгайский блок вдоль границы Восточного Саяна с Сибирской платформой. Реконструкция глубоко метаморфизованных пород Слюдянского района, проведенная в последние годы, показала широкое развитие здесь метавулканогенных формаций типа преобразованных толеитовых базальтов, андезитов и др. [10]. В пределах Шарыжалгайского блока установлены многочисленные мелкие тела метабазитов, имеющие линейное расположение [11 и др.]. Эти и другие данные позволяют отнести Слюдянско-Окинскую МС к проторифтогенному типу. Она сложена формациями и субформациями, входящими в состав гранулит-гнейсово-карбонатного СФК, такими как кордиерит-силлиманитовая, апатит-диопсидовая, графитоносная гнейсовая, марганцевая гондитовая, а также железистые кварциты, представляющие в настоящее время наибольший практический интерес (месторождения Байкальское, Китайский Жидой и др.). Для многих таких образований доказывается первичное вулканоогенно-осадочное или эксталяционно-осадочное происхождение [3, 10, 11].

Из других проторифтогенных МС архейско-раннепротерозойского возраста следует отметить Западно-Сангиленскую и Алыджерскую (см. рисунок). Они отличаются значительным увеличением роли карбонатных формаций в составе гнейсово-карбонат-

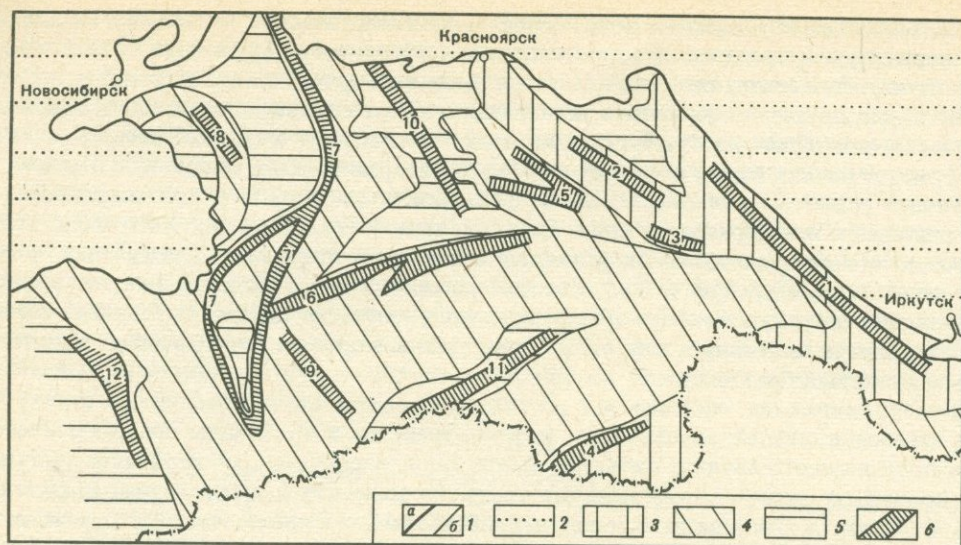


Схема важнейших рифтогенных систем Алтае-Саянской складчатой области

1 — границы: а — Алтае-Саянской складчатой области, б — важнейших структурно-формационных зон; 2 — чехол Сибирской и Западно-Сибирской платформ; 3–5 — зоны с преобладающим развитием геологических формаций: 3 — про- и протогеосинклинального, 4 — геосинклинального, 5 — орогенного этапов развития области; 6 — важнейшие рифтогенные металлогенические системы: 1 — Слюдянско-Окинская и Карагасская, 2 — Алыгджерская, 3 — Кизи-Хемская, 4 — Западно-Сангиленская, 5 — Кизир-Казырская, 6 — Северо-Саянская, 7 — Кузнецко-Алтайская, 8 — Салаирская, 9 — Ярыш-кольская, 10 — Центрально-Минусинская, 11 — Центрально-Тувинская, 12 — Коргонская

ного СФК. Соответственно меняется и тип рудных формаций. Наряду с месторождениями, характерными для гнейсово-кристаллосланцевого СФК, здесь имеются проявления марганца, чешуйчатого графита, фосфоритов в карбонатных толщах (Алыгджерское, Эрзинское и др.). Однако ВП рудоносных пород включает те же названные выше шесть элементов, что показывает его некоторую автономность от среды осадконакопления. При этом, хотя процессы регионального метаморфизма могли приводить к значительному перераспределению вещества, на многих месторождениях отмечается пространственное сонахождение железистых кварцитов, графита, апатита, глиноземистого вещества.

Примером проторифтогенной МС интергеосинклинального этапа является Карагасская, расположенная в северо-западном Присаянье, на продолжении Слюдянско-Окинской МС, и, по-видимому, связанная со скрытым разломом фундамента, регенерированным в средне-позднерифейское время. Она прослеживается по вулканитам трахибазальтовой формации, горизонтал фосфато- и бокситоносных темноцветных песчаников и известняков, многочисленным мелким проявлениям железа и марганца. Трахибазальты перекрыты здесь формациями платформенного чехла, что дает основание относить Карагасскую МС к авлакогенному типу. Она отличается от более древних, в частности, появлением медного оруденения (Марнинское месторождение).

В группу палеорифтогенных МС объединяются структуры зон растяжения, образовавшиеся в разные этапы и стадии развития каледонид и герцинид АССО в условиях различных геодинамических режимов.

Металлогенические системы раннегеосинклинальной стадии развития каледонид ($V - E_2$) включают эвгеосинклинальные прогибы и связанные с ними геодинамические поднятия, объединяя зоны поступления поствулканических и телетермальных рудоносных флюидов с зонами миграции и накопления рудного вещества. Главнейшими из них являются Кузнецко-Алтайская, трансиррующаяся вдоль выделенного В.А. Кузнецовым одноименного глубинного разлома, Кизир-Казырская, Боксонская и др. (см. рисунок). Преобладающий СФК — вулканогенно-кремнисто-карбонатный

с индикаторными для зон растяжения парагенерациями — силицитами, битуминозными известняками и кремнистыми сланцами, разнообразными кремнисто-гематитовыми, марганцевистыми и высокоглиноземистыми образованиями. Сходные по вещественному составу парагенерации отмечаются и в более редком вулканогенно-терригенном СФК.

Перечисленные выше шесть породообразующих элементов могут встречаться или обособленно в составе специализированных уровней и горизонтов, или совместно, но в разных соотношениях, образуя латеральные и вертикальные ряды. Такие латеральные ряды обусловлены различной миграционной способностью элементов в условиях водного бассейна. Так, оруденение кремнисто-гематитовой формации формируется в непосредственной близости от вулканитов, рудопроявления марганцевой кремнисто-карбонатной формации — в участках фашиального перехода осадочно-вулканогенных толщ в осадочные. Например, марганцеворудный пояс Кузнецкого Алатау приурочен к внешней зоне эвгеосинклиналиного прогиба и латерально связан с железорудным поясом внутренней зоны [1]. Фосфор и алюминий могут мигрировать на значительные расстояния, накапливаясь, как правило, в пределах горизонтов большой площади, но с низким содержанием полезных компонентов. В благоприятных условиях отмечается совместное осаждение нескольких элементов. Известны железистые и "черные" бокситы и углисто-гидрослюдисто-кремнистые фосфориты на Ухагольском и Боксонском месторождениях Восточного Саяна. В Кузнецком Алатау много месторождений переходного типа — марганценосных гематит-магнетитовых. Многие исследователи указывают на связь бокситов с углеродистым и кремнистым веществом [9].

Вертикальная зональность обусловлена эволюцией флюидных систем и пульсационным характером их деятельности, что часто приводит к телескопированию оруденения. На многих стратиформных месторождениях отмечаются по два-три и более рудоносных горизонта, расположенных на расстоянии в десятки и первые сотни метров по вертикали. Различия минерального состава этих горизонтов связаны не только с изменением состава рудоносных растворов, но и с физико-химическими условиями среды осадконакопления.

Особенностью металлогении вендско-среднекембрийского этапа по сравнению с предшествующими является широкое вовлечение в процессы рудообразования свинца, цинка и меди (колчеданно-полиметаллическая, медно-эпидотовая и другие формации), а также резкое увеличение роли биогенного концентрирования элементов. Так, среди кремнистых пород большое развитие получают радиоляриты, спонголиты, фтаниты. Химический состав термальных вод и температурный режим участков их проявления способствуют интенсивному росту разнообразных геотермальных биоценозов. Исследования последних 10 лет с помощью подводных обитаемых аппаратов установили богатые сообщества организмов вблизи сульфатных, кремнистых и углеводородных гидротерм, а также выходов нефти и газа, холодных рассолов и пр. Для реконструкции обстановок осадконакопления принципиально важное значение имеет открытие нефотосинтезирующих организмов, "образующих многочисленные оазисы жизни, не зависящей от солнечной энергии, а потребляющей энергию хемосинтетических реакций" [8, с. 36]. Это открытие снимает кажущееся противоречие между глубоководным характером осадков в ряде структур и наличием там большого количества биомассы, для которого предполагалась необходимость фотосинтеза в мелководных условиях.

Как отмечалось выше, в АССО выделяется несколько палеорифтогенных МС раннегеосинклиналиного этапа развития каледонид. Они закладывались на гетерогенном основании, но обладают однотипными металлогеническими характеристиками. В то же время наиболее интересные месторождения ("фронт максимального рудообразования") приурочены к одной из наиболее удаленных от Сибирской платформы Кузнецко-Алтайской МС, точнее, к северной и центральной ее частям (Кузнецкий Алатау и Горная Шория).

Миогеосинклиналиные структуры Западного Саяна, Горного Алтая, Салаирского кряжа позднегеосинклиналиной стадии развития каледонид (Е₃ — S) формировались

при преобладающем сжатии, обусловившем слабую проницаемость коры и соответственно низкую металлогеническую продуктивность. Лишь на отдельных участках на границах крупных блоков земной коры унаследованно проявился режим растяжения, который привел к ограниченному развитию палеорифтогенных МС. Они фиксируются по наличию вулканогенно-терригенного СФК и в его составе — слабо проявленных черносланцевых и фосфатноносных парагенераций. Фронт максимального рудообразования смещается в это время дальше к юго-западу в зону торцевого сочленения Западного Саяна и Горного Алтая, где выделяется Ярышкольская палеорифтогенная МС с одноименной группой железорудных месторождений.

С начала раннего девона в регионе вновь происходит деструкция земной коры и образование линейных приразломных грабенов и грабенообразных структур, а также заложение крупных межгорных впадин — Минусинской, Тувинской и др. Эти структуры также формируются на гетерогенном разновозрастном основании, что подтверждает имеющиеся представления о независимости девонского орогенеза от предшествующих этапов развития. В то же время намечается определенная латеральная зональность, возможно, связанная со степенью зрелости земной коры, уменьшающейся по мере удаления от Сибирской платформы. Так, для девонских структур центральной и восточной частей АССО характерны карбонатно-вулканогенно-терригенные СФК орогенного ряда. Девонские прогибы Горного Алтая отличаются набором формаций переходного (от орогенного к геосинклиальному) типа [4]. Фронт максимального рудообразования девонского времени смещается дальше на юго-запад к границе с Рудным Алтаем, где выделяется Коргонская палеорифтогенная МС, в которой известны месторождения железа, марганца и фосфора (кремнисто-гематитовая с повышенным содержанием апатита, гидросиликатно-магнетитовая и другие формации), относимые [3] к вулканогенно-осадочному типу, о также месторождение знаменитых "коргонских яшм".

В Минусинской и Тувинской впадинах ведущее положение занимают стратиформные месторождения меди, свинца и цинка. Известны небольшие проявления железа, марганца и фосфора [7], а в девонских прогибах восточной части региона — проявления молибденитовой минерализации.

Следующий этап растяжения земной коры в АССО начинается в позднедевонское время. Он фиксируется, в частности, по наличию гидротермально-осадочных пород в пределах Центрально-Минусинской палеорифтогенной МС. Эти породы состоят в большой степени из комковатых частиц диаметром от 0,05 до 0,25 мм, местами превращенных в микроагрегатное кремнистое вещество с примесью тонкодисперсных соединений глинозема. В составе цемента, занимающего до 30% объема породы, преобладают гидратные колломорфные соединения железа, марганца, глинозема. В микропрослойках развиваются разные рудные минералы: в одних — мельчайшие кристаллики сульфидов (галенит, сфалерит), в других — апатит или магнетит. Подобные образования раньше традиционно относили к карбонатно-терригенно-пепловой формации [7 и др.]. Новые материалы позволяют утверждать, что часть пород этой формации имеет гидротермально-осадочное происхождение.

С этим этапом связаны месторождения фосфатов [7], флюорита (ратовкита), даунсонита, цеолитов, а также свинца и цинка. Часто отмечаемые в повышенных количествах железо и марганец не достигают промышленных параметров. Фронт максимального рудообразования смещается в Рудный Алтай.

В позднем палеозое начинается "обратная волна" базальтоидной активизации и континентального рифтогенеза. Она прослеживается по дайкам, силам, трубкам взрыва, покровам щелочных и толеитовых базальтов, малым интрузиям щелочно-ультраосновных пород пермо-триасового и, возможно, более молодого возраста в западной и центральной частях региона, полям кайнозойских базальтов в Северо-Восточной Туве и Прибайкалье.

Проблемы эндогенного позднепалеозойско-мезозойского рудогенеза рифтогенных зон АССО изучали А.С. Борисенко, В.А. Кузнецов, В.И. Лебедев, Р.В. Оболенская,

А.А. Оболенский и другие исследователи. Особенностью его является вовлечение в процессы рудообразования низкокларковых элементов — ртути, сурьмы, висмута, кобальта, мышьяка и др., широкое развитие месторождений телетермального (эпитермального) типа, увеличение комплексности руд, в том числе сонахождение геохимически разобщенных элементов. Трудности изучения этих МС связаны с неоднократным проявлением базитового магматизма в АССО, обусловленного полициклическим характером ее развития, и частым отсутствием надежных геологических данных для определения возрастной принадлежности базитов.

Связанные с кайнозойскими платобазальтами существенные проявления рудной минерализации не установлены, вероятно, из-за их слабой дифференцированности.

Металлогенические системы (гранитоидных) поднятий формируются в условиях преобладающего сжатия при подчиненной роли растяжения с образованием авто- и аллохтонных гранитов. Нередко эти режимы сменяют друг друга во времени, в результате чего возникают сложно построенные полиформационные плутоны. Гранитообразование завершает тектоно-магматические циклы, начинающиеся с деструкции земной коры, рифтогенеза и базитового магматизма. Исключения составляют рифейский (гранитоиды рифейского возраста в АССО отсутствуют) и, возможно, мезозойский (поскольку для некоторой части площади гранитоиды мезозойского возраста пока не установлены) циклы.

Металлогенические системы этого типа контролируют месторождения гранитофильных элементов — молибдена, вольфрама, олова, тантала, ниобия и др., образовавшиеся в поздние этапы развития АССО. Примером служит Талицко-Бухтарминская МС в Горном Алтае (часть Талицко-Монголо-Алтайской зоны, выделенной К.Л. Волочковичем и Л.Н. Леонтьевым), которая контролирует массивы гранитов позднепалеозойской аляскитовой формации и связанное с ними вольфрам-молибденовое оруденение грейзенового и других типов.

В природе обычно встречаются МС, сформировавшиеся в течение нескольких тектоно-магматических циклов при разных геодинамических режимах. Это, например, инверсионные МС, в которых рифтогенный режим с проявлениями базитового магматизма сменился инверсией с образованием гранитоидных поднятий. Если направление движений менялось неоднократно, можно говорить о реверсивном типе МС.

Важнейшее металлогеническое значение инверсионных и реверсивных МС длительного развития состоит в том, что гранитообразование и метасоматизм в областях сжатия могут приводить к перераспределению, регенерации ранее сформировавшихся вулканогенно-осадочных руд или к мобилизации рудного вещества геохимически специализированных пород с образованием полихронных полиформационных месторождений. Наиболее ярким примером является преобразование стратиформной кремнистогематитовой формации в контактово-метасоматическую гидросиликатно-магнетитовую за счет воздействия гранитоидов разного состава и возраста на стратиформное оруденение палеорифтогенных МС.

Концепция первичного вулканогенно-осадочного происхождения так называемых скарных железорудных месторождений Горной Шории, Восточного Саяна и других районов АССО, разработанная И.В. Дербиковым, А.С. Калугиным и другими исследователями [2,3], получила подтверждение на практике благодаря выявлению больших объемов стратиформных кремнистогематитовых руд на удалении от интрузий.

К регенерированному типу относится Ботогальское месторождение графита в Восточном Саяне, по существу, представляющее собой парагенез двух формаций: графитовой гнейсовой и графитовой плутоногенной, а также медное оруденение на месторождениях меднопорфировой формации. Последнее встречается только в тех случаях, когда рудоносные граниты развиваются среди обогащенных медью вулканогенных пород. Нередко отмечаются переходы от меднопорфирового оруденения к медноколчеданному. Молибден является гранитофильным элементом. Парагенезис его с медью объясняется взаимодействием двух металлогенических мегасистем: мантийной и внутривулкановой.

Такое взаимодействие предполагается и при формировании сложных по составу месторождений, где регенерация руд не установлена. Примером могут служить месторождения Карасугской группы в Центральной Туве (барит-флюорит-сидерит-гематитовая формация). Механизм взаимодействия двух систем обусловлен, вероятно, наследованностью роли глубинных разломов как зон повышенной проницаемости при разных геодинамических режимах и пространственным совмещением разнотипных образований.

Циклично-направленный процесс металлогенической эволюции региона связан с развитием и частично взаимодействием двух рудогенерирующих мегасистем: мантийной и внутрикоровой.

Мантийная рудогенерирующая мегасистема функционирует в периоды растяжения земной коры и образования рифтогенных систем. От раннего докембрия до среднего палеозоя происходит поэтапное смещение в направлении от юго-западной границы региона с Сибирской платформой фронта максимального поступления в бассейны осадконакопления мантийных продуктов, содержащих устойчивые парагенерации железа, кремния, углерода, марганца, алюминия и фосфора, которые в значительной степени определяют петрохимическую и рудную специализацию АССО. С позднего палеозоя начинается обратная волна тектоно-магматической активизации, континентального рифтогенеза и связанного с ними рудообразования.

Внутрикоровая металлогеническая мегасистема обусловлена процессами сжатия и возникновением плутоногенных гранитоидных поднятий. Она может играть как рудогенерирующую, так и рудопреобразующую роль. В плутоногенных МС формируются месторождения гранитофильных элементов (вольфрама, молибдена, олова, тантала, ниобия и др.), в то же время происходит регенерация, преобразование стратиформных вулканогенно-осадочных руд (или мобилизация рудного вещества геохимически специализированных пород) рифтогенных МС.

Гипергенные МС являются только рудопреобразующими, рудорегенерирующими и поэтому здесь не рассматриваются.

Изложенные материалы, полученные в результате анализа металлогенической карты Алтае-Саянской складчатой области (из серии "Металлогения СССР"), хорошо согласуются с известными положениями В.И. Смирнова о периодичности рудообразования в геологической истории.

Л и т е р а т у р а

1. Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
2. Дербиков И.В., Руткевич И.С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. 91 с. (Тр.; Вып. 125).
3. Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железооруднения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.
4. Ильинский Ю.В., Кузнецов В.А. Основные черты металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 103–114.
5. Кузнецов В.А., Ильинский Ю.В. Металлогеническая эволюция фанерозойских складчатых систем юга Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 10. С. 3–9.
6. Металлогеническая карта Алтае-Саянской складчатой области. М-б 1:1 500 000: Объяснительная записка. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1987. 52 с.
7. Металлогения девона и нижнего карбона межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области / С.В. Левченко, М.И. Грайзер, М.М. Ипатов и др. М.: Наука, 1965. 211 с.
8. Миронов А.Н., Сагалевич А.М. Жизнь на подводных горах // Природа. 1987. № 6. С. 35–42.
9. Проблемы бокситов Сибири. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. 177 с.
10. Слюдянский кристаллический комплекс / Е.П. Васильев, В.Н. Вишняков, Е.А. Некрасова. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
11. Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977. 131 с.
12. Яншин А.Л. Что же такое рифты // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 5–6.

Г. В. Андреев, П. Ч. Шобогоров, В. И. Игнатович

МЕТАЛЛОГЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ МНОГОЭТАПНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В Саяно-Байкальской горной области в течение фанерозоя проявились черты этапа тектоно-магматической активизации. Такие регионы выделяются в качестве особого типа мегаструктур — областей многоэтапной активизации (ОМА) — сравнительно недавно [1, 2, 4, 6], хотя В. И. Смирнов еще в 1973 г. [19] указал на необходимость отражения на металлогенических картах последовательных периодов активизации, перекрывающих площади геосинклинального рудообразования.

Саяно-Байкальская ОМА имеет протяженность 1200—1300 км при ширине 500—700 км. Она формировалась в результате проявления средне-, позднепалеозойского, мезо- и кайнозойского этапов тектоно-магматической активизации (см. таблицу). В каждом этапе появляются характерные для него области тектоно-магматической активизации (ОТМА) с определенными чертами магматизма и металлогении.

Среднепалеозойская ОТМА формировалась с начала девона до среднего карбона. В этот период в орогенных условиях внедрялись разнообразные интрузивные породы и сопутствующие им эффузивные с резким преобладанием первых. Главные магматические и рудные формации весьма разнообразны (см. таблицу).

В результате активизации образовался широкий ареал гранитоидов на всей территории Бурятии за исключением ее северной части, а также произошло становление массивов щелочных пород в узкой зоне в северной части региона (рис. 1). С гранитоидами сархойского, огнитского, дабанского и зазинского комплексов, относящихся к сиенит-граносиенит-гранитовой формации, генетически связаны месторождения и проявления вольфрама, олова, молибдена.

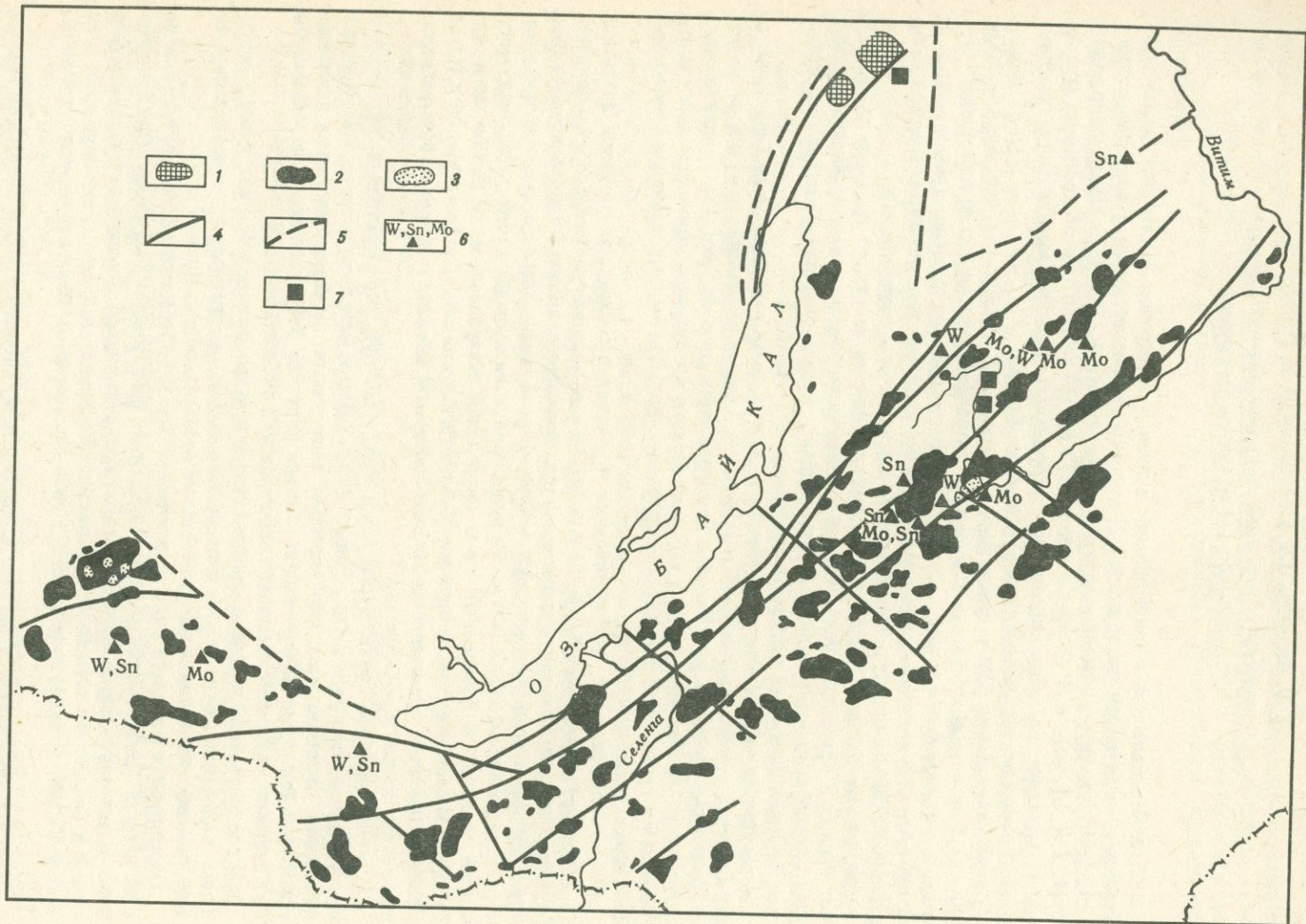
Олово-вольфрамовые рудопроявления представлены Саганшулутинским в Восточном Саяне и Утуликским в Хамар-Дабане [9]. Первое — жильного типа, второе — жильного и брекчиевого. Площадь Утуликского рудопроявления сложена однообразными филитоподобными сланцами, которые секутся серией даек и штоком гранитов и гранит-порфиров размером 200 × 200 м. На рудопроявлении выделены штокверково-прожилковый, жильный и брекчиевый типы оруденения. Кварцевые жилы имеют мощность 5—35 см. Минерализованные брекчи образуют изометричное тело размером 60 × 100 м. Обломки брекчий представлены гранит-порфирами, цемент — кварцем. Рудные минералы — касситерит и вольфрамит.

К молибденовым проявлениям относится Зумбурукское месторождение, расположенное в юго-восточной части региона [13]. Участок месторождения сложен кристаллическими сланцами, ортоамфиболитами, кварцитами, переслаивающимися с доломитами. Молибденовая минерализация концентрируется в трех штокверках, образованных системой разнонаправленных кварцевых жил или прожилков.

На рассмотренной площади многочисленны и разнообразны месторождения и проявления вольфрама. Выделяются вольфрамитовый и шеелитовый типы минерализации трех главных формаций: кварцевожильной, грейзеновой и скарновой.

Оловорудная минерализация среднепалеозойского возраста в настоящее время известна лишь в Центральной Бурятии, в бассейнах рек Турка и Кыджимит. Она представлена рудопроявлениями касситерит-силикатно-сульфидной, касситерит-кварцевой формаций и формацией оловоносных пегматитов и гранитов. Среди них заслуживают внимания Кыджимитское, Хортякское, Левокыджимитское, Верхнеалтанское проявления [13].

Широкое проявление в регионе вольфрамовой, молибденовой и оловянной минерализации позволяет выделить здесь Прибайкальский олово-вольфрам-молибденовый пояс среднепалеозойского возраста.



Магматические и рудные формации Саяно-Байкальской ОМА

Время	Формации или породы		Рудные формации и проявления нерудного сырья	Примеры месторождений и рудопроявлений
	интрузивные	эффузивные		
Девон-ранний карбон	Гранит-граносиенитовая, сиенит-граносиенит-гранитовая, щелочно-габброидная, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов и др.	Трахирiolитовая, дацит-трахирiolитовая и др.	Молибденит-кварцевая, касситерит-вольфрамит-кварцевая, вольфрамит-кварцевая, синныриты, нефелиновые руды, графит и др.	Зумбурукское, Утуликское, Ботогольское, Мухальское, Синнырское и др.
Поздний карбон-ранний триас	Габбро-диорит-гранитовая, щелочная сиенит-гранитовая	Трахибазальт-риолитовая, трахиандезит-базальтовая, трахирiolитовая	Фтор-редкометалльная, кварц-молибденитовая, скарновая борномагнетитовая и др.	Малоойногорское, Жарчихинское, Харитоновское, Колобовское, Солонго и др.
Средний триас-ранний мел	Гранитовая	Контрастная базальт-риолитовая, трахибазальтовая и др.	Вольфрамит-кварцевая, молибденит-кварцевая, полиметаллическая, флюоритовая	Восточно-Эгитинское, Наранское, Тарасовское, Холинское и др.
Поздний мел-кайнозой		Базальтовая, трахибазальтовая, андезит-базальтовая	Ртутная, драгоценные и полудрагоценные камни, цеолиты	Келянское, Бортойское, Байцевское и др.

Со щелочными породами щелочно-габброидной формации генетически связаны месторождения нефелиновых руд (Мухальское месторождение высокоглиноземистых руд [21]). В Северном Прибайкалье известен Синнырский массив, относящийся к формации нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов [3]. В пределах массива выделены три месторождения синныритов. Как известно, синныриты представляют собой комплексное сырье для производства глинозема, бесхлорных калийных удобрений, кремния, керамики, цемента и других продуктов.

Для среднепалеозойской активизированной области устанавливаются следующие особенности: наличие узких протяженных зон щелочного магматизма на фоне ареального развития магматических формаций преимущественно кислого состава; преобладание интрузивных фаций магматических пород над эффузивными; отчетливо оконтуренный Прибайкальский олово-вольфрам-молибденовый пояс, прослеживающийся на восток и на запад за пределы региона.

Позднепалеозойская ОТМА смещена к юго-востоку по отношению к среднепалеозойской ОТМА и характеризуется несколько меньшими размерами — протяженностью около 800 км при ширине 300—350 км. Эта область состоит из разломно-блоковых структур, развитых на разнородном фундаменте и насыщенных вулканоплутоническими породами верхнекарбонного—нижнетриасового возраста (рис. 2).

По характеру магматизма и металлогении в ее пределах выделяются две зоны — Джида-Хилокская и Малханская.

Джида-Хилокская зона протягивается в южной части региона более чем на 600 км при ширине 60—100 км. Магматизм зоны контролируется серией разрывных нарушений северо-восточного простирания и представлен мощными вулканическими образованиями

Рис. 1. Среднепалеозойская ОТМА. Составил Г.В. Андреев по материалам В.И. Давыдова, И.В. Гордиенко, Б.А. Литвиновского и др.

1 — щелочные массивы синнырского комплекса; 2 — гранитоиды огнинского, дабанского и зазинского комплексов; 3 — эффузивы; 4 — главные разломы; 5 — границы ОТМА; 6 — месторождения и рудопроявления W, Sn, Mo; 7 — месторождения алюминия

ями трахиандезит-риолитовой и трахиандезит-базальтовой и более поздними — габбро-диорит-гранитовой и щелочной сиенит-гранитовой формациями.

Малханская зона расположена в самой южной части региона. Ей свойственны черты, характерные для Джиди-Хилокской зоны, однако имеются и отличия, которые заключаются в развитии в ее пределах эпиконтинентальных осадочно-вулканогенных отложений с морской фауной нижнего—среднего карбона. Наиболее интенсивно вулканоплутоническая деятельность протекала в этой зоне в позднем палеозое (в среднем—верхнем карбоне и перми): мощные базальтовые излияния — трахиандезит-базальтовая формация и накопление эффузивно-пирокластических толщ кислого состава — трахириолитовая формация. Вулканическая деятельность завершилась внедрением крупных многофазных габбро-диорит-гранитовой и щелочной сиенит-гранитовой формаций.

С магматическими породами позднепалеозойского возраста генетически связаны месторождения и проявления молибдена, вольфрама, бора, железа, меди, редких металлов, относящиеся к кварц-молибденитовой, скарновой борно-магнетитовой, медно-молибденовой и фтор-редкометальной рудным формациям.

Одно из наиболее интересных молибденовых месторождений этого возраста — Жарчихинское [18] — приурочено к субвулканической структуре, представленной эксплозивными и эруптивными брекчиями. Штокверковое и прожилково-штокверковое оруденение локализовано в трубообразном теле. В нем и во вмещающих породах проявлена калишпатизация, альбитизация, окварцевание, флюоритизация, аргиллизация. В периферических частях трубки и с глубиной отмечается повышенное содержание молибдена.

Среди вольфрам-молибденовых проявлений наиболее представительно Малоойногорское месторождение [16] в Джидинском рудном районе. Площадь месторождения сложена кембрийскими вулканогенными и осадочными породами, прорванными рудоносными лейкократовыми гранитами, которые обнажены в северной части рудного поля в виде полосы субмеридионального простирания. Возраст их 296 ± 6 млн лет. Рудная минерализация проявлена в экзоконтакте гранитов над апикальной частью не вскрытого эрозией интрузива и представлена разными по составу прожилками.

В целом позднепалеозойская ОТМА характеризуется приблизительно одинаковым развитием интрузивных и эффузивных формаций и довольно широким спектром гидротермальных месторождений.

Мезозойская ОТМА охватывает юго-восточную часть региона, в ней широко развиты интрузивные, эффузивные, осадочные и рудные формации. В структуре этой области значительная роль принадлежит протяженным впадинам. Интрузивные образования представлены мелкими телами гранитовой формации, широко распространены эффузивы базальт-риолитовой, трахибазальтовой и других формаций (рис. 3).

Эндогенные месторождения и проявления образуют четыре группы: 1) молибденовые, молибден-вольфрамовые, вольфрамовые месторождения, генетически связанные с юрскими гранитоидами гуджирского комплекса; 2) верхнепалеозойские эпитермальные флюоритовые месторождения; 3) полиметаллические и молибденовые проявления, генетически связанные с юрскими эффузивами; 4) цеолитовые месторождения. Ведущую роль играют месторождения первых двух групп.

Мезозойские молибден-вольфрамовые месторождения широко освещены в геологической литературе. Главное внимание при этом уделялось месторождениям Джидинского рудного поля и Булуктаевскому месторождению. Особенности геологического строения, минералогии, геохимии, последовательности формирования, физико-химические условия, определения возраста этих месторождений рассмотрены в работах И.П. Кушнарва [12], М.М. Повилайтис [15], В.И. Игнатовича [10], С.А. Вахромеева и др. [8], Г.И. Туговика [20], А.Д. Щеглова [23], Д.О. Онтоева [14], Ф.Г. Рейфа, Е.Д. Бажеева [17] и др.

Месторождения Джидинского рудного поля расположены в зоне развития нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений, прорывающих их каледонских интрузивных пород, представленных кварцевыми диоритами, плагиогранитами, микродиоритами и небольшими телами гипербазитов. В юрское время на контакте каледонских кварце-

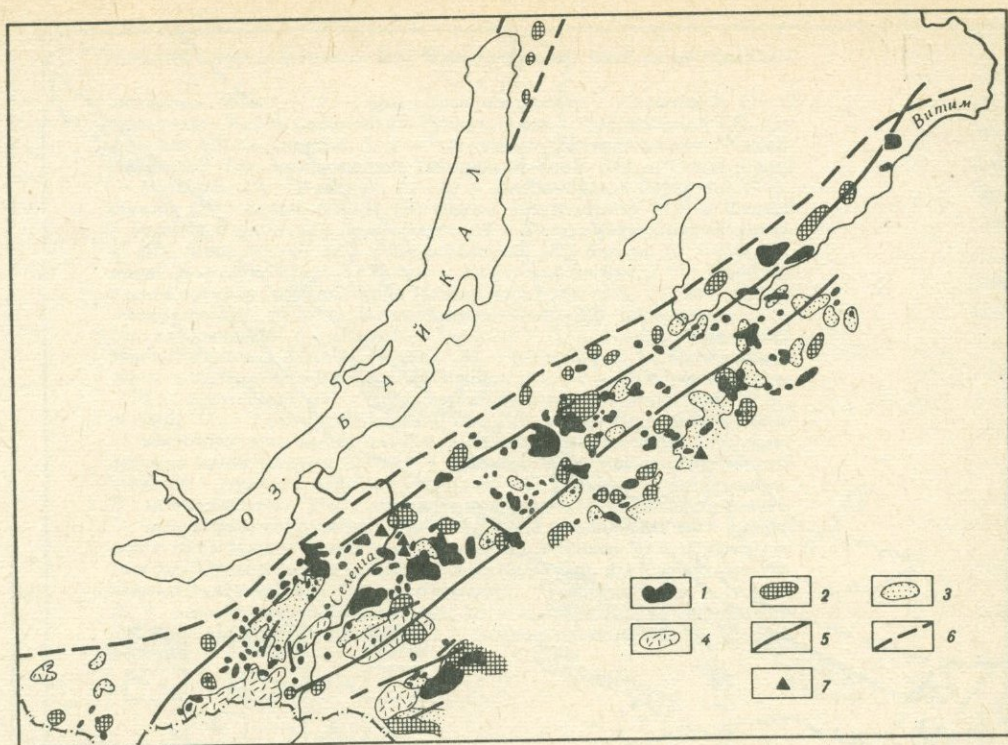


Рис. 2. Позднепалеозойская ОТМА. Составил Г.В. Андреев по материалам В.И. Давыдова, Б.А. Литвиновского, А.Н. Занвилевич, И.В. Гордиенко и др.
 1, 2 — гранитоиды куналейского (1) и бичурского (2) комплексов; 3, 4 — эффузивы: 3 — трахит-трахириолитового состава, 4 — базальт-трахиандезит-трахириолитового состава; 5 — главные разломы; 6 — границы ОТМА; 7 — месторождения и проявления Мо

вых диоритов и эффузивно-осадочных пород сформировалась многофазная Гуджирская интрузия, с которой связывается образование многоэтапного комплексного молибден-редкометалльно-вольфрамового оруденения. М.М. Повилайтис [15] на месторождении выделила девять этапов рудообразования, а более поздними исследованиями Ф.Г. Рейфа и Е.Д. Бажеева [17] на рудном поле установлено шесть интрузивных фаз и шесть этапов гидротермального рудообразования. В Джидинском рудном поле выделяются молибденовый и вольфрамовый штокверки и вольфрамовое месторождение жильного типа.

Молибденовый штокверк локализован в западной апикальной части Первомайского массива гранит-порфиров и его экзоконтакте и образован сетью различно ориентированных кварц-молибденовых жил и прожилков с крутыми углами падения.

Вольфрамовый штокверк имеет значительно большие размеры по сравнению с молибденовым и охватывает его с юга, запада и севера. Рудные прожилки имеют преимущественно радиальное и концентрическое простираение по отношению к массиву гранит-порфиров. Они сложены кварцем, гюбнеритом, шеелитом, микроклином, флюоритом и сульфидами. В зальбандах прожилков развит крупночешуйчатый мусковит.

Вольфрамовое месторождение жильного типа расположено в западной части рудного поля. Единичные жилы встречаются в пределах молибденового и вольфрамового штокверков. Преобладающее простираение жил северо-западное с падением на юг. Сложены они в основном кварцем и гюбнеритом. Широко развиты в рудных жилах халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, айкинит, родохрозит и др. По преобладающему содержанию второстепенных минералов выделяются сульфидно- и родохрозит-гюбнеритовые жилы.

Одной из особенностей эндогенной минерализации Бурятии является широкое разви-

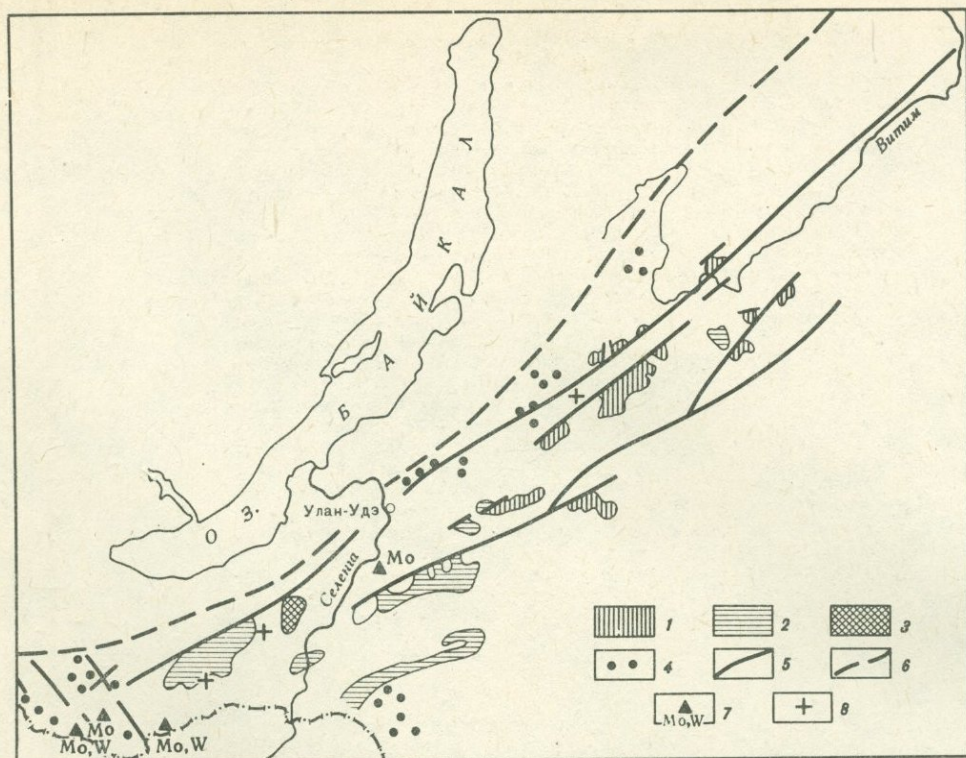


Рис. 3. Мезозойская ОТМА. Составил Г.В. Андреев по материалам В.И. Давыдова, В.И. Турунхаева и др.

1-3 — эффузивы: 1 — нижнемеловые, 2 — юрские, 3 — верхнетриасовые—нижнеюрские; 4 — граниты гуджирского комплекса; 5 — главные разломы; 6 — границы ОТМА; 7 — месторождения и проявления W, Mo; 8 — месторождения и проявления флюорита

тие флюоритовой минерализации, которая проявилась в несколько этапов. Однако главные месторождения флюорита связаны с развитием мезозойской активизации. Флюорит в ассоциации с некоторыми другими минералами образует самостоятельные месторождения или входит в состав комплексных руд, из которых он извлекается как сопутствующий компонент. В зависимости от этого флюоритовые месторождения Бурятии подразделены на собственно флюоритовые и комплексные флюоритсодержащие. К первой группе отнесены месторождения флюоритовой (эпитермальной) формации, ко второй — месторождения и рудопоявления редкоземельно-флюоритовой, вольфрам-молибденовой, кварц-шеелитовой и касситерит-сульфидно-кварцевой формаций. Из всего разнообразия формационных типов флюоритовой минерализации в настоящее время в практическом отношении заслуживают внимания лишь месторождения собственно флюоритовой формации. Наиболее крупный вклад в познание закономерностей размещения, генезиса, возраста и др. флюоритовых месторождений внесли А.Д. Щеглов [22, 23], К.Б. Булнаев [7] и Л.С. Пузанов.

По морфологии рудных тел и механизму формирования эти месторождения подразделяются на жильные и метасоматические. Наиболее представительные — эпитермальное флюоритовое месторождение жильного типа — Наранское, а метасоматическое — Эгитинское.

Кайнозойская ОТМА охватывает всю территорию Бурятии и распространяется за ее пределы. Эта эпоха ознаменовалась излиянием крупных масс эффузивов трахибазальтовой, базальтовой и андезит-базальтовой формаций. С вулканогенными породами генетически связаны месторождения ртуты, цеолитов [1, 11].

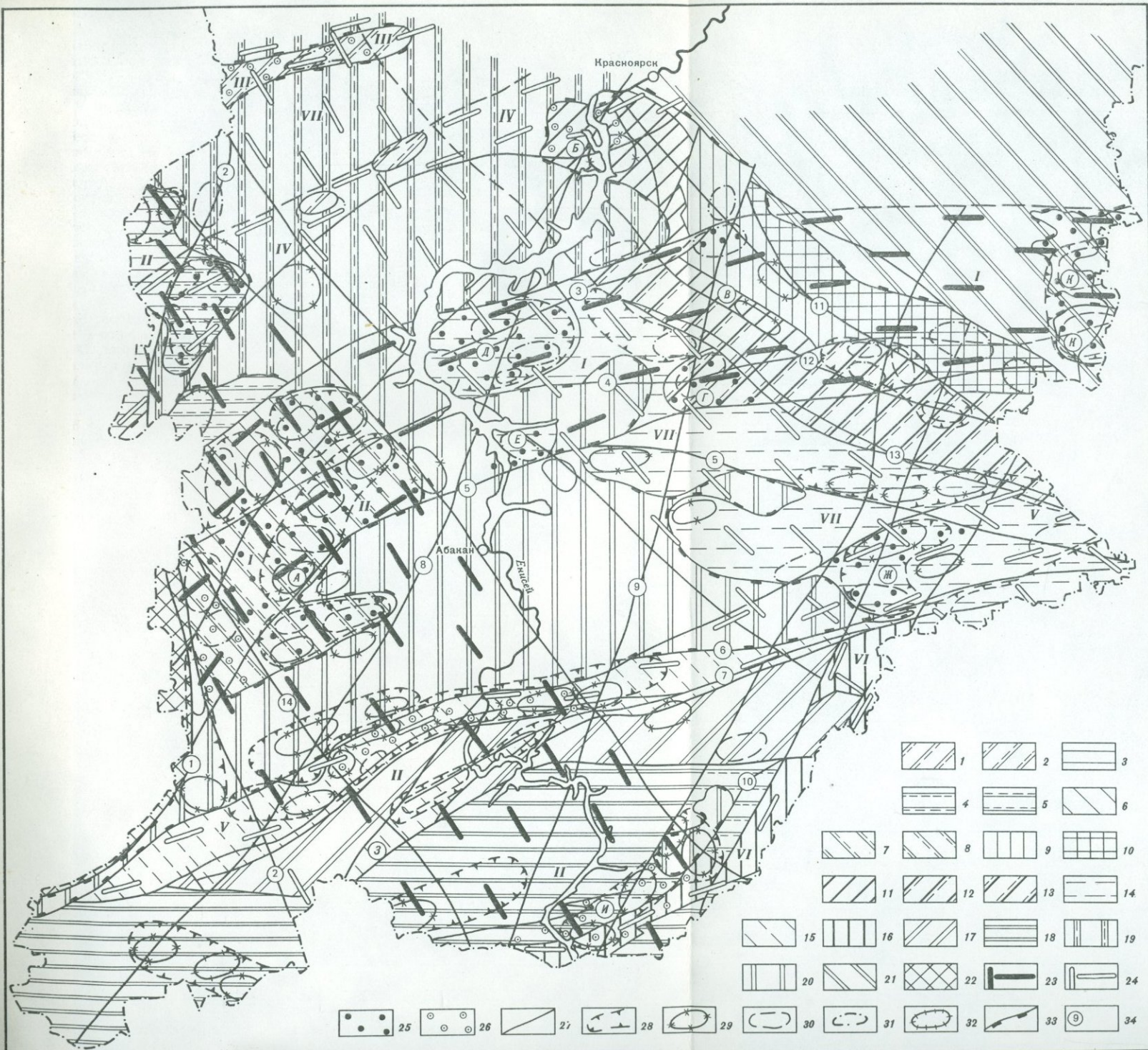


Схема металлогенического районирования юга Красноярского края на цветные металлы

1-22 – металлогенические зоны: 1, 2 – Аргинско-Солгонская с Аргинской (1) и Солгонской (2) подзонами, 3-5 – Саралинско-Тулуюльская с Тулуюльской (3), Саралинской (4) и Июсской (5) подзонами, 6-8 – Батеневско-Тыгертышская с Тыгертышской (6), Батеневской (7), включающей Темирский блок (А), и Саксырской (8) подзонами, 9 – Манская, 10 – Канская, 11-13 – Дербинская с Северной (11), включающей Таловский (Б), Арзыбейский (В) блоки, Центральной (12) и Южной (13), включающей Джетский блок (Г), подзонами, 14 – Сисим-Казырская, включающая Беллыкский (Д), Белоярский (Е) и Базыбайский (Ж) блоки, 15 – Северо-Саянская, включающая Борусский блок (З), 16 – Куртушибинская, 17 – Джебашская, 18 – Центрально-Саянская, включающая Иджирский блок (И), 19, 20 – Минусинская с Северо-Минусинской (19) и Южно-Минусинской (20) подзонами, 21 – Рыбинско-Агульская, включающая Бирюсинский блок (К), 22 – Томско-Мрасская; 23, 24 – металлогенические пояса сквозного типа: 23 – умеренно (I – Батеневско-Беллыкско-Канский, II – Саралинско-Батеневско-Маинский), 24 – относительно слабо эродированные (III – Аргинский, IV – Саралинско-Солгонско-Таловский, V – Северо-Западносаянский, VI – Куртушибинский, VII – Солгонско-Беллыкско-Базыбайский); 25, 26 – тектонические блоки внутри поясов сквозного типа: 25 – приподнятые, 26 – умеренно приподнятые; 27-33 – границы: 27 – металлогенической зоны, подзоны, блока, 28 – рудного района (зоны), 29-32 – рудного узла существенно медного (29), молибденового (30), свинцово-цинкового (31), вольфрамового (32) профиля, 33 – складчатых сооружений с межгорными впадинами; 34 – разломы, разграничивающие металлогенические зоны, подзоны и блоки (1 – Кузнецко-Алатауский, 2 – Мрасско-Терсинский, 3 – Амзаско-Тубильский, 4 – Сорско-Агульский, 5 – Бирикчильско-Таятский, 6 – Северо-Саянский, 7 – Кандатский, 8 – Абазинско-Беллыкский, 9 – Аянгатинско-Баджейский, 10 – Иджирский, 11 – Главный Восточно-Саянский, 12 – Дербинско-Удинский, 13 – Восточно-Саянский, 14 – Хараджильско-Казымчинский)

В целом для Саяно-Байкальской ОМА можно отметить следующие особенности: 1) возрастание роли эффузивных пород от ранних этапов к поздним; 2) направленное изменение химического состава однотипных пород, выразившееся в увеличении содержания щелочей, окисного железа и уменьшении количества кальция, магния, закисного железа; 3) формирование в ранние этапы магматических и высокотемпературных месторождений; 4) определенная металлогеническая унаследованность — молибденовые месторождения формировались в среднем, позднем палеозое и мезозое, вольфрам-молибденовые месторождения имеют позднепалеозойский и мезозойский возраст.

Весьма сложным и дискуссионным является вопрос о геодинамических обстановках этапов активизации. Одни исследователи полагают, что средне- и позднепалеозойский магматизм обусловлен погружением литосферы субконтинентального типа под континентальную окраину. По мнению других исследователей, опирающихся на теоретические построения Е.В. Артюшкова [5], процессы активизации вызваны последовательным поступлением легкого нагретого материала из нижней мантии в верхние части верхней мантии.

Л и т е р а т у р а

1. Андреев Г.В. Области многоэтапной активизации — перспективные рудоносные мегаструктуры. Новосибирск: Наука, 1976. 104 с.
2. Андреев Г.В. Новая металлогеническая эпоха в Саяно-Байкальской горной области // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 4. С. 930—931.
3. Андреев Г.В. Петрология формации калиевых, нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск: Наука, 1981. 85 с.
4. Андреев Г.В. Особенности формирования и металлогении областей многоэтапной тектоно-магматической активизации // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 5. С. 1186—1189.
5. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
6. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Очиров Ц.О. Тектоника областей многоэтапной тектонической активизации (на примере Забайкалья) // Тез. докл. XIV сес. Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1982. С. 40—42.
7. Булдаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
8. Вахромеев С.А., Иньшин Е.Д., Корытова Д.М. О геолого-структурных и генетических особенностях Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения // Зап. Вост.-Сиб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1962. Вып. 3. С. 19—34.
9. Глебов М.П., Кожевников О.К., Перляев В.И. и др. Перспективная оценка оловянно-вольфрамового оруденения Восточного Саяна и Хамар-Дабана // Геология и полезные ископаемые Юго-Восточной Сибири. Иркутск: ВостСНИИГГиМС, 1979. С. 65—68.
10. Игнатович В.И. О структуре Джидинского рудного поля // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1961. Вып. 7. С. 3—22.
11. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 197—202.
12. Кушнарев И.П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 140 с.
13. Оловянное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье / Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов, А.А. Белоголовкин и др. Новосибирск: Наука, 1978. 93 с.
14. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 242 с.
15. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 165 с.
16. Покалов В.Т., Васин В.В., Болохонцева С.В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 96—108.
17. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
18. Скрипкина В.В., Верник В.Л., Рейф Л.И. и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 6. С. 1461—1464.
19. Смирнов В.И. Металлогенический цикл // Разведка и охрана недр. 1973. № 9. С. 1—5.
20. Тусвик Г.И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 63—74.

21. Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.
22. Щеглов А.Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1961. № 3. С. 51–69.
23. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.

УДК (553.43+553.44+553.46).078 (571.51)

В.С. Кузубный, Г.В. Филиппов, Б.И. Суганов, Г.Г. Карасева

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ЮГА КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

В южной части Красноярского края учтена информация по большому количеству месторождений и рудопроявлений. По вещественному составу руд среди них различаются медные, свинцово-цинковые, молибденовые и вольфрамовые. Наиболее широко распространена меднорудная минерализация, ей подчинены молибденовая, свинцово-цинковая и вольфрамовая. Месторождения и рудопроявления относятся к следующим рудным формациям: контактово-метасоматическим (скарновым) медной, полиметаллической, молибденовой и вольфрамовой; меднопорфировой и медно-молибденпорфировой; грейзеновым, молибденовой и вольфрамовой; колчеданным медной, медно-пирротиновой и полиметаллической (в том числе значительно метаморфизованных руд); формациям гидротермальных жильных и неправильных метасоматических рудных залежей меди, свинца—цинка, молибдена, вольфрама; стратиформным медной, свинцово-цинковой и молибденовой.

Рудные объекты размещаются в различных геологических структурах юга края и связаны с конкретными фациями, литологическими и петрографическими типами осадочных, вулканогенных и интрузивных пород [2, 3, 7]. Этим объясняется неравнозначная продуктивность геологического разреза различных структурных единиц и составляющих их геологических формаций и ассоциаций. Наиболее благоприятны для рудокализации ассоциации пород осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. Велика роль "благоприятных литологических пар", особенно карбонатных, карбонатно-сланцевых отложений и вулканитов с породами гранитоидных интрузий. В целом более 50% рудных объектов проявлены в карбонатных и терригенных формациях, остальные — в вулканогенных и интрузивных.

Известняково-доломитовая формация Кузнецкого Алатау отличается наибольшим сосредоточением рудных объектов. При этом в протерозойской части ее разреза, слагающей Батеневское, Тьгертышское и Саралинское поднятия, установлены (плотность оруденения 4,4) существенно медные месторождения (Юзиское, Киялых-Узенское, Уленьское, Глафириновское и др.). Менее распространены свинцово-цинковые (Казымчинское, Игр-Гольское, Карасукское), молибденовые и вольфрамовые. Раннекембрийская часть разреза этой формации обладает сравнительно низкой плотностью оруденения (1, 2). В Восточном Саяне с этой формацией (плотность оруденения 1,4) связаны Первомайское полиметаллическое и Быскарское вольфрам-молибденовое месторождение, размещенные на Беллыкском и Белоярском поднятиях.

С вулканогенными формациями ассоциирует преобладающая часть меднорудных объектов. К ним относятся медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, молибденово-медные и собственно медные месторождения и рудопроявления (в том числе самородной меди). Практически все они тяготеют к полям развития пород эффузивной и субвулканической фаций кембрийских базальт-риолитовой, базальт-андезит-риолитовой и девонской дацит-трахит-андезит-базальтовой формаций, располагаясь в зоне сочленения складчатых сооружений с Минусинским межгорным прогибом.

Продуктивны также интрузивные формации, особенно представленные многофазными и полифазальными массивами гранитоидов. Рудоносные интрузивы отличаются малой эродированностью и пестротой состава, обусловленного процессами гибридности в апикальных и приконтактных частях массивов. Наибольшей рудонасыщенностью характеризуются гранодиорит-гранитовая и гранодиорит-тоналит-плагиогранитовая формации. В структурах Батеневского, Тыгертышского и Саралинского поднятий Кузнецкого Алатау с гранодиорит-гранитовой формацией при плотности оруденения 2,4 связаны молибденовые месторождения (Сорское и Камыштинское), в Восточном Саяне (плотность оруденения 1,1) — Джетское, Теплое и другие месторождения. Наиболее отчетливые генетические связи оруденения с интрузивными формациями установлены для скарновых медных, полиметаллических и редкометалльно-полиметаллических месторождений [2, 5, 6, 9].

В возрастном диапазоне эндогенное оруденение проявлено от раннего протерозоя до позднего девона. В Восточном Саяне и Кузнецком Алатау максимум рудных объектов размещается на уровне позднего протерозоя—раннего кембрия, в Западном Саяне — на уровнях раннего кембрия и ордовика, в Минусинском и Рыбинско-Агульском прогибах — раннего и среднего девона, а в переходных зонах (складчатые сооружения — межгорные прогибы) — раннего девона. Возраст рудоносных интрузий, с которыми обнаруживаются связь рудные объекты, колеблется от кембрия до раннего девона — позднекембрийско-ордовикская гранодиорит-тоналит-плагиогранитовая формация, силурийская гранодиорит-гранитовая, позднесилурийско-раннедевонская граносиенит-гранитовая. На сульфидное медно-никелевое оруденение продуктивны дифференцированные габброиды (канатикский, запевахинский комплексы кембрия), на медно-колчеданное и меднопорфировое — гранитоиды трондьемитовой (маинский комплекс — E_{1-2}) и гранодиорит-тоналит-плагиогранитовой (ольховский — E_3-O , мартайгинский — E_{2-3} комплексы) формаций, на молибден-порфировое — гранодиорит-гранитовая (тыгертышский — $O-S$, быллыкский — S , кутурчинский — S комплексы) и граносиенит-гранитовая (бuedжyльский — D_1 , джойский — S_2 , буйбинский — D_{1-2} комплексы) формации. Медно-молибденовые и вольфрамовые месторождения обычно расположены в зоне контакта гранитоидных массивов с вмещающими их карбонатными и эффузивными толщами. Молибденовое оруденение тяготеет к эндоконтактовым и апикальным частям гранитоидных массивов, а медное и вольфрамовое — к экзоконтактовым. Эти выводы авторов согласуются с данными других исследователей [3, 4, 7].

Роль крупных глыбово-складчатых структур и глубинных разломов в размещении эндогенного оруденения велика, но неоднозначна. Блоковое строение территории и разный гипсометрический уровень блоков в моменты рудообразования были определяющими в пространственном размещении рудных районов, зон, узлов и месторождений. С учетом плотности распределения последних и геологических условий на юге края выделены несколько рудных районов, рудных зон, а в их пределах — рудные узлы, в том числе существенно медные, свинцово-цинковые, молибденовые и вольфрамовые (см. рисунок, вкл.). В большинстве случаев рудные узлы пространственно отвечают структурам длительного развития эффузивного и интрузивного магматизма. Участки концентрации эндогенного оруденения контролируются разноориентированными зонами глубинных разломов, ограничивающими древние выступы, а также зонами сочленения этих выступов с девонскими межгорными впадинами.

В антиклинорных поднятиях юга края установлен ряд рудных районов и зон, в пределах которых размещены рудные узлы с рудными объектами. Основная масса рудных объектов приходится на антиклинорные структуры Кузнецкого Алатау (плотность оруденения 2,4) и Восточного Саяна (плотность оруденения 0,6). Из положительных форм глыбово-складчатых структур наиболее рудонасыщенными являются зачехленные выступы срединных массивов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, интенсивно переработанные салаирской складчатостью (Джетский, Базыбайский и Темирский выступы с плотностью оруденения соответственно 1,8, 1,4, 25,0, общая — 2,2), антиклинории шовного типа, сформированные при инверсии приразломных прогибов

(Иджирский выступ в Западном Саяне с плотностью оруденения 1,3), и конседиментационные поднятия Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна с общей плотностью оруденения 1,8. Наибольшей насыщенностью рудными объектами среди последних выделяются Тыгертышское (плотность 2,9), Саралинское (плотность 2,7) и Батеневское (плотность 2,3) поднятия.

На синклинории складчатых сооружений юга Красноярского края приходится около 20% рудных объектов при плотности оруденения 0,5. Они обособлены в ряд рудных узлов, объединенных в несколько рудных районов. К наиболее насыщенным рудными объектами относятся унаследованные эвгеосинклинальные прогибы каледонид Кузнецкого Алатау (Июсский с плотностью оруденения 4,2 и Тулукульский с плотностью 1,3). Из приразломных прогибов салаирид по плотности оруденения выделяются унаследованные эвгеосинклинальные приразломные прогибы Западного Саяна (Северо-Саянский с плотностью 1,1). Из структур тектоно-магматической активизации наиболее продуктивны краевые вулканогенные поднятия межгорных впадин, прилегающие к Кузнецкому Алатау (плотность 2,0) и Восточному Саяну (плотность 2,6). Незначительная часть рудных узлов и рудных объектов приурочена к зонам смятия.

Изучение особенностей распределения рудных объектов в глыбово-складчатых структурах показывает, что меднорудные месторождения и рудопроявления встречаются во всех типах геологических структур юга края, но наиболее развиты в Батеневском и Тыгертышском конседиментационных поднятиях Кузнецкого Алатау и в Минусинском межгорном прогибе. Молибденовые и медно-молибденовые проявления сосредоточены главным образом в Батеневском и Саралинском поднятиях Кузнецкого Алатау, Джетском выступе и Сисим-Казырском унаследованном эвгеосинклинальном прогибе Восточного Саяна. Свинцово-цинковые проявления связаны преимущественно с Батеневским и Саксырским поднятиями, Манским наложенным миеосинклинальным прогибом, Беллыкским и Белоярским поднятиями и Сисим-Казырским прогибом. Вольфрамовая минерализация распространена в унаследованных эвгеосинклинальных структурах Кузнецкого Алатау. В структурах герцинского тектогенеза (тектоно-магматическая активизация каледонид) преобладающим типом оруденения является медный. Процессы активизации, метаморфизма и регенерации привели не только к интенсивным преобразованиям и усложнению древних структур, но и затушевыванию отличительных признаков первичного формирования руд.

Анализ пространственного размещения эндогенного оруденения в геологических формациях и глыбово-складчатых структурах юга Красноярского края выявляет высокую продуктивность в отношении цветных металлов раннекаледонской, собственно каледонской и герцинской металлогенических эпох. Максимальной рудоносностью обладают раннекаледонские конседиментационные поднятия и зачехленные выступы срединных массивов, интенсивно переработанные салаирской складчатостью, а также унаследованные эвгеосинклинальные приразломные прогибы салаирид и каледонид. Из структур герцинской тектоно-магматической активизации наиболее продуктивны в отношении меди, возможно, свинца, краевые вулканогенные поднятия межгорных впадин, сформированные при инверсии предгорных прогибов, прилегающих к складчатым структурам Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.

Важную роль в позиции рудных объектов и рудных узлов играют участки пересечения и сочленения тектонических зон (разрывных нарушений, скрытых разломов фундамента, зон трещиноватости, поясов даек) различных направлений. Этот тип структур контролирует размещение многих рудных узлов и месторождений. Характерна приуроченность эндогенного оруденения к узлам пересечения структур трех и более направлений. Медное и молибденовое оруденение при этом тяготеет преимущественно к узлам пересечения субмеридиональных разломов с северо-восточными и северо-западными и субширотных с северо-восточными, а вольфрамовое — субмеридиональных с северо-западными структурами. Свинцово-цинковое оруденение контролируется узлами пересечений региональных разломов трех и более направлений. Локальный тектонический контроль проявлен в размещении рудных узлов и рудных объектов

в участках пересечения более мелких разломов различных направлений и протяженности, в линейных зонах, отличающихся интенсивностью деформаций и рассланцевания, а также в зонах дробления и повышенной трещиноватости, пересекающих приконтактовые части гранитоидных интрузий и вмещающих их толщ (участки, наиболее благоприятные для локализации свинцово-цинковых, молибден-медных и вольфрамовых месторождений).

Продуктивными в металлогеническом отношении на юге края являются тектонические структуры сквозного типа, представляющие собой крупнейшие долгоживущие зоны унаследованного развития и характеризующиеся сочетанием глыбово-складчатых структур геосинклинали, ее фундамента и региональных разломов (Мрасско-Терсинский, Сорско-Агульский, Бирикчульско-Таятский, Северо-Саянский и др.). Последние ограничивают пояса сквозного типа или проявляются в виде межблоковых разрывных нарушений внутри зон (см. рисунок). Согласно геолого-геофизическим данным В.В. Самкова, А.П. Щеглова, В.С. Суркова и других исследователей, они относятся к глубинным и выполняют роль важнейших магмо- и рудогенерирующих структур. Длительность развития и унаследованный характер поясов сквозного типа выразились в наличии в них блоков фундамента и зачехленных выступов срединных массивов; интенсивно переработанных салаирской складчатостью (Джетский, Базыбайский, Темирский и др.), повышенной мобильности древних геосинклинальных прогибов и конседиментационных поднятий (Батеневское, Тигертышское, Беллыкское и др.), аномальной насыщенности их продуктами каледонского магматизма, а также позиции и морфологии наложенных впадин и поясов даек, связанных с девонской активизацией. Характеризуемые структуры прослеживаются на расстоянии более 500 км при ширине 50–150 км, ориентированы в субширотном и северо-западном направлениях и отличаются высокой рудонасыщенностью (см. рисунок). Они широко известны за пределами юга края (Восточное Забайкалье, Приморье и др.) и описаны под названием сквозных систем нарушений и рудоконцентрирующих структур, определяющих размещение месторождений различных металлов [1, 8].

Сквозные глыбово-складчатые структуры юга края по уровню эрозионного среза разделяются на умеренно и относительно слабо эродированные. К первым относятся субширотный Батеневско-Беллыкско-Канский и северо-западный Саралинско-Батеневско-Маинский пояса, обладающие повышенной рудонасыщенностью, а ко вторым — Аргинский, Саралинско-Солгонско-Таловский, Северо-Западно-Саянский, Куртушибинский субширотные и Солгонско-Беллыкско-Базыбайский северо-западный пояса. Особый интерес в металлогеническом отношении представляют области пересечения поясов сквозного типа, отличающиеся наибольшей дифференцированностью в тектоническом отношении, максимальной насыщенностью магматическими образованиями и рудными объектами. Характерно сочетание приподнятых, умеренно приподнятых и опущенных блоков, различающихся рудонасыщенностью. К продуктивным относятся системы в различной степени приподнятых блоков (Саралинский, Батеневско-Тигертышский, Саксырский, Беллыкский, Маинско-Шушенский и др.), концентрирующих большинство рудных районов, узлов, месторождений и рудопроявлений. Они включают наиболее перспективные в отношении эндогенного оруденения зачехленные выступы срединных массивов, интенсивно переработанные салаирской складчатостью, и конседиментационные поднятия ранних каледонид. "Крестовые структуры" сквозного типа контролируют размещение эндогенного оруденения и определяют позицию преобладающего большинства рудных районов, зон и узлов (см. рисунок).

Распределение рудных объектов на юге края весьма неравномерное, имеет линейно-узловой характер и определяется общим планом размещения геосинклинально-складчатых и активизированных структур, глубинных разломов и мобильных тектонических зон сквозного типа. Рудонасыщенность различных металлогенических и соответствующих им структурно-формационных зон и структур неодинакова (см. рисунок). Слабо рудоносны зоны добайкальской и байкальской консолидации (Канская, Дербинская, Томско-Мрасская), а также центральные части наложенных впадин (Минусинская,

Рыбинско-Агульская). На значительных площадях этих структур встречаются в основном разрозненные пункты минерализации цветных металлов и единичные рудные узлы с незначительными потенциальными возможностями обнаружения промышленного оруденения. Мало рудных объектов выявлено и в слабо изученной Аргинско-Солгонской зоне салаирид, в значительной степени перекрытой чехлом более молодых отложений. Повышенная продуктивность свойственна металлогеническим зонам и подзонам рифейско-раннекаледонской (Батеневско-Тыгертышская, Северо-Саянская), собственно каледонской складчатости (Сисим-Казырская, Саралинско-Тулулюльская) и областям сопряжения их с наложенными прогибами девонской активизации (Минусинская, Рыбинско-Агульская). В пределах этих металлогенических зон размещается главная масса известных месторождений, рудопроявлений и отчетливо выражены многие рудные районы, зоны и узлы.

Анализ размещения эндогенного оруденения цветных металлов в пределах конкретных металлогенических зон и подзон юга края выявляет следующие закономерности.

1. Продуктивными формациями являются известняково-доломитовая, гранодиорит-гранитовая и гнейсо-сланцево-карбонатная (Кузнецкий Алатау, Восточный Саян), спилит-диабазовая, дацит-андезит-базальтовая, гранодиорит-тоналит-плагιοгранитовая (Кузнецкий Алатау), андезит-базальтовая, базальт-андезит-риолитовая и терригенно-карбонатная (Восточный Саян), базальт-риолитовая (Западный Саян), а в наложенных межгорных прогибах — дацит-андезит-базальтовая и нижняя красноцветная моласса.

2. Наиболее рудонасыщенными и соответственно благоприятными для локализации промышленного оруденения структурами являются зачехленные выступы срединных массивов, интенсивно переработанные салаирской складчатостью (Джетский, Бызбайский в Восточном Саяне, Бирюсинский в Агульском прогибе, Темирский в Кузнецком Алатау, Иджирский в Западном Саяне); конседиментационные поднятия (Батеневское, Тыгертышское, Саралинское в Кузнецком Алатау, Беллыкское в Восточном Саяне); унаследованные эвгеосинклинальные приразломные прогибы (Северо-Саянский в Западном Саяне); структуры сочленения древних поднятий с межгорными впадинами; узлы пересечения глубинных разломов, контролирующих разновозрастный интрузивный и эффузивный магматизм; зоны повышенной трещиноватости, пересекающие приконтактные части гранитоидных интрузий и вмещающих их толщ; зоны девонской и позднепалеозойско-раннемезозойской активизации; апикальные и приконтактные зоны многофазных гранитоидных массивов.

Л и т е р а т у р а

1. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 192 с.
2. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
3. Кривцов А.И. Гелогические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 255 с.
4. Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых / В.К. Денисенко, Э.И. Кутырев, И.Г. Павлова и др. М.: СЭВ, 1981. 363 с.
5. Кузубный В.С., Макаров В.А. Особенности формирования скарноворудных зон месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1984. С. 32–45.
6. Курцерайте Ш.Д. Основные черты эндогенной металлогении каледонид Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1975. № 3. С. 41–50.
7. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Ф.Р. Апельцин, В.Т. Покалов, Г.Г. Родионов и др. М.: Недра, 1977. 310 с.
8. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений / М.А. Фаворская, И.К. Волчанская, Е.Н. Сапожникова и др. М.: Наука, 1985. 166 с.

В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, В.А. Коротеев, Е.А. Ананьева,
Б.П. Рыжий, В.А. Верховцев, Ю.А. Полтавец

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И УРАЛА

Западным обрамлением Сибирского региона является Уральская складчатая система, разграничивающая Русскую платформу и Западно-Сибирскую плиту. Однако характер сочленения Урала с указанными структурами различный, что подчеркивает разную геологическую историю последних и асимметричное строение Урала. Границей литосферных сегментов Русской платформы и Западно-Сибирской плиты служит Главный эвгеосинклинальный пояс Уральской складчатой системы, в основном соответствующий Тагило-Магнитогорской зоне. Этот пояс характеризуется интенсивным развитием ультрабазит-базитовых и базальтоидных ассоциаций, а в геофизических полях выделяется в качестве регионального гравитационного супермаксимума [2]. По сейсмическим данным, названный пояс отличается от соседних с ним зон повышенной мощностью земной коры, резко увеличенной мощностью и приподнятой верхней границей гранулит-базитового слоя, сокращенной мощностью гранито-гнейсового слоя. Ряд исследователей рассматривают Главный эвгеосинклинальный пояс в качестве реликта планетарного внутриконтинентального раздвиг типа палеорифта, прошедшего этап океанического развития, завершившегося формированием сегмента земной коры квазиостроводужного типа [2, 4]. Геологические структуры Урала, находящиеся к западу от этого пояса, развивались на континентальной коре Русской платформы, а формирование структур, расположенных к востоку от него, следует связывать с фундаментом Западно-Сибирской плиты.

Восточные структуры Уральской складчатой системы и зона ее сочленения с Западно-Сибирской плитой на больших площадях перекрыты мезо-кайнозойским чехлом, поэтому их контуры определяются по геофизическим данным. В гравитационном и магнитном полях уральские структуры выделяются четкими субмеридиональными аномалиями, а для смежных площадей Западно-Сибирской плиты характерны аномалии северо-западного и субширотного простирания. Кроме того, в этой зоне фиксируются крупные изометричные аномалии, отвечающие поднятиям фундамента. В целом, по гравиметрическим и магнитным данным, граница Урала и Западно-Сибирской плиты имеет сложный характер. Она ступенчато смещается в направлении с северо-запада на юго-восток в сторону Казахстанской складчатой области (см. рисунок). На сейсмических профилях отсутствуют резкие границы, фиксирующие эту зону, но имеется система смещений уровней отражающих площадок, которая совпадает с пограничной зоной [3].

На основании геологических материалов для открытой части территории и геофизических данных для остальных площадей в восточной части Урала выделяются следующие структурно-металлогенические зоны (см. рисунок): Восточно-Уральская, Пелымская, Зауральская, Валерьяновско-Боровская, Убаганская. В пограничной зоне Урала и Западно-Сибирской плиты оконтуриваются изометричные блоки древних пород: Кокчетавский, Петропавловский, Уват-Тавдинский, Ханты-Мансийский. Между Кокчетавским и Ханты-Мансийским массивами на прилегающей части Западно-Сибирской плиты выделяются структуры северо-западного простирания (с юга на север): Солдатско-Михайловская, Гарско-Муромцевская, Верхне-Демьяновская.

Ниже кратко охарактеризованы геолого-геофизические и металлогенические особенности перечисленных структурно-металлогенических зон.

Восточно-Уральская и Зауральская зоны, расположенные непосредственно к востоку от Главного эвгеосинклинального пояса и соединяющиеся на Южном Урале, имеют много общего в строении и выделяются под названием Урало-Тобольского поднятия. По

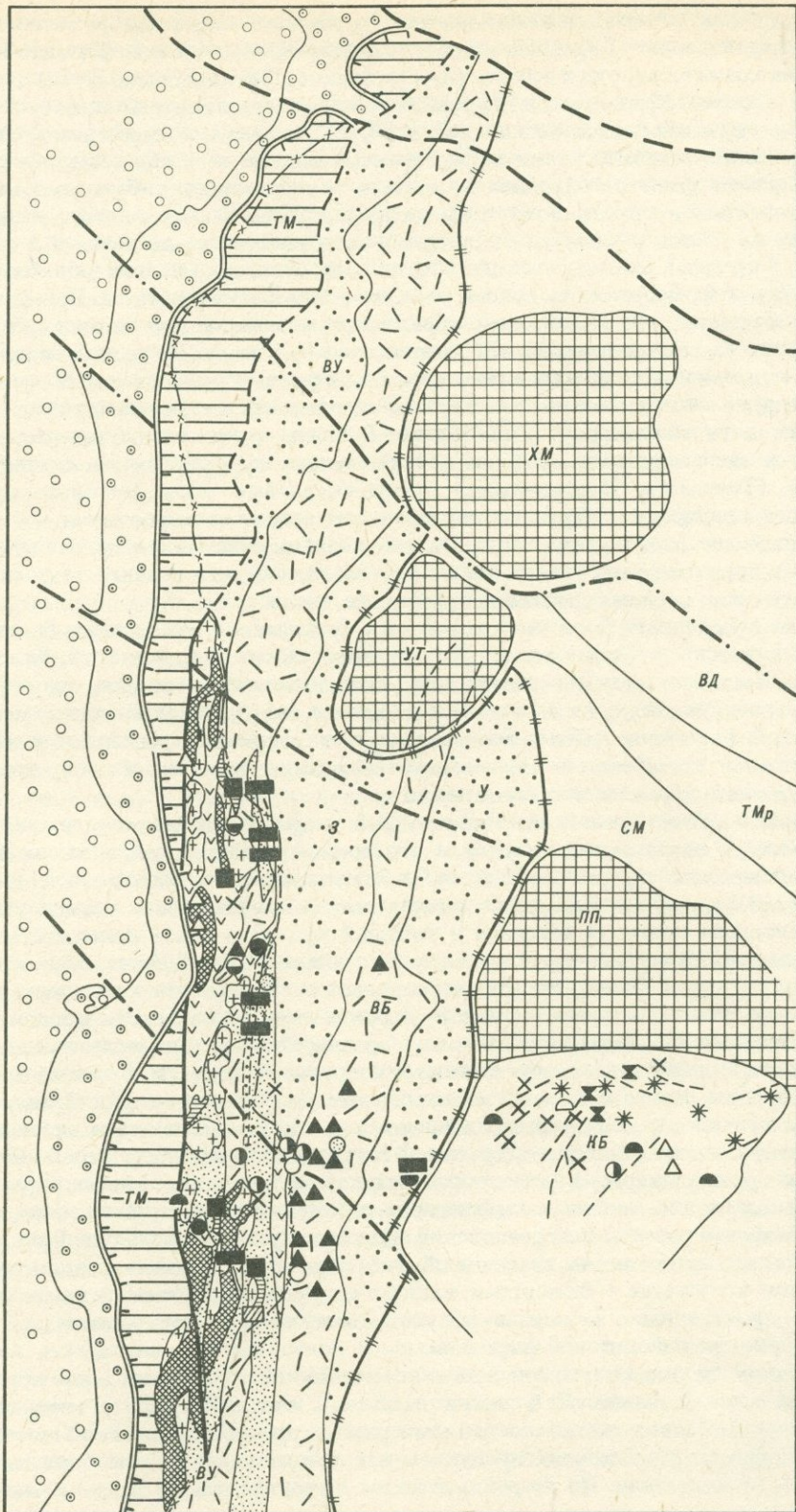
геофизическим данным [3, 8], для них характерен достаточно мощный (20–30 км) гранито-гнейсовый слой, сопоставимый с мощностью (20–25 км) гранулито-базальтового слоя, а также более высокое (35–45 км) положение границы Мохо по сравнению с Тагило-Магнитогорской мегазоной (45–55 км). Указанные параметры земной коры близки к таковым для коры континентального типа. По составу и возрасту земная кора Восточно-Уральской и Зауральской зон имеет гетерогенное строение. Здесь выделяются следующие структуры более высоких порядков: блоки докембрийских метаморфических пород, комплексы палеозойских раннегеосинклинальных (эвгеосинклинальных) отложений, наложенные вулканоплутонические пояса, синклинали, выполненные средне-позднепалеозойскими осадочными отложениями, позднепалеозойские гранитные массивы. По геологическим и геофизическим данным устанавливается, что выступы докембрийских пород (Салдинский, Гаевский, Аduitско-Мурзинский, Красногвардейский и др.) представляют собой тектонические блоки, ограниченные зонами дислокаций, и имеют субгоризонтально-слоистую структуру. Эти блоки являются фрагментами архейско-раннепротерозойской земной коры древнего Евразийского континента, в той или иной мере переработанными предгеосинклинальными и геосинклинальными рифейско-палеозойскими процессами. Они ассоциируют с полигенными и полихронными гранито-гнейсовыми и гранито-сланцевыми комплексами, иногда с позднепалеозойскими гранитными массивами. В блоках метаморфических пород известны рудопоявления железистых кварцитов, керамических и редкометальных пегматитов, андалузита, силлиманита, слюды, кварца.

Раннегеосинклинальные комплексы сложены в основном спилитами, базальтами, андезито-базальтами, более кислыми эффузивами, ультрабазитами, габброидами. Перечисленные породы формировались в ордовике–раннем девоне в зонах частных раздвигов между микроконтинентами (срединными массивами). Состав слагающих их геологических формаций сходен с Тагило-Магнитогорским прогибом, но масштабы проявления вулканизма здесь значительно меньше, чем в последнем, а в дифференцированных комплексах возрастает роль андезитовой составляющей. На стадии сжатия раннегеосинклинальные отложения более деформированы — смяты в складки, разорваны на тектонические пластины, шарьированы.

С базальтовыми и дифференцированными липарит-андезит-базальтовыми толщами раннегеосинклинальных комплексов связаны медноколчеданные и медно-цинковоколчеданные месторождения (Светлинское, Айдырлинское); с диоритовыми и плагиогра-

Схема структурно-металлогенического районирования Урала и западного обрамления Западно-Сибирской плиты

1 – Предуральский прогиб; 2 – Центрально-Уральское поднятие; 3 – Главный эвгеосинклинальный пояс; 4–12 – геологические структуры и комплексы западного обрамления Западно-Сибирской плиты: 4 – поднятия фундамента, 5 – гнейсовые и мигматит-гнейсовые комплексы древней континентальной коры, 6 – гранитоидные массивы, 7 – эвгеосинклинальные комплексы Урало-Тобольской зоны, 8 – дунит-гарцбургитовые массивы и серпентинитовый меланж, 9 – вулканоплутонические комплексы наложенных поясов девонско-нижнекаменноугольного и ниже-среднекаменноугольного возраста, 10 – комплексы межпоясовых зон, 11 – ранне- и среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, 12 – осадочные отложения мезозойских грабенов; 13–18 – границы и разломы: 13 – Главный Уральский глубинный разлом (по геологическим данным) (а) и восточная граница эвгеосинклинального пояса (по геофизическим данным) (б), 14 – разломы в фундаменте Западно-Сибирской плиты, по геофизическим данным, 15 – зоны допалеозойской деструкции восточного края Русской плиты, 16 – трансструктурные разломы многоэтапной активизации, 17 – восточная граница распространения структур субмеридионального простирания, 18 – восточная граница кайнозойского чехла; поднятия фундамента: ХМ – Ханты-Мансийское, УТ – Уват-Тавдинское, ПП – Петропавловское, КБ – Кокчетавский блок; структурно-металлогенические зоны: ВУ – Восточно-Уральская, П – Пельювская, З – Зауральская, ВБ – Валерьяновско-Боровская, У – Убаганская, СМ – Солдатско-Михайловская, ТМр – Тарско-Муромцевская, ВД – Верхне-Демьяновская, ТМ – Тагило-Магнитогорская зона Главного эвгеосинклинального пояса; 19–34 – минерализация: 19 – хромитовая, 20 – медноколчеданная, 21 – колчеданно-полиметаллическая, 22 – скарново-магнетитовая, 23 – скарново-медная, 24 – меднопорфиновая, 25 – полиметаллическая, 26 – редкометальная, 27 – редкометально-редкоземельная в карбонатах, 28 – редкометальная телетермальная, 29 – медно-никелевая, 30 – железистых кварцитов, 31 – медистых песчаников, 32 – асбеста, 33 – боксита, 34 – каменных и бурых углей



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34

нитными интрузиями, комагматичными андезито-базальтовой формации, — меднопорфировые рудопоявления (Биргильдинское); с дунит-гарцбургитовой формацией — месторождения хромитовых руд и асбеста (Аккаргинское, Джетыгаринское).

В пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий в последние годы выявлены наложенные вулканоплутонические пояса [4, 5], сложенные дифференцированными вулканидами, комагматичными им субвулканическими и гипабиссальными интрузиями с широким развитием средних по составу пород — андезито-базальтов, андезитов, диоритов, гранодиоритов. Возраст наложенных вулканических поясов в направлении с запада на восток смещается от среднего—позднего девона до раннего и среднего карбона. В пределах рассматриваемых зон, по-видимому, сохранились только фрагменты наложенных вулканических поясов в Каменском, Еманжелинском, Прииргизском районах. Считается, что аналогичные образования возникают над зонами субдукции в результате частичной переработки континентальной коры. Продукты наложенных вулканоплутонических поясов отличаются от раннегеосинклинальных более высоким отношением калия к натрию, а в фациальном отношении — большей ролью субвулканических и гипабиссальных образований. В связи с вулканоплутоническими комплексами в зависимости от особенностей их состава сформировались скарново-магнетитовые (Теченское, Наследницкое), медно-скарновые (Ново-Николаевское), медно-молибден-порфировые (Тарутинское) и редкометальные месторождения.

В синклинальных структурах, выполненных позднедевонско-каменноугольными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, известны рудопоявления полиметаллических руд, медистых песчаников, марганца, гипса.

Характерная особенность Восточно-Уральской и Зауральской зон — наличие крупных гранитных массивов (Адамовский, Джабык-Карагайский, Верхисетский, Красногвардейский). Исследованиями последних лет установлено их длительное, многофазное формирование, участие в их составе более древних тел, принадлежащих тоналит-гранодиоритовой формации, и более молодых натриево-калиевых гранитов и аляски-тов. С гранитными комплексами связаны месторождения редких металлов, слюдоносные, самоцветные, керамические пегматиты и др.

Металлогения Восточно-Уральской и Зауральской зон разнообразна по видам полезных ископаемых и типам месторождений и в основном соответствует металлогении вторичных геосинклиналей, развивающихся на взломанной континентальной коре.

Валерьяновско-Боровская зона четко выделяется на геофизических картах высоким гравитационным полем (в северной и западной частях) и зоной положительных магнитных аномалий. В геолого-структурном отношении она представляет собой крупную грабен-синклиналь с двумя подзонами: западной — Валерьяновской, сложенной преимущественно раннекаменноугольными вулканогенными отложениями мощностью до 6,5 км, и восточной — Боровской, в которой распространены разновозрастные осадочные, в основном карбонатные, образования мощностью более 4 км. Вулканогенные и осадочные породы смяты в пологие складки субмеридионального простирания. В основании геологического разреза Валерьяновско-Боровской зоны залегают девонские красноцветные песчаники с потоками трахитов, карбонатно-терригенные флишоидные толщи. В начале раннего карбона на месте рассматриваемой зоны был заложен прогиб, в котором накапливались мощные карбонатные отложения Боровской подзоны, а в западной части формировался Валерьяновский вулканоплутонический пояс. Вулканогенные фации пояса представлены главным образом андезито-базальтами и андезитами, а в подчиненном количестве — базальтами, калиево-натриевыми дацитами, липаритами. Одновременно происходило становление субвулканических тел и гипабиссальных интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Валерьяновский вулканоплутонический пояс возник на континентальной коре в специфических палеотектонических условиях грабена и зоны субдукции. С определенной условностью его можно считать восточным краевым прогибом Уральской геосинклинали. Взаимодействие мантийных продуктов и континентальной коры определило специфику его металлогении. По петрохимическим и геохимическим данным, магма-

тические породы Валерьяновского вулcano-плутонического пояса обнаруживают сходство как с краевыми вулcano-плутоническими поясами, так и с тыловыми зонами энсалических островных дуг.

Главными богатствами недр Валерьяновской подзоны являются скарново-магнетитовые месторождения (Соколовское, Сарбайское, Качарское и др.), приуроченные к наиболее крупным, слабо эродированным вулcano-плутоническим центрам [5]. С более молодыми и более кислыми малыми интрузиями связаны месторождения медно-молибден-порфировых руд (Бенкалинское), рудопроявления свинца и цинка, редких металлов. Среди горизонтов терригенных пород Валерьяновской подзоны известны рудопроявления медистых песчаников (Качарское).

Убаганская зона расположена к востоку от Валерьяновско-Боровской. Она выделяется по отрицательной гравитационной и магнитной аномалии субмеридионального простирания. Сходство геологического разреза Убаганской зоны с другими структурами Северо-Западного Казахстана указывает на ее принадлежность к консолидированной области казахстанских каледонид. Наличие позднепалеозойских интрузий и сопутствующей им рудной минерализации можно связать со средне-позднепалеозойской отраженной активизацией восточного обрамления Уральской герцинской складчатой системы.

Пельмская зона находится на севере восточной области Урала, на северном продолжении Восточно-Уральского "прогиба". Она четко выделяется в гравиметровом поле региональной положительной аномалией север-северо-восточного простирания. Нефтепоисковыми скважинами здесь встречены эффузивы основного состава повышенной щелочности и калиевости [6]. Это позволяет предполагать присутствие здесь наложенного вулканического пояса базальтоидного состава. В связи с продуктами раннесинклинального базальтоидного вулканизма в Пельмской зоне можно ожидать месторождения колчеданных и медных вкрапленных руд, а в образованиях наложенных вулканических поясов — скарново-магнетитовую, медно-молибден-порфировую и редкометальную минерализацию. Однако большие мощности (около 2 км) мезокайнозойского чехла ограничивают возможности поисков рудных месторождений.

Блоки докембрийских пород в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Урала можно разделить на две группы: 1) легкие, характеризующиеся отрицательными гравиметровыми полями (Кокчетавский и Ханты-Мансийский); 2) тяжелые, над которыми наблюдаются положительные гравиметровые и магнитные поля (Петропавловский, Уват-Тавдинский).

Кокчетавский блок обнажен и в достаточной степени изучен. В метаморфических породах его фундамента известны проявления железистых кварцитов, медных и полиметаллических руд. С этапом палеозойской активизации связаны рудопроявления медно-никелевых руд в габбро-пироксенит-перидотитовых комплексах; карбонатиты с флогопитом, вермикулитом и редкими металлами в щелочно-ультрабазитовых комплексах. В гранитоидных интрузиях Кокчетавского массива отмечены рудопроявления свинца и цинка, молибдена, олова и редких металлов [1].

На площади *Ханты-Мансийского блока* нефтепоисковыми скважинами встречены докембрийские кристаллические сланцы и гнейсы, палеозойские калиевые граниты, диориты и габбро. Широкое развитие относительно легких пород указывает на интенсивное проявление здесь гранитизации и гранитофильную металлогению массива. Поэтому можно ожидать здесь минерализацию гидротермального, грейзенового и пегматитового генетических типов.

Петропавловский и Уват-Тавдинский блоки, судя по положительным гравиметровым аномалиям и повышенной мощности земной коры, сложены метаморфизованными основными породами. В этих блоках можно ожидать железистые кварциты, титаномагнетиты, медные и никелевые руды. В Петропавловском, Ханты-Мансийском и Уват-Тавдинском срединных массивах может быть обнаружена также минерализация, характерная для зон тектоно-магматической активизации Кокчетавского массива.

В пределах структур северо-западного направления в краевой части Западно-Сибирской платформы распространены преимущественно осадочные пологолежачие терригенно-карбонатные отложения среднего палеозоя [6], в которых можно ожидать экзогенные месторождения железа, марганца, меди, фосфоритов. Лишь в Тарско-Муромцевской зоне, где более высокое гравиметровое поле, можно прогнозировать вулканогенное оруденение — железо-марганцевое, медное и др. В.С. Сурков [7] выделяет здесь область раннегерцинской складчатости.

В пограничных зонах Западно-Сибирской плиты и Урала проявлена мезозойская автономная активизация. Это выразилось в излиянии трапповых базальтов и кислых вулканитов, в формировании систем разрывных нарушений и грабеновых структур. В липаритах Тургайского погружения отмечена молибденовая (Западно-Кушмурунское рудопроявление) и редкометальная минерализация. С мезозойскими разрывными нарушениями связаны рудопроявления ртути, флюорита, цеолитов. Вблизи разломов отмечается гидрогенная редкометальная минерализация стратиформного типа. Зоны проявления триас-юрской активизации фиксируются интенсивными гидрогеохимическими аномалиями фтора и молибдена, в том числе и в отложениях мезо-кайнозойского чехла. С мезозойской активизацией связано также формирование субмеридиональных линейных грабенов — Челябинско-Буланашского, Анохинского, Кушмурунско-Эгинсайского и др., вмещающих залежи бурых углей, бокситов, ильменит-пиловых россыпей.

По геофизическим данным, в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Урала выделяются северо-западные тектонические направления, разграничивающие блоки с разным строением земной коры [8]: Пайхойский, Североуральский, Среднеуральский, Южноуральский. Вероятно, границы этих блоков имеют различное происхождение. Некоторые из них, возможно, связаны с составом фундамента, что подтверждается отличием металлогении смежных блоков. Так, в пределах Валерьяновской зоны все промышленные скарново-магнетитовые месторождения сосредоточены в Среднеуральском "тяжелом" блоке. При переходе этой зоны в Южноуральский блок более интенсивно проявляется медно-молибден-порфировая и редкометальная минерализация.

В целом для области сочленения Урала с Западно-Сибирской плитой характерна полигенная металлогения. В докембрийских блоках проявились платформенные метаморфогенные месторождения: железистые кварциты, графит, высокоглиноземистая минерализация. Между этими блоками — в зонах палеозойских раздвигов — развита первично-геосинклинальная минерализация: хромитовая, медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая. В орогенную стадию на гетерогенной земной коре (взломанной континентальной, переработанной эндогенными процессами) образовались скарновые и гидротермальные месторождения, типичные для вторичных геосинклиналей. В мезозое проявилась тектоно-магматическая активизация, для которой более характерны телетермальные месторождения, а также осадочные месторождения в грабенах.

На рассмотренном примере целесообразно выделить особый тип сочленения складчатых систем с платформами, развивавшийся в режиме активной окраины палеоконтинента, отвечающий обширной аккреционной области с системой наложенных вторичных вулcano-плутонических поясов. Металлогенический профиль таких зон сочленения определяется минерализацией, связанной с наложенными вулcano-плутоническими поясами. Важную металлогеническую роль в этих зонах играют процессы тектоно-магматической активизации.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдулин А.А., Шлыгин А.Е.* Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 312 с.
2. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В.М. Нечеухин, Н.Г. Берлянд, В.Н. Пучков, В.Б. Соколов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 106 с.
3. *Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.

4. Дымкин А.М., Нечеухин В.М. Металлогенические этапы и типы структурно-металлогенических зон Уральской рифтогенной геосинклинали // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 75–84.
5. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 71 с.
6. Кривоножко В.Г. Среднепалеозойские вулканогенно-осадочные формации юго-западных районов Западной Сибири // Тр. Зап. СибНИГНИ. 1982. Вып. 173. С. 33–43.
7. Мегаконплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 150 с.
8. Рыжий Б.П., Ананьева Е.М., Рыбалка В.М. Металлогеническое районирование восточной части Уральского складчатого пояса на основе особенностей его глубинного строения // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–33.

УДК 553.078 (571.54/.55)

В.В. Старченко, Ю.М. Шувалов, В.И. Игнатович, И.Г. Рутштейн,
В.С. Четкин

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Металлогения Забайкалья отличается широким разнообразием полезных ископаемых с преобладанием по экстенсивности месторождений редкометальных литофильных элементов, что связано со спецификой его геологического развития, обусловившей высокую степень кратонизации структур на всех стадиях развития. Вместе с тем с ранними фанерозойскими этапами сопряжены весьма продуктивные концентрации халько- и сидерофильных элементов. В геологической истории Забайкалья (Северное Забайкалье нами не рассматривается) выделяются следующие этапы и соответствующие металлогенические эпохи [2, 3, 6, 7]: ранне- и позднеархейская, раннепротерозойская (карельская), байкальская, каледонская, герцинская, мезозойская и кайнозойская. В результате архейских и карельского этапов была сформирована древняя консолидированная континентальная кора с хорошо развитым гранитным слоем. На этой коре путем ее деструкции и переработки в рифе заложились основные структурные элементы [3, 6, 7] региона — полициклические геосинклинальные области (см. рисунок): 1) Байкальская каледонской складчатости, включающая Баргузино-Витимский массив, Байкало-Витимскую и Селенгино-Яблонувую системы; 2) Монголо-Охотская герцинской и мезозойской складчатости, в состав которой входят Монголо-Забайкальская система и Аргунский массив; 3) Олекмо-Становая область архейской складчатости (Нерчугано-Шилкинская система).

Архейские и карельский структурно-формационные комплексы (СФК) представлены кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а также интрузивными и ультраметаморфогенными образованиями преимущественно гранитоидного состава. Эти комплексы слагают в основном структуры Нерчугано-Шилкинской системы, а также блоки и выступы фундамента срединных массивов и других складчатых систем. Большая часть этих структур сложена глубоко эродированными ультраметаморфогенными автохтонными и слабо перемещенными массивами позднеархейских гранито-гнейсов, являющихся, как известно, зонами выноса полезных компонентов, поэтому они практически безрудны. Среди этих гранито-гнейсовых комплексов развиты многочисленные блоки и скиалиты раннеархейских основных гранулитов, позднеархейских гнейсов и кристаллических сланцев. С ними связаны небольшие по размеру и преимущественно невысокие по качеству скопления высокоглиноземистых сланцев, проявления железистых кварцитов, графита, а также слюдоносные и редкометальные и редкоземельные пегматиты. Однако разные по составу бло-

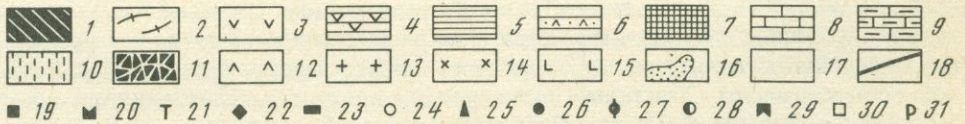
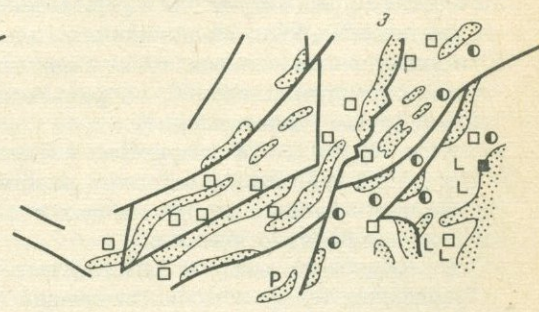
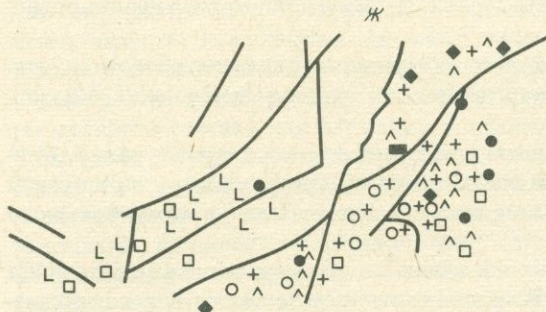
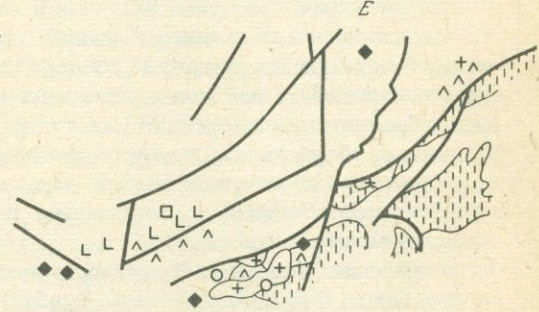
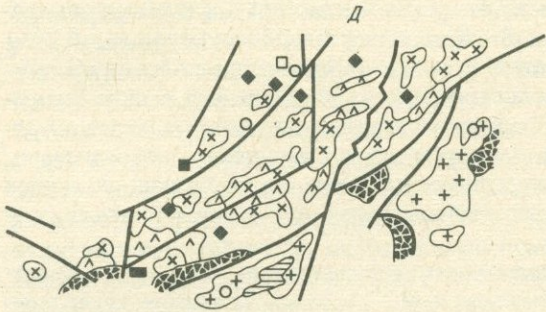
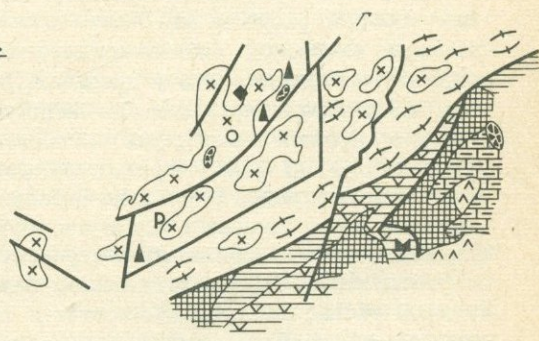
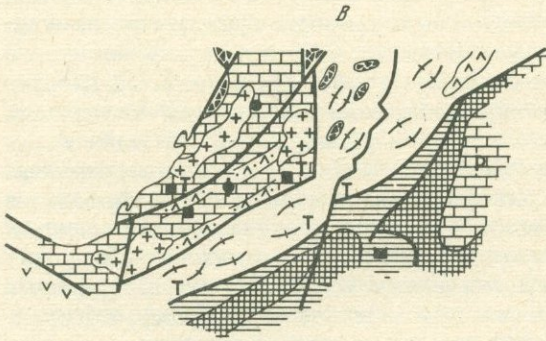
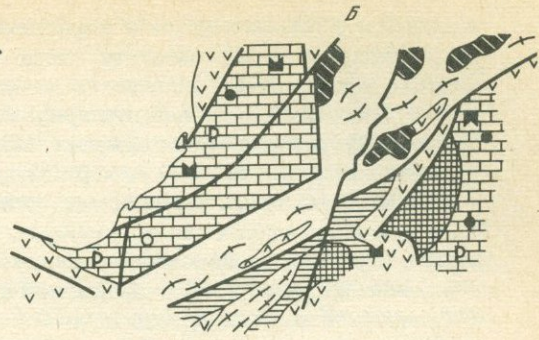
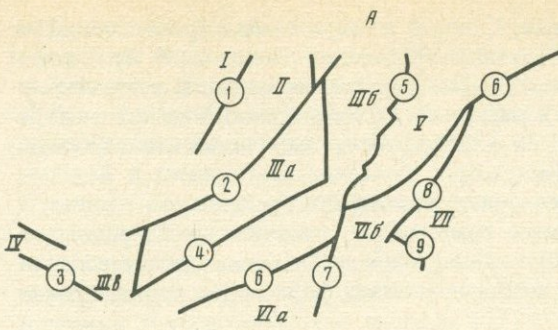
ки архейского субстрата играли важную роль в металлогенической специализации рудных узлов последующих эпох.

В начале рифея единый Паназийский суперконтинент был расколот вдоль Монголо-Охотского и сопряженных с ним разломов системой рифтов на Сибирскую и Северо-Китайскую платформы и ряд блоков—микроконтинентов, оформившихся впоследствии в Аргунский, Баргузино-Витимский и Палеодаурский (см. рисунок, *Б*) срединные массивы и Хилок-Витимское геоантиклинальное поднятие. Открытие палеорифтов привело к образованию межконтинентального Палеоазиатского океана (Тетис) [4, 8] с краевыми и шельфовыми морями. Полностью установить геодинамику рифея весьма трудно, так как последующие коллизии континентальных блоков привели к поглощению большей части эвгеосинклинальных и других палеоокеанических комплексов, включая офиолитовые океанической коры. Фрагменты этих комплексов сохранились вдоль Монголо-Охотского, Восточно-Агинского разломов (см. рисунок, *Б*), а также в Байкало-Витимской системе (за пределами рассматриваемой территории).

По этой причине металлогения эвгеосинклинального типа, связанная с байкальским этапом, бедна. С локально развитыми гипербазитами офиолитовых комплексов ассоциируют незначительные проявления асбеста, талька, а со спилит-диабазовой и вулканогенно-кремнистыми формациями — проявления силикатно-марганцевой и медноколчеданной минерализации. Некоторые исследователи (В.И. Бергер, 1973 г.) с этим этапом связывают стратиформную вольфрам-ртутную минерализацию (Барун-Шивея) Агинской структуры. Более продуктивны рифейские карбонатно-терригенные и вулканогенно-карбонатно-терригенные формации чехлов срединных массивов, продуктов шельфовых палеоморей (см. рисунок, *Б*), что позволяет выделить здесь ряд металлогенических зон (МЗ). В пределах Баргузино-Витимского массива выделяется [3] Турка-Талойская железо-марганцевая МЗ с карбонатной и кремнисто-марганцевой минерализацией в кремнисто-карбонатных формациях. Здесь же расположена Баргузино-Муйская МЗ с графитовой метаморфогенной минерализацией в черносланцевых толщах и магне-

— Палеотектонические схемы Забайкалья

А — общее районирование и главные разломы. *I* — *IV* — Байкальская область байкальской и каледонской складчатости: *I* — Байкало-Витимская система, *II* — Баргузино-Витимский массив, *III* — Селенгино-Яблоновая (Джида-Витимская) система (зоны: *IIIa* — Уда-Витимская, *IIIб* — Хилок-Витимская, *IIIв* — Хамар-Дабанская), *IV* — Джидинская система; *V* — Олекмо-Становая область архейской складчатости, Нерчугано-Шилкинская (Тунгиро-Олекминская) система; *VI*, *VII* — Монголо-Охотская область палеозойско-мезозойской складчатости: *VI* — Монголо-Забайкальская система (зоны: *VIa* — Хэнтэй-Даурская, *VIб* — Агинско-Борщевочная), *VII* — Аргунский массив; главные глубинные разломы: *1* — Тамлуда-Светличный, *2* — Курба-Калаканский, *3* — Джидинский, *4* — Кижинга-Кондинский, *5* — Ульдурга-Нерчинский, *6* — Монголо-Охотский, *7* — Онон-Туринский, *8* — Ундинский, *9* — Восточно-Агинский; *Б-3* — палеотектонические схемы для эпох *R*, *V* — *PZ*₁, *PZ*₂ (*D* — *C*₁₋₂), *PZ*₃ (*C*₂ — *P*), *T* — *J*₂, *J*₂₋₃, *J*₃ — *K*₁ соответственно: *1* — выступы раннеархейского гранулитового фундамента; *2* — позднеархейский, преимущественно гнейсо-гранитный фундамент, ремобилизованный в последующие эпохи; *3-6* — формации геосинклинальных систем: *3* — эвгеосинклинальные, океанической коры; спилит-диабазовые, кремнисто-вулканогенные, участки с офиолитами, *4, 5* — окраинных и внутренних морей, островодужные (*4* — вулканогенно-кремнисто-сланцевые, *5* — аспидная, граувакковая, флишевая, флишеидная, турбидиты), *6* — эпикратонных (вторичных) эвгеосинклиналей; андезит-плагиоориолит-карбонатно-терригенные; *7-9* — срединные и окраинные массивы: *7* — дорифейский фундамент, *8, 9* — формации эпикратонных шельфовых морей (*8* — карбонатно-терригенные, иногда с андезит-дацитовой, *9* — кремнисто-карбонатно-терригенная); *10-14* — формации активных окраин континентов (орогенные и активизационные): *10* — преимущественно морские и параллические терригенные, молассоидные, а также флишеидные, *11* — морские и континентальные молассовые и молассоидные, иногда вулканогенные, *12* — наземные вулканогенные (андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, андезит-трахириолитовая и др.), *13, 14* — гранитоидные (*13* — диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-лейкогранитовая, гранодиорит-гранитовая, лейкогранитовая и аляскитовая, *14* — гранит-граносиенитовая, щелочных гранитов и сиенитов, диорит-гранодиорит-лейкогранитовая); *15, 16* — рифтогенные формации: *15* — трахибазальт-трахитовая, лейкобазальт-риолитовая, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, *16* — континентальная угленосная моласса, трахибазальтовая; *17* — фундамент структур на схемах *D-3*; *18* — главные глубинные разломы; *19-31* — минерализация: *19* — железорудная, *20* — железо-марганцевая, *21* — апатит-титаномагнетитовая, *22* — молибден-порфировая, *23* — молибден-меднопорфировая, *24* — оловорудная, оловянно-вольфрамовая, редкометалльная кварцевая, *25* — апатит-нефелиновая, *26* — свинцово-цинковая, *27* — колчеданно-полиметаллическая, *28* — сурьмяная, сурьмяно-ртутная, иногда с вольфрамом, *29* — магнетитовая, *30* — флюоритовая, *31* — фосфоритовая



зитовой и фосфоритовой — в карбонатных. Сходная минерализация проявлена в Темник-Итандинской МЗ западной части Селенгино-Яблоновой системы. В Аргунском массиве находится Какталгинская магнетит-графитовая МЗ со значительными скоплениями высококачественных руд графита и магнетита, а в южной части массива — карбонатно-форфоритовая (Милозанская МЗ) и колчеданно-полиметаллическая (Какталгинская и Быркинская МЗ) минерализация.

Байкальская эпоха завершилась становлением в пределах срединных массивов и Нерчугано-Шилкинской зоны крупных масс гранитоидов, практически безрудных в связи с глубокой эродированностью плутонов. Внедрению гранитоидов предшествовали небольшие интрузии габбро-диабазовой и габбро-норитовой формаций с проявлениями титаномагнетитовой минерализации.

Каледониды в основном наследуют структурный план байкалид, особенно срединных массивов (см. рисунок, В). Вместе с тем геодинамическая обстановка претерпела существенные изменения. Океанические эвгеосинклинальные СФК с офиолитовыми ассоциациями локализовались в пределах Джидинской системы, где выделяется Джидинская МЗ с нефритоносными апогипербазитовыми метасоматитами и многочисленными мелкими проявлениями хризотил-асбеста, никеля и хрома. Здесь же установлены признаки стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатно-терригенных флишеидных толщах. В Монголо-Забайкальской системе кембрийские (?) образования ононской свиты относятся местами к турбидитам, кремнисто-вулканогенной и аспидной формациям, что позволяет рассматривать палеогеодинамический режим как обстановку островодужных и приокеанических частей окраинных морей. С этими формациями связаны убогие скопления окисного и силикатного марганца, достигающие значительных концентраций в наложенных, более молодых зонах разломов и надвигов.

В структурах Селенгино-Яблоновой системы каледонский этап представлен эпикратонной вторичной эвгеосинклинальной зоной. К палеорифтовым структурам этой зоны приурочены андезит-плаггиорит-карбонатно-терригенные формации с весьма продуктивной стратиформной колчеданно-полиметаллической минерализацией (Удино-Витимская, Еравнинская и другие МЗ). С той же формацией связаны сидеритовые, железо-, медно-рудные, боро-железородные скарновые месторождения. Скарновая минерализация, по-видимому, имеет полигенный характер: дополнительные концентрации полезных компонентов связаны с наложением позднепалеозойских вулканоплутонических и гидротермальных процессов.

В пределах Баргузино-Витимского массива проявлена железо-марганцевая карбонатно-силикатная минерализация в Курба-Витимской МЗ. Аргунский массив характеризуется пока только повышенной фосфоритоносностью карбонатно-терригенных толщ его чехла, однако эти толщи играют большую роль в формировании мезозойских рудномагматических полиметаллических узлов.

Существенное значение имеет титаномагнетитовая и апатитовая минерализация, связанная с расслоенными габбро-норитовыми интрузиями (Кручина-Оленгуйский, Малханский и другие рудные районы).

Каледонская эпоха завершилась внедрением практически во всех структурах, особенно к северу от Монголо-Охотского разлома, крупных плутонов гранодиорит-гранитовой формации, глубоко эродированных впоследствии и не имеющих поэтому большого металлогенического значения.

В герцинскую эпоху в Забайкалье резко изменилась геодинамическая обстановка с усилением геократических тенденций. В среднем-позднем палеозое палеоокеаническая обстановка формируется южнее, в пределах Южной Монголии [4, 8]. В эту эпоху в Забайкалье, к югу от Монголо-Охотского разлома (см. рисунок, Г, Д), установился режим внутренних и остаточных морей с накоплением кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатно-терригенных формаций со слабой железомарганцевой и фосфоритовой минерализацией. Участками развиты островодужные базальт-андезит-кремнисто-терригенные ассоциации (Хэнтэй-Даурская, Агинско-Борщевочная зоны). В конце карбона-перми-раннем триасе (см. рисунок, Д, Е) в связи с коллизионными процессами

в Центрально-Азиатском поясе [4, 8] произошло становление пермских и триас-раннеюрских плутонов гранодиорит-гранитовой и диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формаций и формирование передовых и краевых прогибов (Чиронский, Борзинский, Среднеононский), выполненных молассаами (см. рисунок, Д, Е). С пермскими гранитоидами связаны некоторые оловорудные и оловянно-вольфрамовые месторождения грейзеновой и кварц-касситеритовой формаций в Чиконокском хребте и в низовьях рек Урова и Урюмкана, о чем свидетельствуют радиоизотопные датировки рудных объектов (240–280 млн лет).

Севернее Монголо-Охотского разлома обстановка позднего палеозоя—начала триаса соответствует активной континентальной окраине. Здесь формируется вулcano-плутоническая сводово-глыбовая система [9], включающая Байкальский и Западно-Становой плутоногенные сводовые поднятия. В южных частях сводов проявились диорит-гранодиорит-лейкогранитовые, гранит-граносиенитовые формации, ассоциирующие с вулканитами андезит-риолитовой и андезит-трахириолитовой формаций (см. рисунок, Г, Д). К северу от Монголо-Охотского разлома значительно развиты интрузии повышенной щелочности — формации лейкогранитов и аляскитов и щелочных гранитов и сиенитов. В верховьях р. Витим вдоль разлома северо-восточного простирания прослеживается Сайжинский пояс интрузий нефелиновых щелочных габбро и сиенитов и одноименная МЗ. Уртит-якупирангитовые породы этих интрузий служат высококачественным небокситовым глиноземным сырьем.

С перечисленными гранитоидными формациями связаны штокверковые и жильные месторождения и проявления молибден-порфировой, молибденит-кварцевой, медно-молибден-порфировой, молибден-вольфрамовой грейзеновой, флюорит-редкометальной, редкометальной грейзеновой и касситерит-силикатной формаций. Имеются признаки стратиформной вольфрамовой минерализации. Перечисленные формации совместно с рудоносными плутонами и вулcano-плутонами образуют рудно-магматические системы — рудные узлы, группирующиеся в Турка-Ципинскую МЗ в пределах Баргузино-Витимского массива и Селенгино-Витимскую металлогеническую мегазону, занимающую большую, северо-восточную часть Селенгино-Яблоновой системы. Отмечается зависимость металлогенической специализации рудоносных плутонов и узлов от строения и состава вмещающих блоков земной коры, в связи с чем в пределах МЗ рудоносность имеет четкое узловое распределение. В блоках, сложенных карбонатно-терригенными и вулканогенно-карбонатно-терригенными комплексами рифея—нижнего палеозоя, развиваются флюорит-редкометальные, редкометально-альбититовые рудные узлы. Для сланцевых и сланцево-терригенных или карбонатно-терригенных с большой сланцевой составляющей блоков характерна оловянная, олово-вольфрамовая и олово-редкометальная минерализация. Месторождения молибден-порфировой формации размещаются исключительно в сиалических блоках с многоэтапным (AR—R—PZ₁—PZ₂—PZ₃) гранитоидным магматизмом. Медно-молибден-порфировая минерализация чаще локализуется в блоках с заметной ролью в их составе кристаллических сланцев и интрузий основного—среднего состава или вулканитов с большой ролью базальт-андезитовой составляющей. Такая ситуация часто характерна для южной части Нерчугано-Шилкинской системы. Вольфрамовая минерализация проявлена в более широком диапазоне условий — среди карбонатно-терригенных и терригенных комплексов, а также в блоках, сложенных гранитоидами, насыщенными ксенолитами кристаллических сланцев и карбонатных пород. Такие зависимости вряд ли объясняются только благоприятным влиянием среды как геохимического барьера и источника полезных компонентов (во многих районах установлены повышенные кларки концентрации металлов в соответствующих комплексах). По-видимому, особенности состава верхней части земной коры отражают и историю формирования блоков, и строение их более глубинных уровней, определяющих обстановку возникновения и перемещения магматических расплавов и глубинных рудоносных растворов и их потенциальную рудоносность.

Мезозойская эпоха отличается резкой дифференциацией тектонического режима. В структурах Монголо-Охотской области и Нерчугано-Шилкинской системы в общем

сохраняется режим активных континентальных окраин предшествующих стадий. В верхнем триасе—нижней юре еще существуют эпиконтинентальные шельфовые остаточные моря (см. рисунок, Е), а со средней юры формируются вулканоплутонические сводово-глыбовые поднятия (см. рисунок, Ж) — Восточно-Забайкальское на Аргунском массиве, Хэнтэй-Даурское в одноименной зоне и Становое в Нерчугано-Шилкинской системе. В средне-верхнеюрский этап формируются разломы II и III порядков северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний, контролирующие интрузии гранит-гранодиоритовой, диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формаций, с которыми связаны проявления молибден-порфировой, скарновой полиметаллической, железорудной, вольфрамовой, свинцово-цинковой минерализации. Для интрузий лейкогранитовой и аляскитовой формаций, контролирующихся теми же разломами, характерны вольфрамовые, олово-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые и редкометальные грейзеновые и альбититовые (апогранитовые), касситерит-силикатные, касситерит-сульфидные, оловянные, флюорит-свинцово-цинковые, флюоритовые и некоторые другие месторождения. Плутоны и вулканоплутоны указанных магматических формаций совместно с ассоциирующей с ними минерализацией также образуют зональные очаговые рудно-магматические системы, соответствующие рудным узлам.

Металлогеническая специализация мезозойских рудных узлов, как и палеозойских, коррелируется с литолого-геохимическими особенностями вмещающих блоков земной коры [1 и др.]. Следует отметить, что продуктивные полиметаллические рудные узлы контролируются блоками с терригенно-карбонатным составом верхней части коры.

Из мезозойских структур отметим Шилкинско-Заводскую и Приаргунскую полиметаллические МЗ; Агинскую и Кукульбейско-Газимурскую флюорит-олово-вольфрамовые МЗ. Последняя включает молибденоворудные узлы, приуроченные к гранитоидным блокам (Шахтама, Бугдая и др.).

В Хэнтэй-Даурском своде выделяются Зачикойская и Менза-Шумиловская редкометальные и Даурская оловянная МЗ. В существенно гранитных блоках (Мензинский, Оленгуйский) Менза-Шумиловский зоны находятся молибденоворудные районы. Для Зачикойской зоны характерна приуроченность рудоносных зон расщеливания и брекчирования к периферии сланцеватых и термальных куполов, в ядрах которых развиты лейкограниты с редкометальной минерализацией. В Нерчугано-Шилкинской системе проявляется Пришилкинская МЗ с экстенсивным и интенсивным развитием молибденовой минерализации.

Структуры Байкальской области с нижней юры вступили в качественно новый рифтогенный режим, характеризующийся образованием континентальных вулканогенных впадин, выполненных вулканитами трахибазальт-трахитовой (J_1-2), трахибазальт-трахириолитовой (J_2-3) и трахибазальтовой (J_3-K_1) формаций (см. рисунок, Ж, З). С конца верхней юры этот режим распространился на все Забайкалье. С рифтогенным этапом связано в основном формирование жильных месторождений флюоритовой и кварц-флюоритовой формаций, тяготеющих к рифтовым, особенно верхнеюрским—нижнемеловым впадинам. Исключение составляет Джидинская МЗ, где размещены молибден-вольфрамовые рудные узлы, приуроченные к раннеюрским интрузиям лейкогранитовой и аляскитовой формаций [5]. Со среднеюрскими молассами Тугнуйской впадины связаны месторождения высококачественных каменных углей.

В Селенгино-Яблоновой системе установлена свинцово-цинковая минерализация в трубках взрыва, в вулканоструктурах, сложенных контрастной трахибазальт-трахириолитовой формацией средней—верхней юры. Сходные, но более древние полиметаллические месторождения в вулканических трубках взрыва обнаружены в последние годы в Монголии.

Верхнеюрско-нижнемеловой этап мезозойского металлогенеза характеризуется повсеместным образованием континентальных рифтогенных впадин забайкальского типа на фоне сводово-глыбовых поднятий (см. рисунок, З). К впадинам приурочены молассы с бурыми и каменными углями и вулканиты трахибазальтовой, трахибазальт-трахириолитовой и риолит-базальтовой формаций. С контрастными вулканогенными форма-

циями ассоциирует кварц-флюоритовая, сурьмяно-ртутная и редкометальная минерализация, тяготеющая к бортам впадин и участкам развития разломов внутри впадин и в обрамлении. В Аргунской впадине расположено Березовское осадочно-метасоматическое месторождение сидеритовой железной руды.

Мощный Байкальский кайнозойский рифтогенез охватил северо-западную часть территории. В кайнозойскую эпоху проявлены в основном экзогенные процессы — формирование кор выветривания и россыпных месторождений касситерита, киновари и других устойчивых минералов.

Л и т е р а т у р а

1. Александров Г.В., Булин Н.К., Кормилицин В.С. и др. Металлогения активизированных структур Забайкалья // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 316—322.
2. Булгаков А.Н. Тектоника байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 192 с.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. 238 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Н., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
5. Игнатович В.И. Молибденовые месторождения Западного Забайкалья и особенности их поисков // Сов. геология. 1980. № 7. С. 37—46.
6. Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 158 с.
7. Металлогеническая карта региона БАМ. М-Б 1:1 500 000: Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 138 с.
8. Хасин Р.А., Суетенко О.Д., Филиппова И.В. Геодинамические обстановки палеозоя Восточной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1980. Вып. 1. С. 20—34.
9. Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.

УДК 551.24 + 553.078 (571.56)

Л.М. Парфенов, В.А. Трунилина, Г.Н. Гамянин, Я.В. Яковлев

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД

Структура, гранитоидный (частично базальтовый) магматизм и металлогения мезозоид определяются коллизией Верхоянской пассивной континентальной окраины с островными дугами (устанавливаемыми на месте традиционно изображавшегося Колымского срединного массива), Охотским, Омолонским и предполагаемым Хромским микроконтинентами (рис. 1).

Континентальная окраина образована мощными терригенными толщами верхоянского комплекса каменноугольно-юрского возраста, которые тесно связаны с синхронными отложениями Сибирской платформы [9, 12] (рис. 2). Формирование Верхоянской пассивной континентальной окраины обусловлено девонским рифтогенезом, отчетливо выраженным на востоке Сибирской платформы и в смежных районах Верхоянья. Средне-верхнедевонские отложения всех этих районов сходны и представлены вулканогенно-осадочными образованиями с трахибазальтами и красноцветными гипсоносными толщами. Характерны массивы щелочно-ультраосновных пород. К рифтогенным комплексам приурочены редкометальное оруденение, месторождения сульфатов, стратиформные медные и свинцово-цинковые проявления (Сетте-Дабан, Ага-Кукан).

Рифейские и нижнепалеозойские отложения краевых поднятий мезозоид (Сетте-Дабан, Туора-Сис) представлены мощными терригенно-карбонатными шельфовыми накоп-

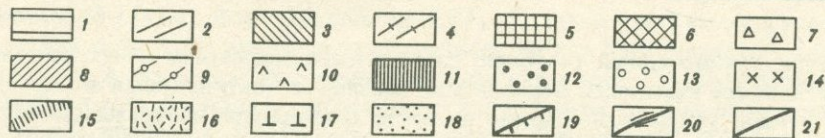
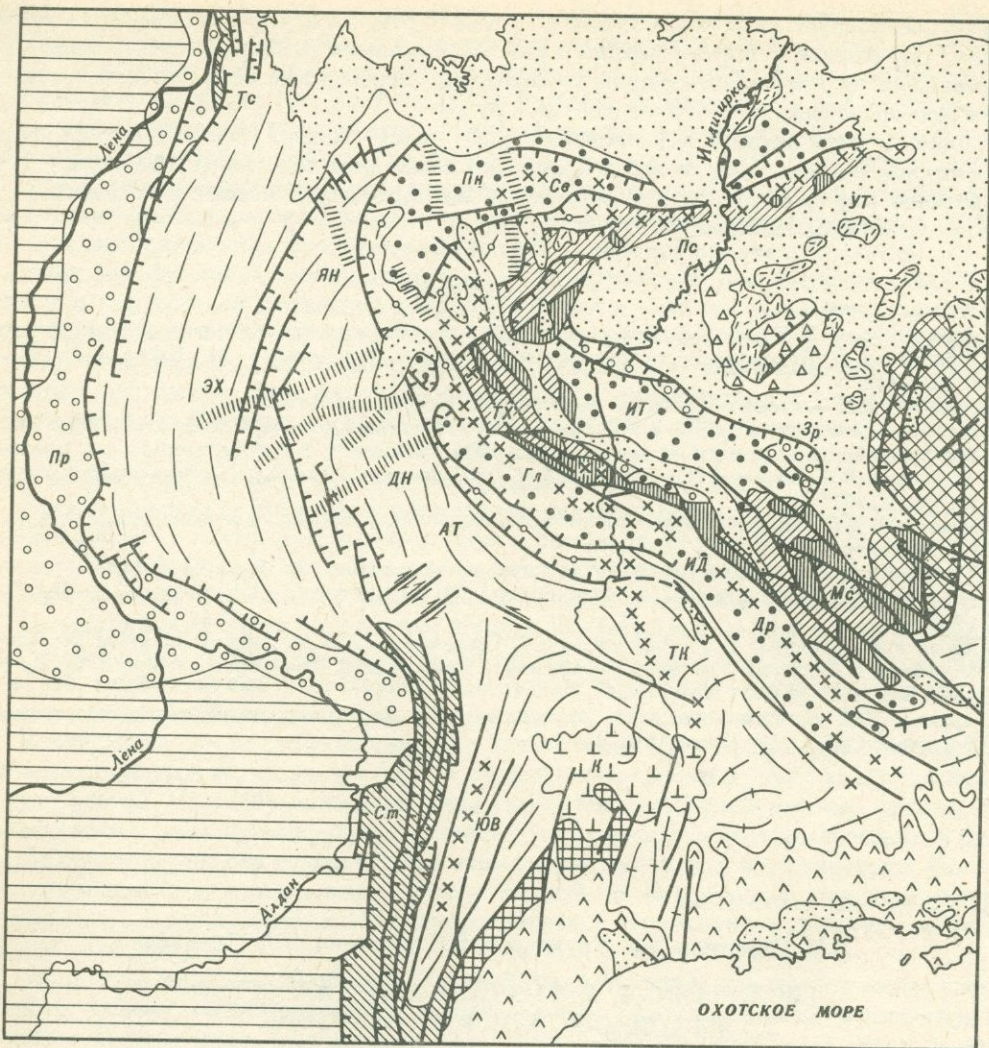


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымских мезозойд

1 – Сибирская платформа; 2 – комплексы Верхоянской пассивной континентальной окраины (С–Д); 3 – рифейские и ниже-среднепалеозойские образования Сетте-Дабанского (Тс) поднятий; 4 – комплексы Аян-Юрхского блока (Р–Д); 5 – Охотский массив; 6 – Омолонский массив и Приколымское поднятие; 7–9 – Колымский блок: 7 – вулканогенно-осадочные образования Алазейского поднятия (С–Д), 8 – ниже-среднепалеозойские отложения Улахан-Тасского (УТ), Полоусненского (Пс), Тас-Хаяхтахского (ТХ) и Момского (Мс) поднятий, 9 – отложения предугловых прогибов ($T_3 - J_1$); 10 – меловой Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 11–15 – коллизионные образования: 11 – Уядинско-Ясаценский вулканический пояс (J_{2-3}), 12 – средне-верхнеюрские отложения Иньяли-Дебинского (ИД) и Полоусненского (Пн) синклиналиев, волжские отложения Илья-Таласского (ИТ) антиклинория, 13 – меловые континентальные отложения Предверхоанского (Пр), Зырянского (Зр) и Момского прогибов, 14 – продольные пояса гранитоидов – Северный (Св), Главный (Гл), Тас-Кыстабытский (ТК), Эге-Хайский (ЭХ); 15 – поперечные пояса гранитоидов – Дербеке-Нельгехинский (ДН), Южно-Верхоанский (ЮВ); 16 – постколлизионные континентальные вулканические образования; 17 – эпиколлизионные континентальные вулканические образования Куйдусунской впадины (К); 18 – кайнозойские отложения; 19 – надвиги и взбросы (АТ – Адыча-Тарьнская, ЯН – Янская зоны разломов); 20 – сдвиги (Др – Дарпир); 21 – разломы

лениями, которые литологически, фациально и по комплексам ископаемых биоценозов тесно связаны с синхронными отложениями Сибирской платформы. Для них характерны стратиформные месторождения и рудопроявления свинца, цинка, меди, а также фосфориты.

Колымский блок (срединный массив в прежнем понимании) имеет сложное строение. В центральной его части, на Алазейском поднятии, устанавливаются вулканогенно-осадочные образования каменноугольно-юрского возраста, большая часть которых обнаруживает сходство с комплексами современных вулканических дуг [6, 9]. Раннемеловые магматические образования по двупироксеновой минеральной ассоциации, низкому содержанию микроэлементов группы железа, обогаченности легкими лантаноидами [7, 11] также сопоставимы с производными известково-щелочной серии островных дуг.

Блоки палеозойских карбонатных пород, выделяющиеся обычно как Момское (Омулевское), Тас-Хаяхтахское, Полоусненское и Улахан-Тасское поднятия, представляют собой самостоятельные террейны. Они являются образованием типа "карбонатной платформы" Багамских островов и были приращены к алазейским дугам в позднем триасе. Характерные линейные положительные магнитные аномалии Колымо-Индибирского междуречья — Белогорская и Ожогинская, возможно, трассируют погребенные под кайнозойскими и меловыми отложениями офиолитовые пояса-сутуры, фиксирующие позднетриасовую коллизию. Начиная с позднего триаса, эти террейны вошли в состав аккреционных клиньев островных дуг. Вулканогенно-осадочные образования, сходные с комплексами вулканических дуг, известны в пределах Улахан-Тасского поднятия, где они условно датируются поздним триасом—ранней юрой, и в Рассохинской зоне Момского поднятия, где они имеют средне-поздетриасовый возраст [8].

Верхнетриасово-нижнеюрские преимущественно алевролит-аргиллитовые отложения Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклиналиев рассматриваются в качестве комплексов преддуговых прогибов. В их составе известны олистостромы норийского (хр. Улахан-Тас, правобережье р. Адычи) [1, 10] и раннеюрского [9] возраста.

Между Верхоянской пассивной континентальной окраиной и алазейскими островными дугами следует предполагать существование бассейна с океанической корой, величина этого бассейна может быть оценена только на основе палеомагнитных данных, которые, к сожалению, отсутствуют. Граница между этими двумя крупными блоками, независимо развивавшимися в течение длительного времени, в современной структуре проходит по Адыча-Тарынской и Янской системам субпараллельных сближенных разломов, круто наклоненных к северо-востоку и востоку, представляющих собой сутуру с характерной сурьмяной минерализацией позднемелового возраста [5].

Известные меднопорфировые и медно-молибденовые проявления Алазейского поднятия, ультраосновные породы с характерным для них хромитовым оруденением Уядинского блока, рудопоявления марганца и фосфора в кремнисто-сланцевых отложениях каменноугольно-пермского возраста Омулевских гор, среднепалеозойские редкоземельные проявления Селенянского кряжа свидетельствуют в пользу развиваемого представления о природе Колымского блока.

Коллизия Верхоянской континентальной окраины и островных дуг развивалась со средней юры до конца мелового периода и определила главное оруденение верхояно-колымских мезозоид. Наиболее ранние ее проявления отмечаются предбатской складчатостью и угловыми несогласиями в пределах Момского, Тас-Хаяхтахского, Полоусненского и Улахан-Тасского поднятий и обусловлены поддвигом под островную дугу Верхоянской континентальной окраины и предполагаемого Хромского массива.

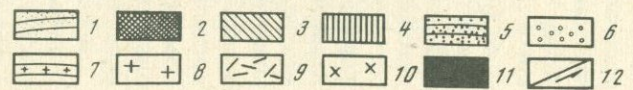
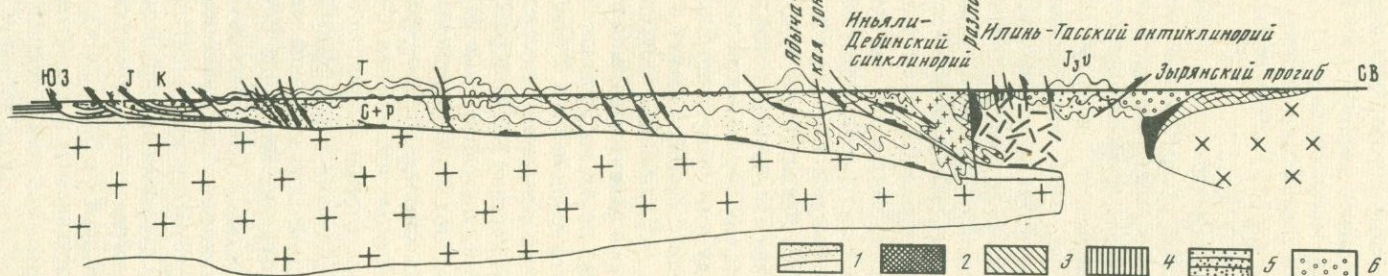
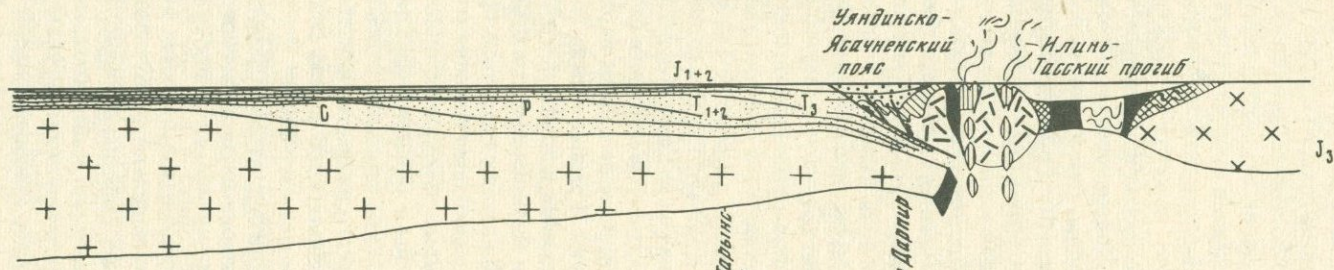
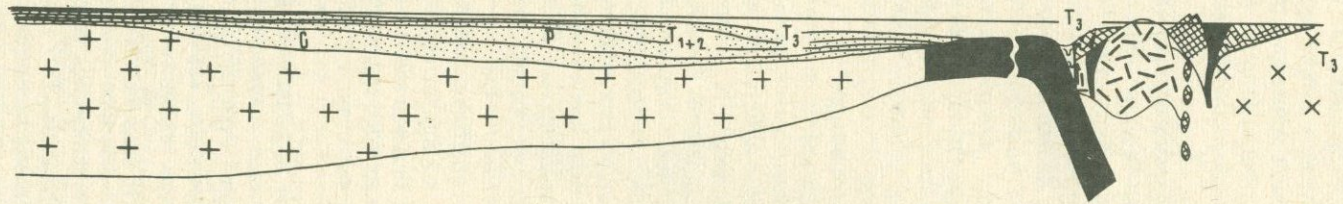
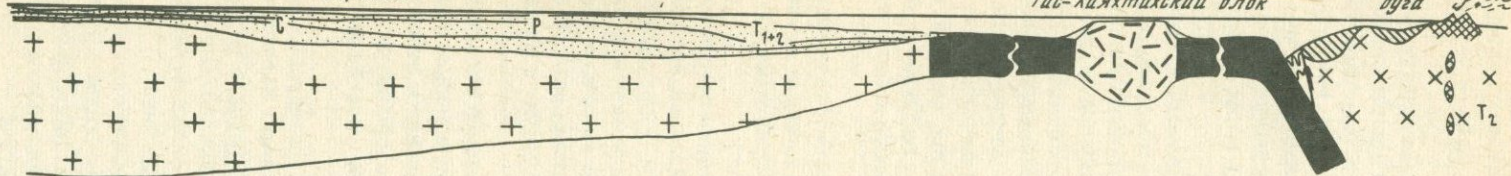
Глубинная граница Верхоянской континентальной окраины под островной дугой отмечается в поле силы тяжести крупным уступом, отделяющим тяжелые массы островной дуги от более легких масс континентальной окраины. Этот гравитационный уступ протягивается в северо-западном направлении на 900 км примерно параллельно Адыча-Тарынской зоне и смещен относительно нее к северо-востоку на 150—200 км.

В результате поддвига континентальной окраины под островную дугу в батское вре-

Верхованская пассивная континентальная
окраина

Тас-Хаятхасский блок

Алазейская
дуга



мя возникают узкие кордильеры, разрастающиеся по мере развития коллизии. В поздней юре в пределах кордильер формируются базальты, андезиты и кислые вулканиты Уяндинско-Ясачненского пояса. Преобладание оливин-клинопироксеновой минеральной ассоциации в базальтах, обогащенность микроэлементами группы железа, обедненность по сравнению с породами Колымского блока легкими лантаноидами, присутствие специфических пикритовых базальтов сближает эти образования с вулканитами континентальных рифтов [13]. Вместе с тем эффузивные и субвулканические породы в северных трогах Уяндинско-Ясачненского пояса по геохимическим особенностям (низкое содержание Ba и Sr), появлению пижонитовых и иногда двупироксеновых ассоциаций приближаются к островодужным. С основными производными пояса связаны барит-полиметаллические месторождения, а с кислыми — пропилиты и вторичные рудоносные кварциты.

Средне- и верхнеюрские морские турбидитовые отложения Иньяли-Дебинского и Полуосненского синклиналиев сформированы в узких глубоких трогах на склонах кордильер. Их накопление сопровождалось образованием олистостром и крупных пологих надвигов. За счет разрушения главным образом этих кордильер происходит весьма быстрое заполнение осадками Илин-Тасского прогиба. Прогиб выполнен мощными (до 6 км) черносланцевыми терригенными отложениями волжского возраста, глубоководными в низах разреза и мелководными в верхах, на которых согласно залегают нижнемеловые угленосные толщи Зырянской впадины. Илин-Тасский прогиб, по-видимому, является реликтом задугового (тылового) бассейна с океанической корой, сохранившимся при коллизии.

В пределах Верхоянской континентальной окраины в позднеюрское время формируется комплекс субвулканических и малых интрузий пестрого состава, для которых при общности трендов дифференциации петрогенных окислов [15, 16] устанавливается закономерное возрастание содержаний калия, хрома, бария и стронция в начальных производных в сторону континента. Эти данные свидетельствуют о все более глубоком (по направлению к континенту) уровне выплавления исходных магм из субстратов близкого состава и высоком положении верхней мантии в районе Иньяли-Дебинского синклиналия (рис. 3, 4). С этим комплексом пород пространственно и, вероятно, генетически, связаны гидротермальные проявления.

При дальнейшем развитии коллизии кордильеры трансформируются в сводовые поднятия, разрастающиеся по направлению к Сибирской платформе. В этом же направлении продвигается фронт складчатости, которая завершается в конце мела на границе с платформой. В процессе складчатости определяющее значение имеют крупные пологие надвиги, группирующиеся в системы типа чешуйчатого веера и дуплекса, протягивающиеся вдоль всего Верхоянья. Тектонические структуры верхоянского комплекса складчатопокровные. Они сорваны со своего основания и расслоены на тектонические пластины. Продвижение фронта складчатости к платформе сопровождалось отжиманием поровых вод и оттоком флюидов (гидротерм и углеводородов) в этом же направлении. Этот процесс не мог не сказаться на региональной зональности в размещении гидротермальных месторождений.

Складчатость и формирование крупных пологих фронтальных надвигов в позднем мелу на границе с Сибирской платформой сопровождаются в хитерланде повторной деформацией ранее возникших складок и разломов, а также образованием крупных продольных сдвигов вдоль древних ослабленных зон. Позднемеловые правосдвиговые перемещения устанавливаются вдоль Адыча-Тарынской зоны разломов, которые контро-

Рис. 2. Принципиальная схема формирования Верхояно-Колымских мезозоид
 1 — отложения пассивной континентальной окраины; 2 — вулканические дуги; 3 — отложения преддуговых прогибов, коллизионные образования; 4 — вулканиты Уяндинско-Ясачненского пояса; 5 — флиш и флишеподобные образования; 6 — моласса; 7 — граниты; 8–10 — континентальная кора: 8 — Сибирского континента, 9 — "карбонатной платформы", 10 — островной дуги; 11 — океаническая кора; 12 — разломы

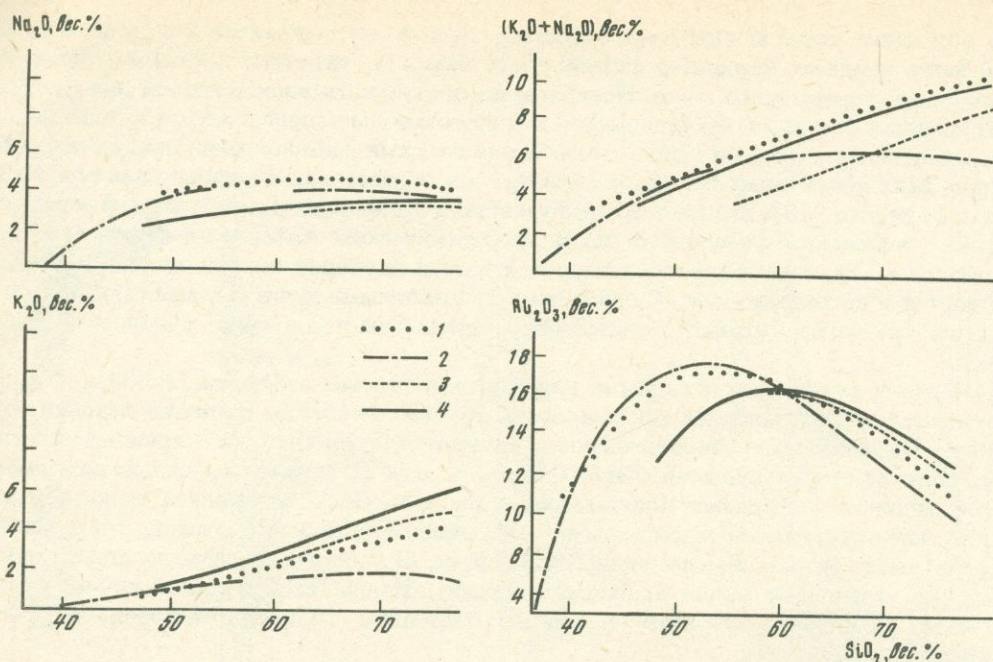


Рис. 3. Тренды дифференциации петрогенных окислов позднеюрских—раннемеловых магматических образований

1 — Колымский блок; 2 — Уяндинско-Ясачненский пояс; 3 — Иньяли-Дебинский синклиниорий; 4 — Адычанский антиклинорий

лируют размещение гидротермальной минерализации. Правым сдвигом этого же возраста является разлом Дарпир, протягивающийся на 700 км вдоль юго-западной окраины Момского поднятия и через Тас-Хаяхтахское поднятие. С ним сопряжены субвулканические тела дацитов (Буордахский массив и др.) с рудной минерализацией.

С коллизией связано образование Главного, Северного, Тас-Кыстабытского и Южно-Верхоянского продольных и ряда поперечных поясов гранитоидов. Главный и Северный продольные "батолитовые" пояса гранитоидов протягиваются на многие сотни километров параллельно позднеюрским кордильерам, смешаясь соответственно в сторону смежных Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклиниориев. Их формирование, начавшееся еще в поздней юре и продолжавшееся в меловом периоде, связано с дальнейшим развитием коллизии и плавлением субдуцированной под островные дуги континентальной коры. Пояса отличаются по составу гранитоидов, длительности формирования, минерагенической специализации, что обусловлено отличиями геодинамического режима. Гранитоиды Главного пояса представлены преимущественно плитообразными гипи-мезоабиссальными телами гранит-лейкогранитовой формации, конформными складчатými структурами. Их геохимический тип соответствует палингенным известково-щелочным гранитам, в конечных дифференциатах — плюмазитовым гранитам. Они специализированы на олово, вольфрам и редкие элементы [17, 18, 20]. С ними связано касситерит-кварцевое, редкометальное и боро-оловянное магнезиальное скарновое оруденение. В пределах северо-западного фланга Главного пояса (Тас-Хаяхтах, Селенняхский край) наряду с лейкогранитами присутствуют батолитоподобные тела гранодиоритов и гранитов с оловом, бором. Гранитоиды Северного пояса, кристаллизовавшиеся из более глубинных магм, представлены тоналитами, гранодиоритами, в меньшей степени лейкогранитами. Геохимически они определяются как палингенные известково-щелочные с латитовой тенденцией. Наряду с профилирующей оловянной минерализацией для них характерна вольфрамовая, редкометальная, молибденовая, медная и кобальтовая.

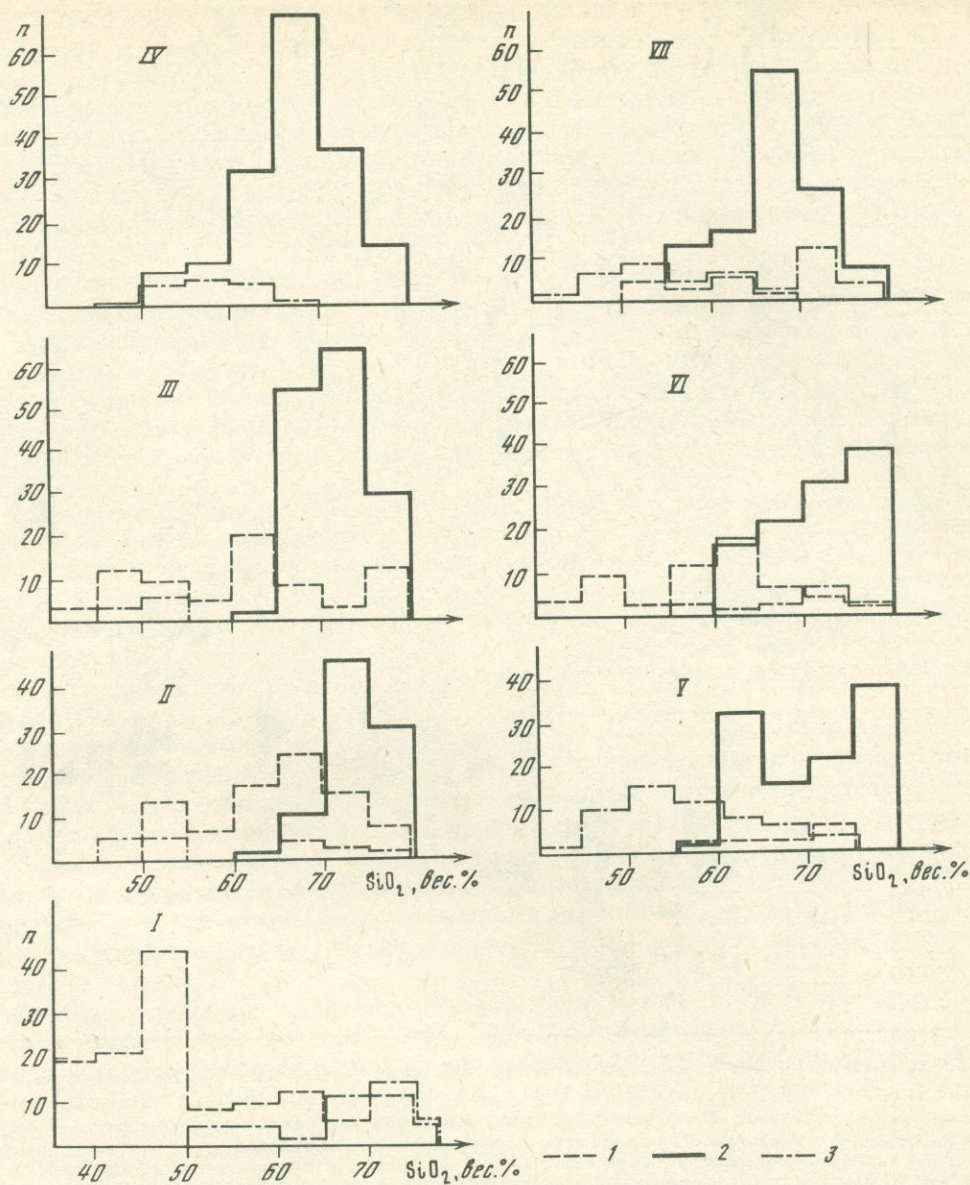


Рис. 4. Гистограммы кремнекислотности позднемезозойских магматических образований I - Уядинско-Ясаченский пояс; II - Иньяли-Дебинский синклиниорий; III - Селенныхский антиклинорий; IV - Адычанский антиклинорий; V - Полоусненский антиклинорий; VI, VII - Полоусненский синклиниорий: VI - северная часть, VII - западная часть; поперечные ряды: 1 - J₃, K₁, 2 - K₁, 3 - K₃ - P

Поперечные пояса гранитоидов (Дербеке-Нельгехинский, Эге-Хайский и др.) протягиваются на несколько сот километров вкрест простирания складчатых структур. Они связаны с субвертикальными разломами фундамента, возникающими при столкновении края пассивной окраины с жестким массивом островной дуги, зарождаются в местах приложения силы и растут, последовательно продвигаясь по направлению к Сибирской платформе. Эти пояса представлены многофазными штокообразными трещинными телами пестрого состава (габбро, диориты, гранодиориты, граниты) [16, 20]. Геохимический их тип отвечает палингенным известково-щелочным гранитам с отклоне-

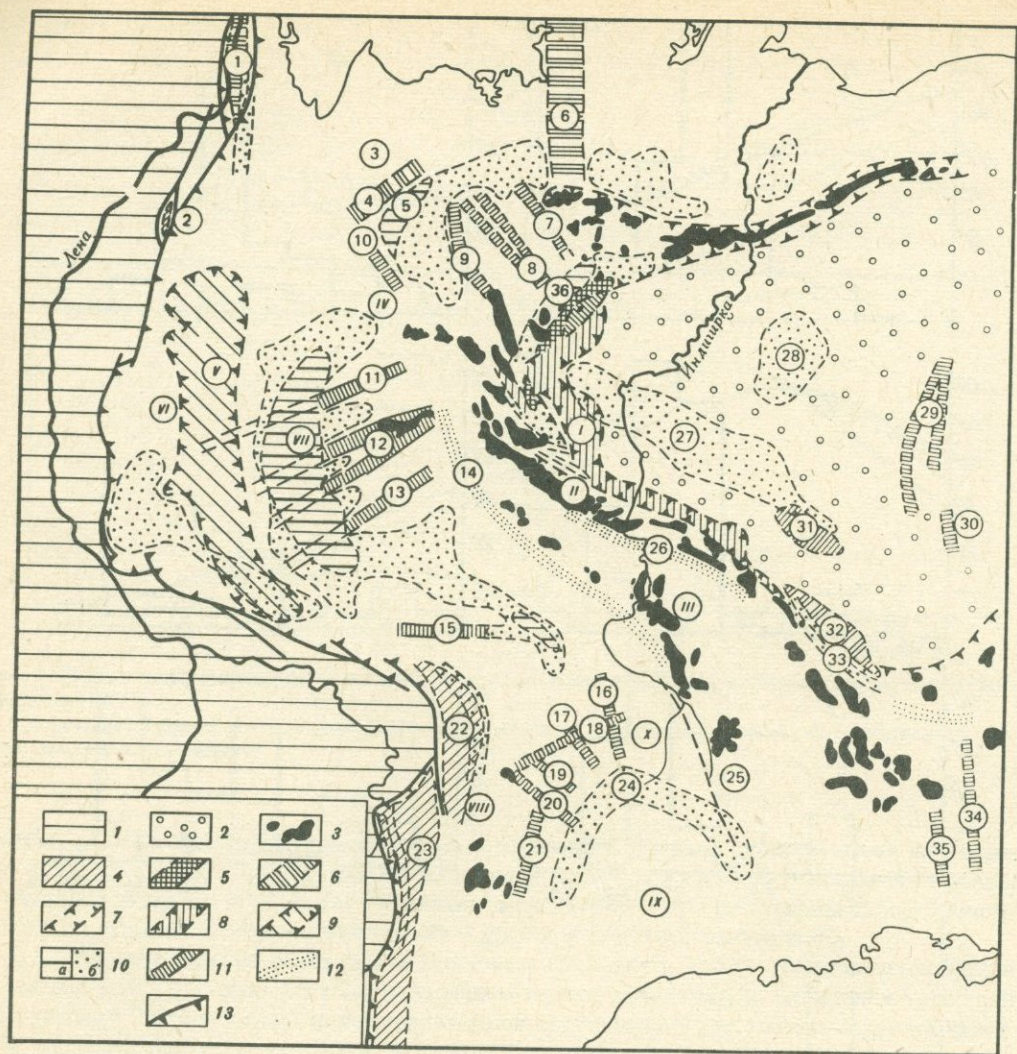


Рис. 5. Схема металлогении Верхояно-Колымских мезозоид. Составлена с учетом данных [2, 4, 5, 17, 18 и др.]

1 – Сибирская платформа; 2 – Колымский блок; 3 – позднемезозойские гранитоиды; 4–6 – границы рудных зон и районов с доколлизийным (домезозойским) оруденением: 4 – стратиформных с медным и свинцово-цинковым оруденением, 5 – офиолиты с хромитовым оруденением, 6 – поднепалеозойских с редкоземельным оруденением; 7–10 – границы коллизийных металлогенических зон: 7 – оловорудных, 8 – колчеданных полиметаллических, 9 – свинцово-цинковых, 10 – ртутных (а – коренных, б – шликтовых); 11, 12 – границы рудных районов в пределах металлогенических зон: 11 – оловорудных, 12 – сурьмяных; 13 – надвиги, разграничивающие Верхояно-Колымские мезозоиды и Сибирскую платформу. Металлогенические зоны: I – Селеннях-Омулевская с полиметаллическим и кинноварным оруденением, II – Полоусненско-Колымская с преобладанием месторождений касситерит-вольфрамит-кварцевой, боро-оловянной магнезиально-скарновой формаций, III – Иньяли-Дебинская с преобладанием малосульфидных кварцевых месторождений, IV – Эльги-Полоусненская с преобладанием касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, V – Восточно-Верхоянская с олово-полиметаллическим оруденением гидротермально-метаморфогенного генезиса, VII – Дулгалахская кинноварная с антимонитом, VIII – Алла-Юнская с малосульфидным кварцевым и редкометалльно-кварцевым оруденением, IX – Внутренняя Охотская с кинноварным оруденением, X – Внешняя Охотская с касситерит-сульфидным и касситерит-силикатным оруденением. Рудные зоны, районы (арабские цифры в кружках). Стратиформные полиметаллические палеозойские: 1 – Туорасисский, 2 – Ага-Куканский, 22 – Сетте-Дабанская, 29 – Каменско-Муостакский, 31, 32 – Омулевские; рифейско-раннепалеозойская: 23 – Кылахская; протерозойский: 30 – Ороекский; позднемезозойские: 3 – Омолойская с преобладанием малосульфидных редкометалльно-кварцевых месторождений, 4 – Куларская с касситерит-редкометалльно-кварцевым и редкометалльно-кварце-

нием к гранитоидам андезитового ряда. Формирование их происходило в условиях декомпрессии за счет плавления нижних горизонтов земной коры с последующим продвижением магматических очагов на более высокие уровни [21]. Главный тип месторождений — касситерит-силикатно-сульфидный, но в благоприятных структурных условиях развит полный спектр оловорудных месторождений. По мере приближения к платформе в рудах увеличивается содержание сульфидов свинца и цинка. По периферии поперечных поясов намечается субдолготная рудная зона с мелкими массивами позднемеловых гранитоидов, в которой касситерит-сульфидное оруденение подчинено галенит-сфалеритовому.

Гранитоиды как продольных, так и поперечных поясов характеризуются сходным трендом дифференциации петрогенных окислов, совпадающим с трендом для ксенолитов кристаллического сиалического фундамента [15]. Эти данные указывают на их образование за счет плавления единого субстрата — по-видимому, кристаллического фундамента пассивной континентальной окраины. Примечательно, что магматические образования Колымского блока [14] имеют существенно иной тренд дифференциации, отличаясь более высокой глиноземистостью, марганцовистостью, присущими океанической коре.

В поперечном сечении мезозойд от островной дуги к окраине платформы устанавливается асимметричная зональность оруденения, согласная с зональностью магматических образований и отражающая общую направленность процесса коллизии (рис. 5). С востока на запад расположены следующие металлогенические зоны: Селеннях-Омулевская полиметаллическая, Полоусненско-Колымская с касситерит (вольфрамит)-кварцевым и боро-оловянным скарновым оруденением, Иньяли-Дебинская, Эльги-Полоусненская касситерит-сульфидная, Дулгалахская ртутная, Восточно-Верхоянская полиметаллическая [4].

Обращает на себя внимание приуроченность рудоносных металлогенических зон либо к структурам с минимальной глубиной залегания глубинных мантийных масс (Иньяли-Дебинское, Куларская), либо к структурам с наиболее глубоким заложением магматических очагов (поперечные ряды, Западное Верхоянье), что заставляет предполагать глубинный источник металла. С другой стороны, оловянные проявления в регионе неизвестны вне зон развития существенно гранитоидного корового магматизма, что наряду с общностью металлогенической специализации гранитоидов в пределах всей пассивной континентальной окраины говорит в пользу преимущественно корового источника олова.

Ртутные, сурьмяные и сурьмяно-ртутные пояса и зоны имеют наиболее молодой (поздний мел—ранний палеоген) возраст и приурочены к протяженным системам разломов, активизированным в связи с заключительными пароксизмами коллизионного процесса (Дулгалахская система надвигов, Адыча-Тарынская зона и др.) [2]. Их связь с какими-либо магматическими образованиями проблематична.

Металлогения юго-восточной части верхояно-колымских мезозойд определяется влиянием Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. В тылу пояса, по периферии Охотского среднего массива (см. рис. 5), касситерит-сульфидное (олово-полиметаллическое) и касситерит-силикатное оруденение, связанное с позднемеловыми многофазными андезит-риолитовыми вулканоплутоническими комплексами, приурочено к суб-

←
вым оруденением; оловорудные зоны с преобладанием касситерит-силикатно-сульфидных месторождений: 7 — Куранахская, 8 — Ава-Курбанская, 9 — Куйгинская, 10 — Багы-Быгантайская, 11 — Эгехайская, 12 — Северо- и Южно-Тирехтяхские, 13 — Дербек-Нельгехинская, 15 — Хунхада-Томпонская; рудные зоны с преобладанием касситерит-сульфидных или касситерит-силикатных месторождений: 6 — Чохчуро-Чекурдахская, 16 — Яханская, 17 — Сунтар-Хаятинская, 18 — Хоронская, 19 — Кутинская, 20 — Халыинская и Хаардахская, 21 — Юдомская, 25 — Тас-Кыстабытская, 34 — Хета-Днепровская, 35 — Арманская; рудные зоны, районы с антимонитовым (14, 26), киноварным (5, 33, 36) оруденением: 14 — Адыча-Тарынская, 26 — Иньяли-Дебинская, 5 — Янская, 33 — Тасканская, 36 — Селеннях-Колычанский; ореолы киновари: 24 — Челемджинский, 27 — Илнь-Тасский, 28 — Алазейский

вертикальным протяженным разломам и трещинным зонам поперечного (относительно пояса) простирания [8]. Их формирование обусловлено смещением Охотского массива к северу в связи с замыканием активной континентальной окраины. Массив воздействовал как штамп на уже сформированные складчатые зоны, вызывая образование наложенной складчатости и поперечных зон разломов и повышенной трещиноватости.

Литература

1. *Архипов Ю.А., Волкодав И.Г.* Офиолиты и олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 11. С. 177–185.
2. *Бабкин П.В.* Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1969. 183 с.
3. *Давыдов Ю.В., Галямов А.Л., Чиряев А.Г.* и др. Эволюция и закономерности размещения стратиформного оруденения свинца, цинка и меди в осадочных толщах Якутии // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 165–173.
4. *Иевенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
5. *Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 230 с.
6. *Лычагин П.П.* Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 53–61.
7. Магматические горные породы: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
8. *Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
9. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. М.: Наука, 1984. 192 с.
10. *Парфенов Л.М., Трущелев А.М.* Поздне триасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, их тектоническое положение и природа // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7–20.
11. *Рукович В.Н., Соловьев В.И., Шкодзинский В.С.* Редкоземельные элементы в магматических породах Алазейского поднятия и природа их распространения // Проблемы магматизма Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 113–130.
12. *Соколов Б.А., Япаскурт О.В.* Нефтегазоносность западной периферии Верхоянского складчатого сооружения и сопряженной окраины Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 1982. № 6. С. 10–15.
13. *Сурнин А.А.* Магматические комплексы Илнй-Тасской палеорифтовой системы // Проблемы магматизма Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1986. С. 63–71.
14. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
15. *Трунилина В.А., Роев С.П., Кузьминов М.А.* Петрохимия гранитоидных плутонических формаций оловорудных узлов Восточной Якутии // Проблемы магматизма Восточной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 102–113.
16. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Новосибирск: Наука, 1985. 205 с.
17. *Флеров Б.Л.* Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 285 с.
18. *Флеров Б.Л.* Олово-полиметаллическое оруденение юго-востока Якутии // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 6–21.
19. *Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я.* Геология и генезис оловорудных месторождений якутии. М.: Наука, 1971. 318 с.
20. *Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В.* Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
21. *Шкодзинский В.С., Трунилина В.А.* Типы кристаллизации магм // Геохимия. 1983. № 6. С. 798–808.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БАМ

В регионе БАМ с 1975 г. проводятся систематические прогнозно-металлогенические исследования, являющиеся составной частью комплексного изучения обширных территорий Прибайкалья, Забайкалья, Якутии и Дальнего Востока. Задачей этих исследований служит выявление основных закономерностей пространственного размещения месторождений, уточнение и детализация металлогенического районирования, разработка и уточнение критериев прогнозной оценки.

Прогнозно-металлогенические исследования базируются на структурно-вещественных принципах, позволяющих установить объективно наблюдаемые связи между геологическими телами и структурами с оруденением на разных иерархических уровнях [5].

Трасса Байкало-Амурской магистрали пересекает территорию, представленную системой крупных блоков земной коры и отличающуюся исключитально сложным гетерогенным строением. На большей ее части обнаружены породы древнего кристаллического фундамента, слагающие Алданский щит и Олекмо-Становой складчатый пояс. Эта область развития алданид и становид на западе ограничена байкалидами, а на юго-востоке — Амуро-Охотской складчатой системой. На западе и севере региона БАМ развиты терригенно-карбонатные отложения южной плиты Сибирской платформы [3]. Важной особенностью региона является герцинская и мезозойская тектоно-магматическая активизация, сопровождающаяся разнообразным эндогенным оруденением.

Рудный потенциал Байкало-Амурского региона и закономерности размещения полезных ископаемых определяются особенностями его геологического строения и истории развития. В пределах региона БАМ выделяются [1, 2, 5] шесть металлогенических провинций (с запада на восток): Ангаро-Ленская, Байкальская, Монголо-Забайкальская, Олекмо-Становая, Алданская и Амурская (см. рисунок). В каждой провинции намечаются области, зоны, районы, отличающиеся как по типам развитых в них полезных ископаемых, так и по степени их перспективности.

Ангаро-Ленская провинция. В ее пределах преобладают терригенно-карбонатные формации платформенного чехла Сибирской платформы, в составе которого выделяется несколько структурно-формационных комплексов преимущественно фанерозойского возраста. В металлогеническом отношении наибольший интерес представляют нижние части платформенного чехла, несущие как рассеянную, так и концентрированную минерализацию меди, свинца, цинка, железа, фосфоритов и солей, а также поликомпонентных жидких руд, имеющих широкое площадное распространение.

Выделяются следующие металлогенические зоны: Суриндо-Гаженская и Олекминская соленосные, Ленская фосфорито-железородная, Ленская свинцово-цинково-меденосная, Прибайкальская глиноземистого сырья и буроугольная, а также юго-восточная зона Тунгусского угольного бассейна.

Следует особо подчеркнуть перспективы на калийные соли Непско-Ботуобинского свода, особенно в районе Непских дислокаций, где соленосные толщи установлены в кембрийских свитах — усольской, бельской и ангарской [8].

Ленская фосфорито-железородная зона включает Киренский железорудный и Нарьягинский фосфоритоносный районы. Месторождения Киренского железорудного района (Петропавловское, Киренское, Черепаниха и др.) локализируются в пестроцветной алеврит-гравелит-песчаниковой формации (криволуцкая свита среднего ордовика). Эти руды отличаются высокой фосфористостью, благодаря чему они пригодны для получения фосфоритовой муки из шлаков.

Рудопроявления и одно месторождение фосфоритов (Молчановское) Нарьягинского фосфоритоносного района приурочены к тому же стратиграфическому уровню, что и бурожелезняковые руды Киренского района. Максимальное скопление фосфоритов

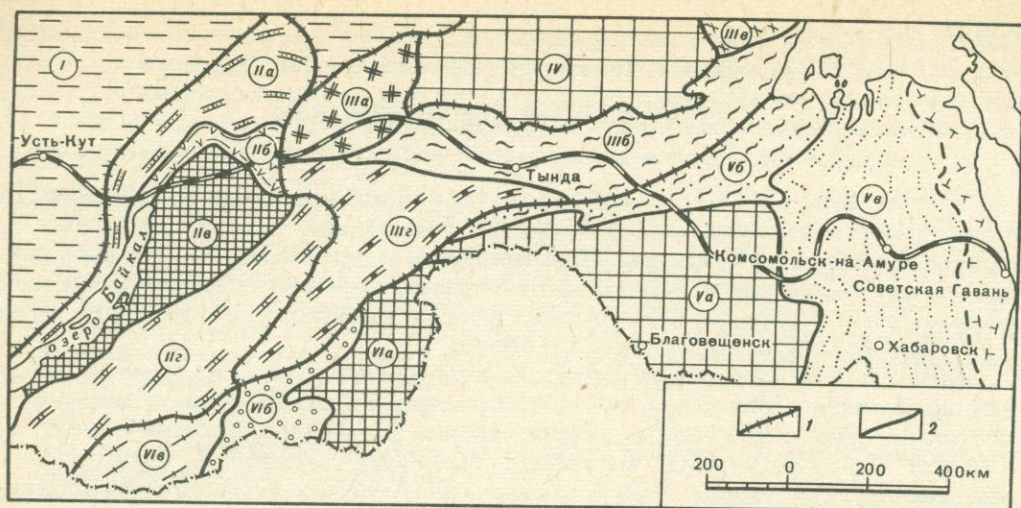


Схема металлогенического районирования региона БАМ

Границы металлогенических провинций (1) и областей (2): 1 – Ангаро-Ленская соленосная и железорудная; Байкальская полиметаллическая: 1а – Байкало-Патомская полиметаллическая и мусковитоносная, 1б – Байкало-Витимская полиметаллическая и асбестоносная, 1в – Баргузино-Витимская редкометалльная, 1г – Джида-Витимская редкометалльная; Олекмо-Становая медно-железородная: 2а – Чаро-Олекминская железо-меднорудная, 2б – Становая железорудная, 2в – Маймакано-Батомгская редкометалльная, 2г – Нерчугано-Шилкинская редкометалльная; 4 – Алданская полиметаллическая; Амурская редкометалльная: 5а – Буреинская железорудная, 5б – Амуро-Охотская железо-фосфоритоносная, 5в – Сихотэ-Алинская редкометалльная; Монголо-Забайкальская редкометалльно-полиметаллическая: 6а – Аргунская флюорит-редкометалльная, 6б – Агинская флюорит-редкометалльная, 6в – Даурская редкометалльная

приходится на низы кривоуцкой свиты. Фосфоритовая формация представлена желваковыми, гравийно-галечниковыми и ракушняковыми фосфоритами.

Ленская свинцово-цинково-меденосная зона включает Верхнеленский меднорудный и Тутуро-Хандинский свинцоворудный районы. В верхнеленском меднорудном районе широко развиты проявления медистых отложений, представленные песчаниками и реже песчаными оолитовыми известняками.

В Тутуро-Хандинском районе проявлена свинцово-цинковая рудная формация в доломитах усть-кутской свиты нижнего ордовика. Рудоносный горизонт приурочен к низам этой свиты. Галенитовое оруденение распределено в породах крайне неравномерно, тяготея к серым и темно-серым оолитовым и строматолитовым доломитам и известнякам. Наряду со свинцом в рудоносном горизонте отмечается цинк.

В пределах Предбайкальского кайнозойского прогиба отмечается до 70 эрозивно-тектонических депрессий, сложенных континентальными осадками палеогена и неогена с корами выветривания в основании. Эти осадки залегают на карбонатно-глинистых породах кембрия и вмещают формации бокситовых глин и аллитов, буроугольную, железорудную и марганцевую. В Предбайкальской металлогенической зоне (МЗ) выделяются Хандинский буроугольный район, Тулонская бокситорудная зона, а также Карамская и Жигаловская аллитоносные зоны.

К Ангаро-Ленской провинции на западе примыкают районы железорудных месторождений скарнового магнетитового типа и каменноугольные поля юга Тунгусского бассейна.

Байкальская провинция. В этой провинции широко развиты структурно-формационные комплексы (СФК) – протогеосинклинальные и протоорогенные раннего протерозоя, геосинклинальные рифея, а также палеозойской тектоно-магматической активизации.

По геолого-структурным особенностям и специфике рудной минерализации территории Байкальской провинции четко расчленяется на четыре металлогенические области:

Байкало-Патомскую, Байкало-Витимскую, Баргузино-Витимскую и Джиды-Витимскую.

В *Байкало-Патомской области* наряду с традиционно известными здесь типами металлогенических зон развиты железо- и оловорудные зоны. В Мамско-Чуйской зоне, кроме мусковитовых, проявлены редкометалльные пегматиты. Те и другие связаны с мигматит-гранитами мамско-оронского комплекса, развитыми среди зонально-метаморфизованных карбонатно-терригенных образований мамской серии. Метаморфизованные образования мамской серии включают горизонты дистенсодержащих сланцев. Аналогичную специализацию имеют Нечеро-Жуинская (мусковит) и Ченчинская (высокоглиноземистые сланцы) зоны.

Рудная минерализация Прибайкальской и Патомской МЗ связана с карбонатными формациями перикрационных прогибов позднего докембрия. Прибайкальская зона расположена на крайнем юго-западе Байкало-Патомской металлогенической области, протяженность ее около 350 км при ширине от первых километров до 26 км. Галенит-сфалеритовая, флюоритовая и иногда баритовая минерализация локализуется в рифтогенных фациях карбонатных пород (например, Барвинское, Луговское и другие месторождения).

Акитканская зона охватывает площади развития вулканоплутонических образований орогенного этапа раннепротерозойской геосинклинали Северного Прибайкалья. Для зоны характерны вулканотектонические структуры с различными фациями вулканизма, кольцевыми и радиальными разломами и метасоматически преобразованными породами. С последними пространственно ассоциирует редкометалльная и редкоземельная минерализация, развитая как по породам, слагающим вулканический пояс, так и по подстилающим их интенсивно метаморфизованным гнейсам и амфиболитам чуйской толщи.

В Чуйско-Тонодской МЗ оловянная и редкометалльная минерализация пространственно связана с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формацией Тонодского поднятия. К эндо- и экзоконтактам массивов этой формации приурочена минерализация касситерит-грейзеновой и вольфрам-скарновой рудных формаций, а также формации редкометалльных фельдшпатолитов. Значительный интерес в Байкало-Патомской металлогенической области представляют железистые кварциты в вулканогенно-осадочных породах нижнего рифея в нижнем течении р. Витим.

Байкало-Витимская область сложена складчатыми образованиями нижнего протерозоя и рифея эвгеосинклинального типа с существенной ролью натриевых базальтоидов. Широко развиты интрузии базитов, гипербазитов и терригенно-карбонатных отложений венды — нижнего палеозоя орогенного этапа развития байкалид, гранитоиды и щелочные породы нижнего и среднего палеозоя.

Вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя слагают две металлогенические зоны — Северо-Байкальскую и Муйскую. В западной части Байкало-Витимской области расположены рифейская Олоkitская и венд-жембрийская Анамакит-Светлинская МЗ, а по щелочным интрузиям девона оконтуривается Сынныр-Бурпалинская МЗ.

Северо-Байкальская МЗ сложена метаморфизованными породами муйской серии и прорывающими их интрузиями габбро-диабазовой формации с титановорудной минерализацией и мигматит-плагитогранитовой формации с проявлениями сульфидов.

В Муйской МЗ с метавулканитами келянской подсерии связаны колчеданосные зоны с медным, цинковым и другим сульфидным оруденением. Молодежная зона охватывает массивы дунит-перидотитовой формации парамского комплекса.

Олоkitская МЗ включает Холоднинскую рудную зону с одноименным месторождением и ряд зон, в которых группируются проявления барит-свинцово-цинковой рудной формации в рифтогенных фациях карбонатных пород итькитской свиты рифея. Здесь выделяются железорудные зоны с пластовыми магнетит-гематитовыми залежами в зеленокаменных вулканогенно-осадочных породах тыйской свиты рифея. В Олоkitской МЗ известно также сульфидное медно-никелевое оруденение, связанное с перидотит-пироксенит-норитовой формацией (довыренский комплекс рифея), и

горизонты конкреционных и желваковых фосфоритов, приуроченных к карбонатно-черносланцевой субформации.

В Анамакит-Светлинской МЗ осадочные формации венда—нижнего палеозоя несут пластовое марганцевое оруденение карбонатного типа и стратиформную свинцово-цинковую минерализацию. С прорывающими их интрузиями гранодиорит-лейкогранитовой формации (конкудеро-мамаканский комплекс) связаны проявления молибденовой минерализации.

В Сыныр-Бурпалинской МЗ развиты массивы псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов (сынырский комплекс) с калиево-высокоглиноземистым (сыныритовым и нефелин-апатитовым) сырьем, а также с редкометальными фельдшпатоидами.

Баргузино-Витимская область объединяет Баргузино-Котерскую, Туркино-Бамбуйскую и Верхневитимскую (Турка-Ципинскую) металлогенические зоны. Баргузино-Котерская МЗ оконтуривается по выходам котерской серии рифея, породы которой вмещают полиметаллические рудопроявления. В зоне также известна вольфрамовая и молибденовая минерализация среди нижнепротерозойских и рифейских пород.

Туркино-Бамбуйская МЗ включает ряд рудных районов разной специализации. В Турка-Ципинской МЗ проявлена тектоно-магматическая активизация среднего—верхнего палеозоя с образованием формаций граносиенитовых и щелочных габброидов и сиенитов. С щелочными габбро и сиенитами связана редкометальная минерализация и глиноземистое сырье, а с гранитоидами — молибденовая, оловянная и редкометальная минерализация.

Редкометально-нефелиновое оруденение приурочено к Сайженской зоне, очерченной по выходам массивов нефелиновых пород формации щелочных габброидов и сиенитов натриевого ряда (сайженский комплекс PZ_{2-3}).

Чина-Витимская и Ауникская рудные зоны включают ряд штокверково-грейзеновых скарновых проявлений молибденовой, вольфрамовой и комплексной редкометальной минерализации, связанной со штоками гранит-порфиоров.

В *Джида-Витимской области* основная роль в размещении месторождений и рудопроявлений принадлежит складчатым вулканогенно-осадочным образованиям венда—нижнего палеозоя и прорывающим их интрузиям разнообразных гранитоидов. С первыми связаны колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения Удино-Витимской зоны (Озерное и др.). Широко развитая палеозойско-мезозойская активизация обусловила проявление интрузий диорит-гранодиорит-лейкогранитовой и щелочно-гранитовой и лейкогранитовой формаций со штокверковой молибденовой и редкометальной минерализацией (Витим-Верхнеудинская МЗ).

Олекмо-Становая провинция. Размещение оруденения в пределах провинции крайне неравномерно и обнаруживает четкую связь с блоковым строением Олекмо-Станового складчатого пояса. В связи с этим в этой провинции выделяются три металлогенические провинции: Чаро-Олекминская, Становая, Нерчугано-Шилкинская [1, 5].

В пределах *Чаро-Олекминской области* сохранились в той или иной степени переработанные гранитизацией выступы кристаллических пород раннего архея, относимые к чарской серии. Супракрустальные образования этой серии представлены породами трех метаморфических формаций (снизу вверх): гиперстен-гнейсовой (несмуриная свита), гиперстен-гранат-гнейсовой (давачанская свита), гиперстен-амфибол-гнейсовой (имангрская свита). Рудопроявления отмечаются только в связи с гиперстен-гранат-гнейсовой формацией в виде пластовых полосчатых и вкрапленных магнетитовых руд формации железистых кварцитов.

Позднеархейский протогеосинклиальный структурный этап представлен метаморфическими формациями олекминской и борсалинской серий, а также анортозитовой, метаморфизованной габбро-диабазовой (тепраканский комплекс) и мигматит-плагиогранитовой формациями. К позднеархейской кварцит-амфиболит-биотит-гнейсовой формации (борсалинская серия) приурочены месторождения железа, группирующиеся в пяти рудных зонах. Железистые кварциты борсалинской серии подвергнуты интенсивной складчатости и гранитизации.

В Ханинской зоне непосредственно у трассы БАМ установлена апатит-магнетитовая минерализация в связи с массивами габброидов.

Раннепротерозойский проторогенный структурный этаж, представленный удоканским осадочным карбонатно-терригенным комплексом и интрузивными габбро-габброноритовой (чинейский комплекс), мигматит-гранитовой (куандинский комплекс) и гранитовой рапакивиоподобной (кодарский комплекс) формациями, вмещает медное, редкометальное и другое оруденение. Выделяются раннепротерозойские Кодаро-Удоканская металлогеническая зона и несколько рудных районов.

Кодаро-Удоканская МЗ охватывает площадь развития карбонатно-терригенных отложений удоканской серии [7]. В ее строении отмечаются два рудоносных формационных ряда [4], отражающих двустадийность развития одноименного прогиба: 1) рифтогенный — флишоидный; 2) орогенный — молассовый. С первым связаны месторождения меди Красное, Правый Ингамакит и др., со вторым — Удоканское месторождение.

В пределах *Становой области* выделяются следующие позднеархейские металлогенические зоны: Джугджурская и Каларо-Олекминская с апатитовой и титаномагнетитовой минерализацией, с рудопроявлениями железных пироксен-кварц-магнетитовых руд, залегающих среди позднеархейских габбро-амфиболитов, и Имангрская МЗ с проявлением мусковитовых и редкометальных пегматитов и метасоматитов, связанных с мигматит-плагиогранитовой формацией.

Раннепротерозойский структурный этаж представлен Джелтулакской МЗ. Она охватывает площади развития нижнепротерозойской вулканогенно-сланцевой толщи в Джелтулакском трое. В углистых сланцах этой толщи имеются горизонты сульфидизированных пород с обильной вкрапленностью халькопирита. В массиве расслоенных габброидов Лукинда известно медно-никелевое оруденение.

Для мезозойского структурного этажа характерны рудопроявления молибдена, меди, свинца и цинка. В Северо- и Восточно-Становой МЗ в периферических частях гранитоидных батолитов мезозоя зафиксированы рудопроявления медно-молибденовой порфировой формации.

В архейских и раннепротерозойских структурно-формационных комплексах *Нерчугано-Шилкинской области* развиты проявления флогопита, редкометальных и редкоземельных пегматитов и метасоматитов, железистых кварцитов, графита, высокоглиноземистого сырья. Венд-раннепалеозойские СФК представлены в основном крупными, глубоко эродированными, малопродуктивными массивами гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации и более ранними небольшими телами габбро-норитов и габбро-диабазов с проявлениями титаномагнетитовых руд.

Важное значение имеют структуры позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации и связанные с ними Каларская, Привитимская, Пришилкинская и другие металлогенические зоны. Профилирующая молибденовая, молибден-вольфрамовая и редкометальная минерализация молибден-кварцевой, вольфрам-сульфидной и грейзеново-альбититовой формаций контролируется плутонами позднепермского амананского (диорит-субщелочных и щелочных гранитов), раннеюрского (?) гуджирского (лейкогранитовая формация) и средне-позднеюрского амуджиканского (диорит-гранодиоритовая формация) комплексов.

Проявления флюоритовой минерализации локализуются в бортах рифтогенных нижнемеловых впадин и разломов.

Алданская полиметалльная провинция. Характерной особенностью геологического строения провинции [1, 5] является наличие обширных полей архейских кристаллических комплексов, подвергавшихся неоднократным преобразованиям в периоды ранне- и позднепротерозойского, палеозойского, мезозойского и неоген-четвертичного этапов тектоно-магматической активизации. Этим обусловлено появление полихронных метаморфогенных месторождений и рудопроявлений железа, флогопита, апатита. Наибольшее практическое значение имеет Эмельджак-Таежнинская архейская зона, включающая целый ряд месторождений железа и флогопита. Она расположена в восточной части Алдано-Тимптонского мегантиклинория, сложенного породами федоровской

свиты и контролируется глубинным разломом, разделяющим Алданский щит на две части.

Известный интерес представляет редкометальное с флогопитом, вермикулитом и апатитом оруденение, установленное в Инаглинском и Арбарастахском массивах щелочных ультрамафитов и карбонатов раннепалеозойского возраста.

Мезозойская металлогеническая эпоха проявилась в накоплении мощных терригенных высокоугленосных толщ Южно-Якутского бассейна и формировании алданского щелочного вулканоплутонического комплекса (фонолит-сиенитовая формация), с которым ассоциирует редкометальная, свинцово-цинковая и флюоритовая минерализация.

Амурская провинция. В пределах этой провинции происходит сочленение главных тектонических структур Дальнего Востока — Буреинского массива, Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных складчатых систем [2] с разнообразной и разновозрастной рудной минерализацией [5].

В *Буреинской области* оруденение связано с мезозойскими структурами, наложившимися в результате тектоно-магматической активизации на докембрийский и палеозойский субстрат Буреинского срединного массива. В структурах цоколя массива выделяется Гаринская железорудная венд-раннепалеозойская МЗ, включающая фрагментарные выходы эвгеосинклинальных осадочно-вулканогенных образований в Мамыкском выступе фундамента. Профилирующим для нее являются железорудные месторождения Гаринской группы, представленные метаморфизованными скарноподобными стратиформными залежами высококачественных магнетитовых руд. Кроме того, в зоне известны проявления колчеданно-полиметаллических руд, а к западу от зоны в палеозойских терригенно-карбонатных отложениях имеется Чагойанское свинцово-цинковое месторождение стратиформного типа.

Мезозойское оруденение Буреинской области, являющееся производным активизационного вулкано-интрузивного магматизма, представлено сурьмяно-ртутными, медно-молибденовыми, молибден-полиметаллическими и другими проявлениями.

В *Амуро-Охотской области* выделяется Удская МЗ, где развиты терригенно-кремнисто-вулканогенные и рифтогенные формации палеозоя с месторождениями фосфоритов и железа, а также небольшие месторождения (Ир-Нимийское и др.) марганца с браунитовыми рудами, родохрозитом и родонитом.

Депская и Ланская с рудной специализацией МЗ локализованы в шовных зонах горст-антиклинорных и грабен-синклинорных структур Тукурингра среди вулканогенно-карбонатных комплексов венда—кембрия и черносланцевых комплексов позднего палеозоя и мезозоя с широким развитием надвиговых структур.

В *Сихотэ-Алинской области* главнейшие металлогенические зоны — Баджало-Мяочанская, Эзопская, Буреинская, Западно- и Центрально-Сихотэалинская, Сулукская, Кур-Амгуньская и Нижнеамурская.

Баджало-Мяочанская оловорудная зона состоит из Комсомольского и Баджальского рудных узлов. В их пределах оловорудная минерализация локализуется в грейзенированных зонах многофазных гранитных плутонов, в линейных зонах дробления и в жерловых фациях меловых палеовулканов. Оловорудные месторождения (Солнечное и др.) касситерит-сульфидно-силикатных формаций содержат вольфрам, медь, свинец и редкие металлы (Северное, Нетка). Известны проявления олово-скарновой, касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций.

Эзопская и Буреинская зоны расположены севернее Баджало-Мяочанской в границах одноименных вулканогенов, образуя меридиональный редкометальный пояс вдоль восточного края Буреинского массива.

Нижнеамурская редкометальная зона совпадает с полосой развития флишевых и флишеидных вулканогенно-терригенных позднегеосинклинальных формаций преимущественно нижнего мела с ареалами небольших интрузий натриевых гранитоидов нижнеамурского комплекса. С последними тесно связаны проявления жильной молибденитовой, шеелитовой и антимонитовой минерализации.

Сулукская, Кур-Амгуньская и Западно-Сихотэалинская зоны приурочены к глубинным разломам, контролирующим излияния вулканитов и шовные прогибы и впадины, с проявлением ртутной и сурьмяно-ртутной минерализации. В пределах Центрально-Сихотэалинской зоны имеются рудопоявления вольфрама, свинца, цинка, меди, вольфрам- и полиметаллически-скарновой формаций.

В южной части Восточно-Сихотэалинской зоны известны высокотемпературные проявления вольфрама и молибдена, связанные с гранитовыми формациями. На севере в изолированных вулканоструктурах выявлены месторождения меди (Тырское и др.), свинца и цинка (Чаятыньское), алунита (Искиньское и др.), сформировавшиеся в конце мела и в палеогене.

Монголо-Забайкальская провинция. В этой провинции выделяются Агинская и Аргунская металлогенические области.

Агинская область сложена в основном аспидными и спилит-диабазовыми (с офиолитами) формациями рифея, прорванными разновозрастными, преимущественно юрскими интрузиями гранитоидов. С серпентинитами рифея в районе г. Сретенск связаны мелкие проявления асбеста, с юрскими интрузиями борщевочного комплекса (мигматит-гранитовая и лейкогранитовая формации) — пегматиты с касситеритом.

Аргунская область соответствует одноименному срединному массиву. Для нее характерно широкое развитие карбонатно-терригенных формаций чехла массива рифейского, венд-нижнепалеозойского и среднепалеозойского возраста, а также разновозрастных гранитоидов и верхнеюрско-нижнемеловых впадин. С рифейскими формациями ассоциируют месторождения высококачественных магнезитов (Ларгинское, Беренское и др.) и графита (Сивачуканское и др.).

Полиметаллическое оруденение в Шилкинской и Газимуро-Уровской МЗ парагенетически связано с мелкими интрузиями (дайки, штоки, трубки взрыва и др.) средне-верхнеюрского шахтаминского комплекса. Проявления олова, вольфрама и других металлов представлены касситерит- и вольфрамит-кварцевой, грейзеново-альбититовой редкометальной, а также олово-скарновой и пегматитовой формациями, которые в основном ассоциируют с юрскими интрузиями гранитов лейкогранитовой и мигматит-гранитовой формаций кукульбейского и борщевочного комплексов. Судя по данным радиоизотопного изучения возраста, имеется и более древняя — верхнепалеозойская — оловянно-редкометальная минерализация. В обеих зонах месторождения группируются вокруг ареалов соответствующих рудоконтролирующих интрузий в рудные узлы, причем для полиметаллических рудных узлов наиболее благоприятен терригенно-карбонатный субстрат, для олова, вольфрама и других редких металлов — терригенный глинисто-сланцевый.

В Газимуро-Уравской зоне с верхнеюрско-нижнемеловыми впадинами, выполненными трахибазальт-трахириолитовой формацией, связана, особенно в их обрамлении, флюоритовая минерализация.

Выводы

Металлогенический анализ территории, примыкающей к трассе БАМ, позволил как выявить общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в структурах земной коры этого обширного региона, так и уточнить металлогеническую специализацию и районирование отдельных ее частей.

В результате прогнозно-металлогенических исследований установлено, что на территории БАМ размещены рудные и нерудные полезные ископаемые, имеющие важное практическое значение.

Металлогеническая специализация крупных геоблоков зависит от особенностей состава слагающих их СФК. В благоприятных палеотектонических и структурных обстановках формируются месторождения, особенности которых определяются типом геотектонического режима, характером осадконакопления, магматизма и метаморфизма, доминирующим в течение главных металлогенических эпох.

Схема металлогенической эволюции региона БАМ

Металлогенические эпохи, млн лет	Ведущий вид полезных ископаемых (месторождения, зоны, бассейны)	
	в связи с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, в том числе метаморфизованными	в связи с вулканогенными, интрузивными и ультрамагматическими формациями
Кайнозойская Юрско-меловая, 230–65	Россыпи редких металлов Бурый уголь (Ерковецкое); каменный уголь (Южно-Якутский, Буреинский, Апсатское)	Олово (Баджало-Мяочанская); молибден (Привитимская, Пришилжинская)
Средне-позднепалеозойская, 435–230	Марганец, фосфориты, железо (Удская)	Калиево-алюминиевое сырье (Сыннырское, Сагунское)
Венд-раннепалеозойская, 650–435	Железо, фосфориты (Ленская); свинец, цинк (Озерное); калийные соли (Суриндо-Гаженская)	
Рифейская (позднепротерозойская), 1650–650	Свинец, цинк (Холоднинское)	Олово (Моховое); никель (Довыренское); слюда, мусковит (Мамско-Чуйская)
Раннепротерозойская, 2600–1650	Медь (Кодаро-Удоканская, Угуйская)	Медь, титан, железо (Чинейское); редкие металлы (Катугинское); асбест (Молодежное)
Архейская, > 2600	Железо (Илмалыкская, Чарская, Сутамская)	Железо, титан, апатит (Джугджурская, Каларо-Олекминская); железо, флогопит, апатит (Нимнырская, Эмельджак-Таежнинская)

В регионе БАМ наиболее продуктивными металлогеническими эпохами являются позднеархейская, ранне-, позднепротерозойская и мезозойская (см. таблицу), проявившиеся с различной интенсивностью в разных металлогенических провинциях.

Позднеархейская эпоха выразилась прежде всего в формировании месторождений железа различных формационных типов – железистых кварцитов в зеленокаменных трогах, апатит-титаномагнетитовых – в габбро-анортозитовых комплексах, скарноидных магнетитовых, а также месторождений флогопита, апатита, редких металлов в Олекмо-Становой и Алданской провинциях.

Раннепротерозойская эпоха, связанная с карельским орогенезом кратонизированной земной коры, характеризуется возникновением стратиформных месторождений меди, медно-никелевого и железо-титанового оруденения в расслоенных массивах габброидов, редкометалльных месторождений в шовных межблоковых зонах в Олекмо-Становой провинции.

В позднепротерозойскую эпоху происходит образование колчеданно-полиметаллических месторождений в эвгеосинклинальных троговых структурах байкалид, месторождений асбеста и слюды в Байкальской провинции.

Мезозойская эпоха выразилась в формировании главным образом редкометалльных месторождений. В Олекмо-Становой, Алданской и Монголо-Забайкальской провинциях формирование молибденовых, вольфрамовых и других месторождений обусловлено тектоно-магматической активизацией, наложенной на докембрийские структуры. В Амурской области проявилась оловянная, вольфрамовая и другая минерализация в связи с орогенным и активизационным магматизмом в зонах палеозойских и мезозойских геосинклинальных структур.

В заключение следует отметить, что в целом территория региона БАМ остается пока еще слабо изученной. Дальнейшее развитие детальных металлогенических исследований и научно обоснованного локального прогноза должно способствовать открытию новых месторождений.

Литература

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. Т. 7, кн. 2. 239 с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Восток СССР. Л.: Недра, 1984. Т. 8. 560 с.
3. *Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 139 с.
4. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны / Ю.В. Богданов, Г.Г. Кочин, Э.И. Кутырев и др. Л.: Недра, 1966. 386 с.
5. Металлогеническая карта региона БАМ. М-б 1:1 500 000: Объяснительная записка. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1981. 140 с.
6. Металлогеническая карта Сибирской платформы. М-б 1:2 500 000. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1982.
7. *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
8. *Чечель Э.И., Машович А.Г., Гилев Ю.Г.* Новые данные по калиености отложений ангарской свиты зоны Непских дислокаций // Сов. геология. 1980. № 5. С. 100–109.

УДК 553.078 (571.61/62)

Е.А. Кулиш, В.Г. Моисеенко

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ БАМ

Восточная (Приамурская) часть зоны БАМ охватывает все основные структурные элементы Приамурья и Южной Якутии — Алданский щит, Становую складчатую область, Амуро-Охотскую складчато-глыбовую систему, Буреинский массив и Сихоте-Алинскую складчатую систему.

В металлогеническом отношении каждый из этих геотектонических элементов представляет самостоятельную рудоносную провинцию с характерными для нее особенностями геологического развития, строения и состава геологических и рудных формаций. Эти структуры разделены сложно построенными зонами долгоживущих глубинных разломов, контролирующими в местах сочленения развитие, состав и размещение метаморфических, магматических образований и эндогенную рудную минерализацию, а также вулканогенных зон, наложенных прогибов, впадин и др. В рамках рудоносной (металлогенической) провинции выделяются металлогенические элементы более низкого ранга — районы и зоны, представляющие собой территории, в которых локализованы месторождения, проявления, ореолы, концентрации одного (ведущего) или нескольких полезных компонентов, входящих в одну или несколько рудных формаций. Участки высокой интенсивности и экстенсивности оруденения в пределах металлогенических (рудных) районов и зон рассматриваются как рудные узлы и поля.

Алданская рудоносная провинция размещена в пределах Алданского щита (юго-восточная окраина Сибирской платформы) и включает структуры геосинклинальных и плитных комплексов, а также эпиплатформенные мезозойские впадины. Щит сложен ранне- и позднеархейскими толщами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. С толщами иенгрской серии связаны метаморфогенные проявления и месторождения железа, корундов, бора, графита, силлиманита, а с раннедокембрийскими гранитоидами — редких металлов, флогопита и мусковита. Тимптоно-желтулинский чарнокит-мрамор-гнейсовый комплекс с широкими полями метасоматических гранитоидов несет редкоземельную минерализацию, образованную в раннеархейскую минерагеническую эпоху. С этой же эпохой связана и повышенная апатитонность карбонатсодержащих пород нижнего архея.

В Ханинском районе, в породах борсалинской серии, слагающей разобщенные синклинальные структуры и коррелирующей с верхнеархейской купуринской серией

Становой субпровинции, содержатся мощные горизонты железистых кварцитов. Слабо метаморфизованные нижнепротерозойские отложения алевролит-песчаниковой формации южной части Хани-Олдонсинской грабен-синклинали сходны с образованиями удоканской серии Кодаро-Удоканского меднорудного района.

Щелочные и субщелочные гранитоиды орогенного этапа несут редкометальную минерализацию. Начинают изучаться геотектоническая позиция, геолого-петрологические особенности и минерально-сырьевой потенциал зеленокаменных структур (пооясов, впадин) Алданского щита. Со среднего протерозоя до среднего кембрия включительно накапливались терригенные и карбонатные формации платформенного чехла, где локализованы сидерит-гематит-лимонитовые руды и проявления фосфоритов. В позднем докембрии имели место длительные сидементационные паузы с глубоким размывом и образованием кор выветривания, перспективных на слабо метаморфизованные бокситы. Интрузии гипербазит-сиенит-карбонатитового и сиенит-гранитоидного рядов (PR₂, PZ, MZ) сопровождаются проявлениями цветных, редких металлов и апатита. С палеозойско-мезозойским этапом магматизма связаны месторождения редких металлов. Послеюрские гипабиссальные интрузии широкого спектра по составу (ультраосновные—кислые—щелочные) несут концентрации редких металлов. Массивы гранитоидов с повышенной щелочностью (улканский комплекс) сопровождаются оловянной и другой минерализацией в зоне Станового разлома (линеамента).

Становая рудоносная провинция в структурном отношении соответствует Становой складчатой области (Становик-Джугджурскому докембрийскому складчатому обрамлению Алданского щита), которая сочленяется с Сибирской платформой (Алданским щитом) по Становому разлому, выраженному мощными зонами диафоритов и диафторированных пород, а также многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного ранга и амплитуды. Зоны диафоритов и диафторированных пород Станового разлома, а также разломы, ограничивающие раннеархейские глыбы, возникли в архее, в дальнейшем они трассировали раннепротерозойские терригенные и терригенно-вулканогенные трогги, и по ним внедрялись раннепротерозойские, палеозойские и громадные массы мезозойских интрузий преимущественно гранитоидного состава. Южнее зоны Станового разлома широко развиты крупные мезозойские интрузии зейско-удского комплекса.

Строение зоны Становика-Джугджура характеризуется наличием серии крупных (до 3 тыс. км²) глыб, в которых обнажается комплекс основания — раннеархейские (катархейские) метаморфические и интрузивные образования верхнеалданского (курлутинского) чарнокит-эклогит-сланцевого комплекса, которые по составу и характеру метаморфизма, магматизму и складчатости близки археидам Алданского щита. Между глыбами расположены позднеархейские образования станового биотит-амфиболового гнейсового комплекса, метаморфизованные в амфиболитовую фацию. В этих геосинклинальных комплексах развиты палингено-метасоматические интрузивные тела плагиогранитов и гранитов, расслоенные массивы габбро-плагиогранитов и ультрабазитов.

С зоной Станового разлома связаны крупные массивы (плутоны) габбро-анортозитов и анортозитов сложного состава и строения, которые тяготеют к блокам раннеархейских (катархейских) супракрустальных образований и несут значительную апатитовую, титановую и другую минерализацию. Становая область как самостоятельное сооружение сформировалась в позднепротерозойско-раннепалеозойское время и в последующие эпохи неоднократно подвергалась воздействию тектоно-магматических процессов в связи с формированием Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Следствием этих процессов явилась интенсивная разломно-блоковая тектоника зоны, средне-кислощелочной плутонизм и вулcano-плутонизм позднепермско-раннетриасовой, познетриасово-раннеюрской, позднеюрско-раннемеловой активизации. Металлогения раннеархейских (катархейских) комплексов (глыб) представлена магматогенными и метаморфогенными месторождениями магнетитовых, титаномагнетитовых, апатит-титаномагнетитовых и сульфидных руд, а с позднеархейским комплексом ассоциируют формация железистых кварцитов и неметаллические полезные ископаемые

метаморфогенного происхождения (мусковит и др.). С продуктами и структурами мезозойской активизации связан основной фонд эндогенной минерализации зоны.

Интересна структурная зона Станового разлома и внутренние зоны сочленения глыб раннего и позднего архея, к которым приурочены проявления цветных металлов. Минерогенические зоны этой провинции контролируются плутоническими, вулканогенными, метаморфическими формациями, зонами разломов и их сочетаниями. Так, архейские Баладеская и другие титан-железо-апатитоносные зоны связаны с плутонами габбро-анортозитов, Бомнакская железоносная — с горизонтами железоносных кварцитов, Чимчанская высокоглиноземистая — с толщами кислых гнейсов и кристаллосланцев. Раннепротерозойские Ольдойская и другие медно-никелевые зоны оконтуриваются по распространению расслоенных базит-гипербазитовых массивов. Нижнепротерозойские отложения алевролит-песчаниковой формации, установленные в зоне Янканского разлома (Джелтулак-Бурпалинская зона), характерны для стратиформного медного оруденения удоканского типа. Мезозойские рудоносные зоны связаны с метасоматитами зон разломов и приуроченными к ним гранитными массивами.

Перспективным для Становой провинции является изучение раннепротерозойских трогов (зеленокаменных поясов) и зон дифтореза для определения практического потенциала их рудоносности. Медное (медно-молибденовое) оруденение прожилково-вкрапленного типа отмечается в связи с негеосинклинальным гранитоидным магматизмом габбро-плагиигранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций.

Буреинская рудоносная провинция совмещена с Буреинским срединным массивом, который состоит из гетерогенных структур разновозрастной консолидации. Значительную часть массива слагают преимущественно палеозойские гранитоиды, среди которых лишь в виде ксенолитов и изолированных блоков сохранились осадочные и метаморфические складчатые образования протерозоя, раннего и среднего палеозоя. Последние представлены терригенно-вулканогенными, терригенно-вулканогенно-карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, указывающими на существование в пределах массива эв- и миогеосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальными поднятиями. Буреинский срединный массив характеризуется блоковым строением. Приподнятые блоки глубоко эродированы, а опущенные перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями наложенных структур. Блоки были консолидированы в раннем—позднем палеозое—раннем мезозое. С позднего мела массив представляет эпипалеозойскую молодую платформу. Он расположен на стыке Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, с которыми граничит соответственно по Южно-Тукурингскому и Тастакскому глубинным разломам. Это обусловило и двойственность его структурных особенностей. Если в северной и северо-западной частях, сопряженных с развитием Монголо-Охотской системы, преобладают субширотные элементы структуры, то в восточной, сопряженной с Сихоте-Алинской системой, — северо-восточные.

В соответствии с этапами формирования массива в его пределах выделяются раннепротерозойская, позднепротерозойско-раннепалеозойская, средне-позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская минерогенические эпохи.

Блоковое строение массива, фрагментарность его структур и глубокий метаморфизм стратифицированных толщ позволяют предполагать, что, вероятно, еще в раннем протерозое зародилось интрагеоантиклинальное Турано-Буреинское поднятие, которое в течение байкальской эпохи сильно расширилось и, по существу, превратилось в срединный массив. Раннепротерозойский кристаллический фундамент Буреинского массива обнажен в виде изолированных выступов. В бассейне р. Буреи слагающие их гнейсово-сланцевые комплексы вмещают метаморфогенные месторождения графита и рудопроявления железа. В дальнейшем различные участки массива развивались неодинаково: центральные части подвергались размыву, а окраинные под влиянием соседних геосинклиналей повторно вовлекались в погружение. В рифее—нижнем кембрии в южной части Буреинского массива, так же как и на Ханкайском массиве и ряде докембрийских массивов Китая, заложились и развивались интракратонные миогеосинклинальные структуры, в которых среди глинисто-кремнисто-карбонатных толщ формировались же-

лезо-кремнистые, железо-марганцево-кремнистые и марганцево-карбонатные тонкопосчатые породы, представляющие железные, марганцево-железные и марганцевые рудные образования. Позднепротерозойско-раннепалеозойский структурно-формационный комплекс выполняет трогообразный прогиб, разделяющий Октябрьский и Туранский блоки массива. Он сложен метаморфизованными вулканогенными, терригенными и карбонатными группами формаций с многочисленными талами габброидов и прорван палеозойскими гранитоидами.

В палеозое на восточной окраине массива образовались Хингано-Баджальский пригеосинклинальный прогиб и Куканская инверсионная впадина, выполненные соответственно толщей мощностью 2–3 км терригенно-карбонатных пород и галечно-песчано-глинистой молассой аналогичной мощности. Подобная деструкция массива в еще большей мере протекала в мезозое. Вследствие этого сформировались Буреинский пригеосинклинальный прогиб и инверсионные впадины, выполненные триасово-юрскими образованиями песчано-глинистой сероцветной формации (мощностью до 5 км) и юрско-меловой угленосной молассой. Контуры этих структур определили современные границы Буреинского массива.

В палеозое и мезозое массив развивался как подвижная геосинклинальная структура, испытывавшая в основной части тенденцию к воздыманию (особенно после среднего палеозоя), сопровождающемуся интенсивным гранитообразованием. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап, связанный с позднегерцинским орогенезом, для Буреинского массива оказался наиболее важным, так как с ним связан исключительный по своему масштабу магматизм, определивший консолидацию этой структуры. Позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоиды Буреинского массива можно рассматривать как уникальный по размерам многофазный плутон, формировавшийся на протяжении перми и значительной части триаса. Он включает разновозрастные и разнообразные по составу породы от габбро до аляскитовых и щелочных гранитов. Сюда относятся гранитоиды бирского, тырмо-буреинского и харинского диорит-гранодиоритовых комплексов, а также завершившие характеризующий магматический этап субэральные вулканы дацит-риолитового состава и щелочные и субщелочные граниты и сиениты алташтинского комплекса.

В мезозое в связи с инверсионными и постинверсионными процессами в мезозойских прогибах Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных систем на Буреинском массиве снова усиливаются тектонические движения и магматическая деятельность, формируются наложенные прогибы монголо-охотского типа и вулканогенные зоны с продуктивными вулканоплутоническими комплексами. Прогибы выполнены морскими терригенными и континентальными угленосными формациями, дислоцированными в пологие, преимущественно штамповые складки, зачастую имеющие конседиментационную природу. Вулканогенные зоны (Умлекано-Огоджинская, Хингано-Баджальская) и отдельные вулканотектонические и вулканокупольные структуры, завершающие формирование мезозойских наложенных структур, сложены вулканоплутоническими ассоциациями, в составе которых проявлены раннемеловые андезиты и диориты иороканского комплекса; дацит-риолиты и диорит-гранодиорит-лейкограниты бутакано-чуринского комплекса; позднемеловые кислые эффузивы и гранитоиды хингано-олонойского и мячанского гранит-лейкогранитового и диорит-гранодиорит-лейкогранитового комплексов.

С комплексом основания массива связаны месторождения графита, силлиманита и корундитов, а с геосинклинальными — железа, марганца, цементного сырья, брусита, проявления фосфоритов, олова, редких и других металлов. Наличие в разрезе комплекса основания (в верховьях р. Буреи) пачек мономинеральных и слюдистых кварцитов предполагает возможность формирования в них кварцевых жил альпийского типа. В троговом верхнекембрийско-кембрийском метаморфическом комплексе, развитом между Октябрьским и Туранским блоками, выделяется Гаринская зона с одноименным месторождением железа. На Гаринском месторождении выявлены также железистые бокситы. Отмечено небольшое колчеданное месторождение (Каменушка).

Палеозойская минерализация массива проявлена малоперспективными скарновым, пегматитовым и кварцевожильным типами полиметаллического, оловянного и молибденового оруденения. В Биссинской зоне интерес представляют тела диоритов и габбро с повышенным содержанием апатита, подобные месторождениям ошурковского типа.

Мезозойская, наиболее важная минерогеническая эпоха характеризуется месторождениями сурьмы, ртути, свинца, цинка, меди, алунитов и др. Рудоконтролирующими здесь являются вулканогенные пояса с развитыми вулканоплутоническими комплексами (Умлекано-Огоджинская редкометалльная), зоны разломов (Алтахинская сурьмяно-ртутносная) или ареалы развития субвулканических тел среднего состава (Иорханская сурьмяно-ртутная).

К вулканоплутоническим комплексам меловых вулканогенных зон и отдельных вулканоструктур приурочена оловянная, вольфрамовая и другая минерализация. В целом металлогеническая специализация различных блоков Буреинского массива неодинакова: западные (Гонжинский и Мамынский) можно рассматривать как полиметаллические; центральный (Туранский) — как редкометалльный, юго-восточный (Малохинганский) — как оловянный.

Амуру-Охотская рудоносная провинция в геологическом отношении является восточной частью Монголо-Охотской складчато-глыбовой системы и представляет собой чередование узких и протяженных горст-антиклинорий и грабен-синклинорий, разделенных разломами. Краевые разломы трассируются линейными телами палеозойских диоритов и габброидов. Широко распространены надвиги, местами с образованием тектонических покровов.

Главный геосинклинальный комплекс Монголо-Охотской складчатой системы формировался с позднего докембрия до позднего палеозоя включительно. На него наложены мезозойский (Торомский) прогиб монголо-охотского типа, зоны мелового вулканизма и мезо-кайнозойская (Верхне-Зейская) впадина. Вдоль Северо- и Южно-Турурингского разломов Монголо-Охотская провинция сочленяется с Джугджуро-Становой и Буреинской провинциями.

Интрузивный магматизм геосинклинального этапа развития складчатой системы и рудоносной провинции представлен габбро-диорит-диабазовым и габбро-диоритовым комплексами (шантарский, зейско-дептский); его сменяет инверсионный диорит-гранит-гранодиоритовый (инаглинский, тындинский комплексы), а завершает — постинверсионный гранит-лейкогранитовый (гасанджикский, инимский комплексы).

В мезозое геосинклинальный тип развития и соответствующий магматизм не получил полного развития. Вдоль зон разломов сформировались в основном лишь наложенные (монголо-охотского типа) и приразломные прогибы, выполненные слабо дислоцированными морскими терригенными и лимническими формациями. Мезозойский тектогенез представляет собой отражение мощных геосинклинальных процессов, протекавших в подвижной Сихотэ-Алинской системе. С ними сопряжен также широко проявленный инверсионный и постинверсионный плутонизм и вулканоплутонизм в сопредельных Буреинском массиве и Джугджуро-Становой зоне. Провинция в известной мере оказалась амагматичной, что сказалось и на характере ее металлогенического профиля. В отличие от других рудоносных областей он определяется в основном изначальной рудоносностью слагающих ее структурно-формационных комплексов.

Металлогеническая специализация Монголо-Охотской провинции достаточно четко увязывается с разновозрастными структурно-формационными комплексами. С нижне- и частично среднепалеозойскими вулканогенно-кремнистой и рифогенной формациями хр. Джагды (Джагды-Удская область) связаны вулканогенно-осадочные месторождения фосфоритов, железных и марганцевых руд. В среднепалеозойском комплексе Тугурского грабен-синклинория также возможны железные руды. Для Амуру-Охотской провинции характерна ртутносная минерализация, наложенная на мезозойскую.

Сихоте-Алинская рудоносная провинция соответствует одноименной складчатой системе. В отличие от Монголо-Охотской она прошла бициклический путь становления и довольно полно представлена формациями геосинклинального, инверсионного и постинверсионного развития.

Регион состоит из чередующихся антиклинориев, сложенных вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями позднемезозойского и раннемезозойского возраста, и синклинориев, заполненных флишоидными осадками мезозоя. В центральных частях некоторых антиклинориев выступают докембрийские образования комплекса основания системы. Это метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях породы, слагающие куполовидные структуры, обрамленные зелеными сланцами, являющимися, вероятно, преобразованными вулканитами и интрузиями базитового состава. Структура антиклинориев и синклинориев сложная; слои собраны в узкие линейные складки различной морфологии вплоть до изоклинальных и опрокинутых. Широко развиты массивы мезозойских гранитоидов, которые часто располагаются вместе с вулканотектоническими постройками в виде цепочек в зонах крупных разломов.

С запада на восток возраст седиментогенных, магматических и рудных формаций омолаживается, а субсеквентные вулканоструктуры, завершающие развитие позднегеосинклиналиных прогибов на востоке, резко несогласно накладываются на структуры более ранней консолидации на западе. На указанных складчатых магматических комплексах в позднем мезозое и кайнозое формировались неотектонические морфологически отрицательные структурные формы — впадины. Формирование мезо-кайнозойских и кайнозойских наложенных впадин связано с преобразованием геосинклиналино-складчатой системы в молодую платформу. Наличие в разрезах по обрамлению впадины базальтов, характер внутренней структуры впадин, их расположение в пределах сводовых поднятий и геофизические характеристики указывают на их рифтогенную природу. Западная и восточная части Сихотэ-Алинской складчатой системы несколько различаются своим развитием, набором геологических и рудных формаций.

Металлогения провинции разнообразна и разновозрастна. Рудоносность комплекса основания Сихотэ-Алинской складчатой системы характеризуется высокотемпературными проявлениями олова, вольфрама и редких металлов. С палеозойским геосинклиналиным комплексом ассоциируют вулканогенно-осадочные марганцевые и колчеданно-полиметаллические руды. Наиболее продуктивна мезозойская орогенная эпоха, в течение которой в связи с вулканоплутоническими сериями сформировались гидротермальные месторождения. В кайнозойскую эпоху образовались месторождения цветных, редких металлов, алунита, связанные с формациями вторичных кварцитов и пропилитов, с рифтогенными процессами и базальтоидным магматизмом — ртутоносность.

Таким образом, чрезвычайно сложное, многоэтапное и длительное (с катархея по четвертичное время) геологическое развитие разнообразных в геотектоническом отношении структур обусловило формирование в восточной части зоны БАМ разнообразных ассоциаций эндогенных полезных ископаемых. Особенности формирования и размещения эндогенной минерализации определяются характером интрузивных, вулканических и метаморфических процессов, протекавших многоэтапно и сложно в различных геотектонических, петрологических и физико-химических условиях. Наиболее продуктивны следующие процессы: региональный метаморфизм первично- и вулканогенно-осадочных накоплений черных, цветных металлов; ультраметаморфизм и метасоматоз, приводившие к возникновению флогопитовых, железорудных, вольфрамовых, полиметаллических, редкометалльных и боратовых месторождений; гидротермальный метаморфизм и диафорез, сформировавшие месторождения железа; контактовый метаморфизм как фактор образования залежей мрамора, родонита, брусита, яшм; базит-ультрабазитовый магматизм (анортозиты, расслоенные интрузивы и др.), сопровождаемый концентрациями апатита, ильменита, сульфидов, цветных металлов; карбонатитовый магматизм и сопряженные с ним накопления апатита и редких металлов; орогенный гранитоидный магматизм, обусловивший образование минерализованных зон с оловом и другими цветными металлами; формирование вулканотектонических структур, в которых возникают залежи цветных металлов, в том числе порфирирового типа; близповерхностные вулканические, вулканоплутонические и гидротермальные процессы, обусловившие концентрацию алунитов и глинозема; современная гидротермальная деятельность, представляющая по разломам на поверхность разнообразные целебные воды.

О.А. Дюжиков, В.В. Золотухин, Г.И. Кавардин, Г.Г. Ремпель,
С.Ф. Служеникин, Б.М. Струнин, Е.В. Туганова

МЕЗОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТАЙМЫРО-НОРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Рассматриваемый регион включает северо-запад Сибирской платформы и Таймырскую эпиплатформенную складчатую систему, разделенные зоной Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, но вместе с тем составляющие элементы докембрийской Северо-Азиатской суперплатформы [12]. Металлогенический облик региона определяется развитием в раннем мезозое Северо-Сибирской никеленозной области [14], которая совпадает с обширной территорией распространения траппов (рис. 1). Однако с траппами и сопряженными образованиями пространственно или генетически связано не только сульфидное медно-никеловое минералообразование, но и месторождения других типов, имеющие различные масштабы и ассоциирующие с определенными магматическими комплексами.

Развитие протяженных сквозьструктурных металлогенических поясов — субмеридионального Енисейско-Североземельского [2] и субширотных Южно-Таймырского [8] и Енисейско-Оленекского [3] — является отражением эндогенных событий, выразившихся в преобладании длительного возбужденного состояния мантии в пределах этих поясов, неоднократной активизации древних линейных швов ортогональной системы, предопределившей мозаично-блоковое строение территории и закономерное распределение продуктов рудоносного магматизма. В регионе проявлена как продольная, так и поперечная структурная и рудно-магматическая зональность, обусловленная особенностями его развития, глубинным строением и эволюцией магматизма.

Рудные формации объединяются в группы по принадлежности к геотектоническим этапам развития региона и в генетические ряды — по связи с источниками рудного вещества, т. е. с конкретными магматическими формациями [8,10]. Так, в этап позднепалеозойской — раннемезозойской автономной активизации, выраженный в интенсивном рифтогенезе, формируются щелочно-базитовая, базитовая, гипербазит-базитовая, щелочно-гипербазитовая, кимберлитовая магматические формации. Последовательно образуются сульфидная медно-никелевая, медно-цеолитовая, боросиликатная, кремнисто-карбонатная, апатит-магнетитовая, редкометалльно-карбонатитовая и другие рудные формации. В течение этапа отраженной мезозойской активизации возникли различные щелочно-базитовые, щелочные и гранитоидные формации, с которыми связаны магномангнетитовая, редкометалльно-флюоритовая, полиметаллическая сульфидная, меднопорфировая, ртутно-сурьмяно-мышьяковая и другие рудные формации.

Сульфидная медно-никелевая формация широко распространена на территории сибирских траппов. Известно большое количество месторождений и рудопроявлений, связанных с базитовыми и гипербазит-базитовыми интрузивами, дифференцированными от габбро-диоритов и лейкогабброидных пород до троктолитов и пикритов, иногда пироксенитов, перидотитов и оливинитов. Сульфидные медно-никелевые проявления распространены вдоль западного борта Тунгусской синеклизы, от Норильского и Курейского районов до бассейна р. Нижней Тунгуски. Они известны на северо-востоке и востоке Тунгусской синеклизы, в Ханарском и Вилуйском районах, а также в пределах горной части Южного Таймыра (см. рис. 1). Вкрапленные руды, как правило, локализованы в приподошвенной части интрузивов. Они характеризуются преимущественно трехминеральным составом (пирротин, халькопирит, пентландит) и содержат 0,3–0,5% меди и никеля. Массивные (богатые — на порядок выше полезных компонентов) руды чаще всего сосредоточены в зоне экзоконтакта интрузивов. Несмотря на достаточно широкое развитие в регионе медно-никелевых проявлений, концентрация сульфидов на уровне промышленных месторождений встречается редко.

Медно-цеолитовая формация в виде многочисленных проявлений самородной меди

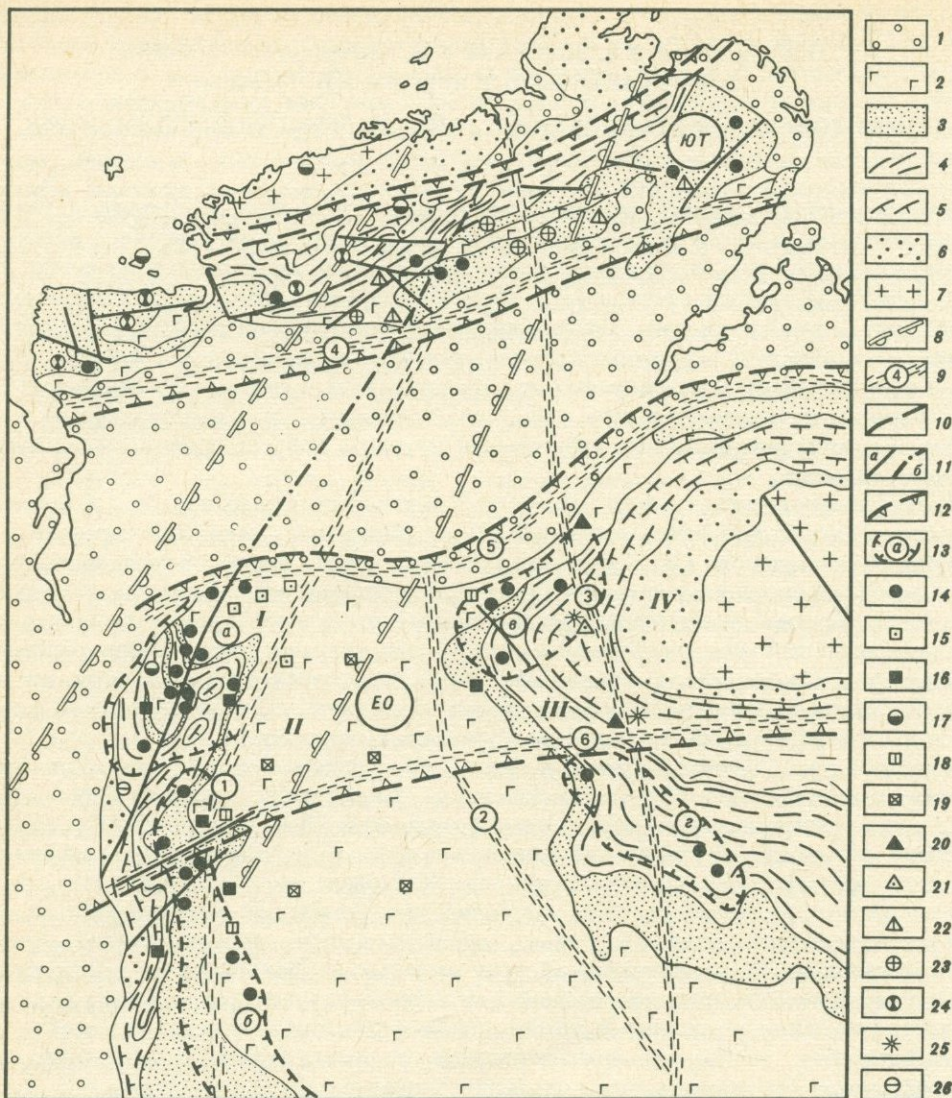


Рис. 1. Геолого-структурная схема размещения рудных формаций севера Сибирской платформы
 1 — современные и мезо-кайнозойские осадочные отложения; 2 — вулканогенные образования верхней перми—среднего триаса; 3–5 — палеозойские осадочные отложения: 3 — верхнепалеозойские (С–Р), интенсивно насыщенные интрузивными образованиями, 4 — среднепалеозойские (S–C), 5 — нижнепалеозойские (Е–О); 6, 7 — протерозойские (6) и архейские (7) образования; 8 — Таймыр-Тунгусский трог карелид; 9 — зоны главных разломов фундамента (1 — Приенисейская, 2 — Котуйско-Хетская, 3 — Байкало-Таймырская, 4 — Южно-Таймырская, 5 — Енисейско-Ленская, 6 — Курейско-Оленекская); 10 — пограничная флексура, разделяющая Карское сводовое поднятие и Таймырскую эпиплатформенную складчатую систему; 11 — главные региональные разломы (а) в том числе Норильско-Хараелахский (б), трассируемый по геолого-геофизическим данным под покровом мезо-кайнозойских осадочных отложений; 12 — контуры рудных поясов (ЮТ — Южно-Таймырского, EO — Енисейско-Оленекского); 13 — никеленосные рудные районы (а — Норильский, б — Курейско-Северореченский, в — Ханарско-Маймеча-Котуйский, г — Котуйско-Виллоиский); 14–26 — рудные формации: 14 — сульфидная медно-никелевая, 15 — медно-цеолитовая, 16 — магномангнетитовая, 17 — меднопорфировая, 18 — боросиликатная, 19 — кремнисто-карбонатная, 20 — апатит-магнетитовая, 21 — редкометалльно-карбонатитовая, 22 — редкометалльно-флюоритовая, 23 — полиметаллическая сульфидная, 24 — ртутно-сурьмяно-мышьяковая, 25 — кимберлитовая, 26 — медистых песчаников и сланцев. I–IV — мегаблоки фундамента: I — Приенисейский, II — Северо-Тунгусский, III — Маймеча-Котуйский, IV — Анабарский

отмечается на нескольких стратиграфических уровнях верхней половины вулканогенной толщи. Наиболее изучено Арылахское месторождение на севере Хараелахских гор, где меденосный горизонт, представленный миндалекаменными и брекчированными базальтами, туфами и туфобрекчиями с линзами известняков, приурочен к определенной части разреза туфолав — нижней пачке мокулаевской свиты. Самородная медь ассоциирует скупритом, теноритом, халькозином, ковеллином, кальцитом, цеолитами. Стратиформные меднорудные проявления эпигенетичны вмещающим породам и связаны, как и многочисленные мелкие проявления в миндалекаменных зонах базальтов и трещиноватых зонах в вулканитах, с низкотемпературными гидротермальными растворами.

Боросиликатная формация наиболее широко распространена, по данным Г.Ф. Анастасенко, среди шаровых лав в бассейнах рек Северной и Авам, где датолит в ассоциации с апофиллитом, пренитом, кальцитом, везувианом, галенитом и сфалеритом образует протяженные зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Подобная минерализация отмечена также, по данным В.А. Черепанова, в экзоконтакте и апикальных частях Талнахского и Черногорского никеленосных интрузивов в Норильском районе. Привнос полезных компонентов осуществлялся низкотемпературными постмагматическими щелочными растворами при участии процессов переотложения из бороносных осадочных пород палеозоя.

Кремнисто-карбонатная формация объединяет многочисленную группу проявлений исландского шпата, связанных с трапповым магматизмом. Наиболее интересные проявления исландского шпата известны в бассейне р. Нижней Тунгуски среди шаровых лав и в зонах дробления базальтовых покровов, а также в апикальных частях штоков субщелочных долеритов. На севере Тунгусской синеклизы большинство проявлений приурочено к миндалекаменным зонам базальтовых покровов, где кальцит, кварц в ассоциации с цеолитами образуют крупные гнезда, нередко содержащие продуктивные выделения исландского шпата. Минералообразование происходило на небольшой глубине за счет взаимодействия низкотемпературных натриево-кальциевых гидротермальных растворов с вмещающими магматическими породами основного состава.

Апатит-магнетитовая формация проявлена в связи с карбонатитами в щелочно-гипербазитовых массивах Ессей, Ырраас, Маган и др. Рудные тела имеют, по данным Л.С. Егорова, штокообразную или неполнокольцевую форму при мощности до 200—500 м и площади выходов 1—5 км². Массивные, полосчатые и брекчиевидные руды содержат в среднем около 40% апатита и 60% магнетита (10—18% пятиоксида фосфора и 30—40% валового железа). Нельсонитовый генетический тип апатитовых руд имеет интрузивно-магматическое происхождение, а продуктами аутометасоматоза являются апатитизированные ийолиты и эгирин-апатитовые руды.

Редкометалльно-карбонатитовая формация в виде субвертикальных штоков локализуется в центральных частях тех же щелочно-гипербазитовых массивов. По данным Л.С. Егорова, рудоносные карбонатитовые тела в Гулинском плутоне сложены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми, доломит-кальцитовыми и доломитовыми породами и обнаруживают зональное строение. Рудная минерализация в карбонатитах представлена неравномерной аксессуарной вкрапленностью.

Магномангнетитовая формация широко проявлена по окраинам Тунгусской синеклизы. В районе правобережья Енисея Веткинское, Макусовское, Типтурское небольшие месторождения входят в состав выделенного Н.В. Павловым Тунгусского железорудного поля. Наиболее богатые проявления приурочены к скарнированным породам трапповых трубок взрыва и представлены серией штоко- и жилообразных тел массивных или брекчиевых руд. Они относятся к среднетемпературным гидротермальным образованиям, хотя известны и контактово-метасоматические залежи.

Редкометалльно-флюоритовая формация, по данным Н.К. Шануренко, установлена в пределах южного крыла Быррангского антиклинория. Проявления типа Туманного и Снежного приурочены к контактовой части массива сиенитов, где наблюдаются зоны дробления с прожилково-вкрапленным и штокверковым оруденением, иногда с жилообразным скоплением сплошных руд. Ведущие минералы — магнетит, ортит, пирит,

пирротин, постоянно присутствуют флюорит, апатит, барит, гематит и минералы редких земель. Оруденение другого типа (Кыйда, Тальник, Гном) представлено столбообразными и трубчатыми телами, локализованными в местах пересечения разрывных нарушений. Главные минералы — фтор-карбонаты редких земель, флюорит, барит и гематит, отмечаются также пирит, молибденит, апатит, галенит и сфалерит. Околорудные изменения проявлены в карбонатизации и альбитизации терригенных пород и долеритов, флюоритизации карбонатных пород. Генетически руды близки к типу гидротермальных месторождений, связанных со щелочно-граносиенитовой формацией.

Полиметаллическая сульфидная формация наиболее распространена в пределах эпиплатформенного складчатого Таймыра. Рудопроявления представлены крутопадающими жилами брекчиевидного строения в терригенных породах. Жильные минералы — сидерит и кварц, реже кальцит и анкерит. Кроме галенита и сфалерита, в подчиненных количествах отмечаются пирит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, борнит, халькозин. Оруденение типично гидротермальное и обнаруживает парагенетическую связь с дайками лампрофиров.

Меднопорфировая формация в виде ряда мелких проявлений известна на Таймыре и представлена Болгохтохским месторождением в Норильском районе. По данным М.З. Комаровой, оруденение здесь носит штокверковый характер и тяготеет к приконтактовой апикальной части штокообразной интрузии гранит-порфиров. Рудные тела не имеют четких границ и развиваются на фоне широко проявленных процессов калишпатизации, окварцевания, хлоритизации и аргиллизации интрузивных и вмещающих терригенно-карбонатных и траптовых пород. Ведущие рудные минералы — пирит, магнетит, халькопирит, молибденит, сфаленит и галенит, иногда борнит и халькозин. Рудоотложение носит многостадийный характер, причем участками наблюдается зональность, выраженная в смене по падению молибденовой минерализации медно-молибденовой, медной и свинцово-цинковой.

Ртутно-сурьяно-мышьяковая формация проявлена в центральной части складчатого Таймыра. Прожилково-вкрапленное, гнездовое и жильное оруденение локализовано на участках пересечения трещинных зон среди палеозойских пород, часто в окварцованных и брекчированных известняках. Распределение главных минералов — реальгара, антимонита, киновари — неравномерное. Наиболее богатые киноварные руды отлагаются в заключительную стадию минералообразования, во время формирования кальцитовых жил. Отчетливо устанавливается более молодой возраст оруденения относительно даек лампрофиров и триасовой формации малых субщелочных интрузий, хотя тектонический контроль их сходен. Часто можно наблюдать литологический контроль со стороны горизонтов сланцев, препятствующих восходящему движению низкотемпературных растворов.

Многообразие генетических типов месторождений Таймыро-Норильского региона обусловлено развитием различных рудно-магматических комплексов позднепалеозойской—раннемезозойской автономной (рифтогенной) активизации и более поздней мезозойской отраженной активизации. Рудно-магматические комплексы развиваются последовательно, а некоторые из них имеют единые глубинные источники (магматические очаги), обладают сходной металлогенической специализацией и определяют профилирующую рудную основу тех или иных площадей [9]. Тем не менее металлогенический облик рассматриваемого региона определяется прежде всего сульфидным медно-никелевым рудообразованием.

Норильский никеленосный район занимает в регионе особую геотектоническую позицию. Он относится к Приенисейскому мегаблоку Енисейско-Оленекского рудного пояса и расположен в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангской и Западно-Сибирской рифтовых систем мезозойского возраста (см. рис. 1). Район отличается высокой флюидно-магматической проницаемостью земной коры, развитием густой сети глубинных разломов, среди которых в качестве стержневой региональной структуры рассматривается Норильско-Хараелахский. Фиксируемая зональность разломной тектоники выражается в понижении плотности разрывных структур в противоположных направле-

ниях от зон сопряжения Норильского района с Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской рифтовой системой. С представлениями о развитии рассматриваемых структур в связи с разрядкой напряжений со стороны рифтогенных систем согласуется ориентировка большинства разломов, совпадающая с тектоническим ограничением района и параллельная стволным раздвиговым зонам.

Норильский район характеризуется трехчленным континентальным типом земной коры повышенной мощности (до 43—45 км). В Приенисейском мегаблоке широко развит щелочно-базитовый и никеленосный гипербазит-базитовый магматизм, сменяющийся во времени типичным толеитовым. К востоку, от Приенисейского и Северо-Тунгусского к Котуй-Маймечинскому и Анабарскому мегаблокам, на фоне толеитового магмообразования последовательно формируются породы с высоким содержанием магния и щелочей — щелочно-гипербазитовые и кимберлитовые ассоциации. Направленность магматизма коррелируется с сокращением с запада на восток мощности земной коры, но с увеличением мощности "базальтового" слоя и довольно резким утонением "гранитного". К югу от Норильского рудного района, по направлению к Курейскому и далее, мощность земной коры остается повышенной при сохранении значительной мощности (порядка 20 км) нижней части консолидированной коры, отвечающей "базальтовому" слою, а на стыке с Западно-Сибирской плитой, как и в Норильском районе, фиксируется тектоническая ступень поверхности Мохо амплитудой до 5 км, обращенная в сторону Норильско-Туруханской системы дислокаций.

Важной в металлогеническом отношении закономерностью является субмеридиональное, начиная от Норильского района вплоть до среднего течения Енисея, развитие базитов повышенной магнезиальности, а также проявлений сульфидного медно-никелевого оруденения. Гипербазит-базитовые образования эффузивной и интрузивной фаций (см. таблицу) наиболее широко проявлены в Норильском районе, хотя известны также и на Таймыре. С севера на юг отмечается выклинивание ранних продуктов магматизма, в том числе гипербазит-базитовых лав, постепенное повышение железистости траппов, увеличение роли взрывчатых образований. На Таймыре преобладает субширотная ориентировка структур с развитием специфических продуктов магматизма, сочетающаяся с элементами поперечной зональности, отвечающей простиранию субмеридиональных ветвей Енисейско-Хатангской рифтовой зоны. Геолого-геофизические данные [15] показывают, что формирование широких (десятки километров) центральных раздвиговых зон Енисейско-Хатангской рифтовой системы обусловлено интенсивным воздыманием блоков, ограниченных внутренними глубинными разломами, с развитием протяженного (более 1000 км), но прерывистого Рассохинско-Балахнинского мегавала, имеющего амплитуду поднятия 2,5—5 км. Объемы выполняющих раздвижки базитов и гипербазитов достигают 200—300 тыс. км³. Устанавливается, что прерывистость стволных зон рифтовой системы связана с поперечными сдвигами, выходящими в область древних авлакогенных структур — Норильско-Туруханского, Котуй-Маймечинского и других авлакогенов.

Северо-запад Сибирской платформы как составная часть области развития мезозойских траппов и сопряженных никеленосных продуктов магматизма имеет довольно сложное блоковое строение и подразделяется на несколько различных по характеру магматизма субпровинций (рис. 2). На севере территории выделяется Норильско-Харлахацкий рифтогенный прогиб, развитый по докембрийским дислокациям и совпадающий с одноименным раннемезозойским вулканотектоническим прогибом. Для прогиба характерно ареальное распространение щелочно-базитовых, базитовых и гипербазит-базитовых магматитов. В пределах рассматриваемой территории выделяются также Сыверминский, Дюпкунский, Путоранский, Тунгусский, Вельминский тектонические блоки, ограниченные региональными разломами. Эти блоки характеризуются развитием самостоятельных структурно-фациальных зон с проявлением сульфидного медно-никелевого оруденения. Рудоносные силлоподобные интрузивы курейского типа сложены оливиновыми долеритами и габбро-долеритами мезо- и лейкократового облика с порфировидной структурой и такситовидной текстурой. Дифференциация выражается в

Средние составы (в мас.%) эффузивов и интрузивов гипербазит-базитовой формации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,53	46,17	47,50	45,56	45,54	45,21	47,20
TiO ₂	1,61	0,91	0,89	1,36	1,13	0,66	1,09
Al ₂ O ₃	10,12	13,08	13,21	9,03	14,02	14,02	14,21
Cr ₂ O ₃	0,09	0,10	0,12	0,27	0,04	0,17	0,04
Fe ₂ O ₃	5,88	4,83	4,59	2,52	3,72	3,54	3,63
FeO	6,37	6,69	5,46	11,08	8,92	8,13	8,09
MnO	0,18	0,16	0,20	0,18	0,18	0,15	0,18
MgO	13,51	12,94	12,75	18,49	10,05	12,29	9,85
CaO	8,33	9,30	8,36	7,34	9,88	9,82	10,32
Na ₂ O	1,40	1,58	2,35	1,35	2,16	1,73	2,18
K ₂ O	0,26	0,36	0,35	0,36	0,66	0,48	0,42
P ₂ O ₅	0,16	0,10	0,12	0,15	0,16	0,10	0,19
П. п. п.	6,09	3,59	3,81	2,08	2,73	2,89	2,28
Сумма	99,53	99,81	99,71	99,77	99,19	99,19	99,68

1-3 — пикритовые базальты гудчихинской (1), туклонской (2) свит Норильского района и звенинской свиты Юго-Западного Таймыра (3); 4 — Нижнефокинский интрузив; 5-8 — полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы: 5 — Талнах (северо-восточная ветвь), 6 — Норильск-1, 7 — Тальми, 8 — Имангда; 9-11 — дифференцированные интрузивы зубовской группы:

обособлении горизонтов или шпиров троктолитовых долеритов в нижней части вертикального разреза и пегматоидных кварцевых долеритов — вверху. От типичных траппов породы отличаются несколько повышенной магниезностью и большим содержанием хрома, никеля, меди, кобальта, ванадия. Сульфидная вкрапленность имеет пирит-халькопирит-пирротиновый состав и содержит незначительное количество пентландита. Изредка в экзоконтакте интрузивов отмечаются небольшие шпиро- или линзовидные тела существенно пирротинового состава.

Большинство интрузивов Курейского и сопредельных районов запада Сибирской платформы в отличие от гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов Норильского района сложены, по-видимому, толеитами несколько повышенной магниезности, которые выделяются в троктолит-долеритовый субформационный тип траппов [13]. Однако развитые в них горизонты и шпирсы троктолитов следует рассматривать как кумулятивные фазы.

Формирование медно-никелевых месторождений сопряжено с ранними фазами рифтогенеза, предшествующими массовому трапповому магматизму. Никеленосные расслоенные массивы Норильского района принадлежат гипербазит-базитовой вулcano-интрузивной ассоциации [3,4,7]. Некоторые исследователи [13] эти интрузивы выделяют в оливинит-габбровый (интрузивный) формационный тип. Продукты никеленосной ассоциации формируются в процессе эволюции высокомагнезиальных расплавов, отвечающих родоначальному пикриту (плагипикриту). Исходный пикритоидный состав расплава Норильского района близок к промежуточному между пикритовым и базальтовым. Его магниезность (10-13 вес.% MgO) отвечает средней магниезности пикритовых лав и расслоенных интрузивов, которые близки базальтовым коматитам. Принимая за исходный состав магму, близкую среднему составу интрузива Норильск-1, удалось показать, что при ее фракционировании можно получить все составы интрузивных типов пород и лав, известные на Сибирской платформе [6] (расчет кристаллизации на ЭВМ). Интересно, что при отделении от исходной магниезной магмы 18% оливина, 2% клинопироксена, 12% плагноклаза и 1% магнетита при 1195°С состав оставшейся жидкости (около 70% первоначального объема) становится очень близким к наиболее распространенному составу траппов Сибирской платформы. Вероятно, исходный расплав является фракцией еще более глубинной дифференцирующейся ультраосновной

8	9	10	11	12	13	14	15
46,59	46,17	45,12	47,53	44,69	42,71	44,52	44,01
0,99	0,89	1,25	1,21	0,79	0,70	0,59	0,78
14,08	14,26	15,96	15,30	12,99	9,63	11,19	14,20
0,14	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
2,88	3,74	3,13	2,08	2,63	3,31	3,01	1,92
8,79	9,88	9,84	10,31	8,37	9,45	9,22	11,74
0,17	0,20	0,20	0,17	0,19	0,25	0,19	0,18
11,48	10,03	8,46	9,20	13,75	20,10	17,56	15,37
9,98	9,23	9,78	9,77	9,07	7,13	7,84	8,06
1,72	1,92	3,16	2,25	1,51	0,97	1,38	1,57
0,68	0,72	0,60	0,74	0,76	0,78	0,54	0,30
0,10	0,20	0,34	0,18	0,12	0,09	0,08	0,10
2,30	2,15	1,25	1,10	4,43	3,44	3,90	1,54
99,90	99,45	99,11	99,85	99,31	98,57	100,03	99,78

9 – Зубмаркшейдерский, 10 – Верхний Тулаек-Таасский, 11 – Буркан; 12–15 – дифференцированные интрузивы моронговско-нижнеталнахской группы: 12 – Нижнеталнахский, 13 – Нижненорильский, 14 – Клюквенный, 15 – Моронго.

магмы. Расчет по программе фракционной кристаллизации состава плагиопикрита, имеющего около 14–15 мас.% MgO, указывает на возможность при отсадке из него около 10% магнезиального оливина при 1300°С получения жидкой фракции, близкой по составу интрузиву Норильск-1.

Среди нескольких гипотез формирования гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов и сульфидных медно-никелевых руд наиболее распространены следующие: 1) последовательная сегрегация несмесимой сульфидной жидкости, гравитационное осаждение сульфидных капель в гипабиссальной камере и самостоятельное внедрение сульфидного расплава; 2) преимущественный синтез сульфидов на месте с привнесом серы и меди. Большинство авторов статьи принята первая гипотеза, хотя обе они достаточно дискуссионны.

В соответствии с развиваемой концепцией ранее при рассмотрении эволюции родоначального пикрита нами [4] показано, что в условиях повышенной флюидно-магматической проницаемости земной коры происходит накопление эффузивных пикритов, близких ювенильному веществу, последующее расщепление остаточного расплава в коровых промежуточных очагах и внедрение силикатных, сульфидно-силикатных и сульфидных магм с дальнейшей их дифференциацией на гипабиссальных (субвулканических) уровнях.

В отличие от наиболее магнезиальных слабо дифференцированных интрузивов, являющихся прямыми комагматами пикритовых лав (интрузивы фокинского типа), формированию сульфидоносных расслоенных интрузивов предшествуют процессы неоднократного флюидно-магматического расщепления остаточных порций гипербазит-базитового расплава в промежуточных очагах.

К гипербазит-базитовым сульфидоносным интрузивам в Норильском районе относятся лейкократовые дифференцированные зубовской, мезократовые полнодифференцированные норильско-талнахской, меланократовые дифференцированные моронговско-нижнеталнахской групп. Они являются продуктами глубинной дифференциации и составляют звенья единого рудно-магматического процесса.

Главным механизмом глубинной дифференциации, как и во внутрикамерных условиях, служит стремление кумулятивных фаз вниз, а флюидных – в верхние периферические зоны. Эти процессы обуславливают возрастание степени сегрегации несмесимой

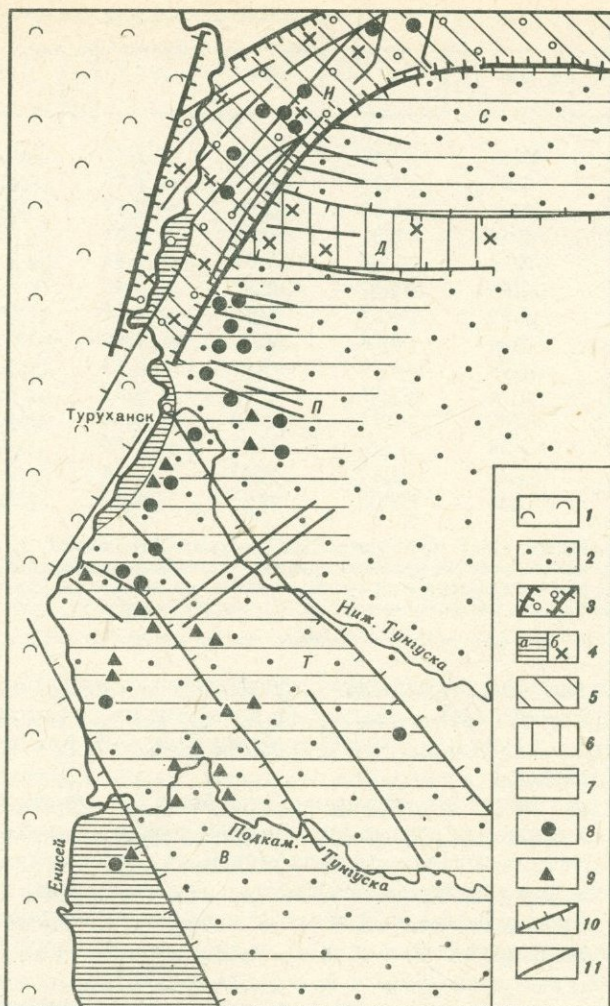


Рис. 2. Схема геотектонического районирования и размещения продуктов позднепалеозойского—раннемезозойского магматизма северо-запада Сибирской платформы

1 — Западно-Сибирская плита; 2 — Сибирская платформа (блоки: С — Сыверминский, Д — Дюпкунский, П — Пutorанский, Т — Тунгусский, В — Вельминский); 3 — Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб (Н); 4 — карелиды и рифиды (а — выходящие на поверхность, б — погребенные); 5—7 — субпровинции магматизма: 5 — Норильско-Хараелахская щелочно-базитовых, гипербазит-базитовых и базитовых магматитов, 6 — Дюпкунская щелочно-базитовых и базитовых магматитов, 7 — Тунгусская базитовых (С) и базитовых с повышенной железистостью (П, Т, В) магматитов; 8 — дифференцированные гипербазит-базитовые и базитовые интрузивы; 9 — базитовые интрузивы с повышенной железистостью; 10 — структурные швы; 11 — разломы

сульфидной жидкости и завершаются обособлением наиболее обогащенного сульфидами расплава в условиях близповерхностных структур. Происходит последовательное, близкое во времени внедрение нескольких групп интрузивов, различающихся особенностями состава, степенью внутрикамерной дифференцированности и рудоносности. Максимальным выражением концентрирования сульфидной жидкости является формирование интрузивов с окрашенным оруденением и сопутствующих им массивных руд, образованных в результате внедрения сульфидного вещества в виде самостоятельной интрузивной субфазы.

Внутреннее строение сульфидоносных интрузивов обусловлено процессами внутрикамерного фракционирования и кристаллизационно-гравитационной дифференциации.

Расплавы, внедрившиеся в гипабиссальную магматическую камеру, в значительной степени гомогенны. Однако степень докамерного преобразования расплавов различна. Это зависит от разных уровней вскрываемого разломами корового магматического очага, обогащенности флюидной фазой, степени концентрирования несмесимой сульфидной жидкости и других факторов. Большую роль в глубинном преобразовании расплава, а также в расслоении его в современной камере играет, по-видимому, поведение щелочей. В связи с этим интересно обратить внимание на характер соотношения глубинной и внутрикамерной дифференциации гипербазит-базитовых расплавов. На рис. 3 видно, что средние составы интрузивов, как и дифференциатов типового Талнахского рудоносного массива, образуют практически непрерывные тренды, а по характеру их отличия можно предположить, что в исходных составах интрузивов кумулятивные фазы не играли существенной роли. Совокупность точек средних составов интрузивов распределилась вдоль всей границы между полями щелочных и толеитовых базальтов, причем тренды глубинной и камерной дифференциации здесь четко разделены и различаются щелочностью начальных частей. Нельзя не предположить, что устанавливаемая субщелочная тенденция внутрикамерной дифференциации Талнахского сульфидоносного массива обусловлена интенсивным ошелочением исходного гипербазит-базитового расплава, причем этот процесс имеет, вероятно, глубинную природу.

Обязательным формационным признаком вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации является присутствие богатых руд, возникших, как отмечено выше, в результате самостоятельных инъекций сульфидных магм. Среди типичных примеров подобных ассоциаций можно назвать мезозойские месторождения активизированной платформы Южной Африки (Инсизва, Табанкулу и др.), рудные районы протерозойского рифтогенного пояса Печенга—Имандра—Варзуга Балтийского щита, месторождения архейских зеленокаменных поясов Западной Австралии (пояс Уилуна—Норсмен). Родоначальные никеленозные расплавы в каждом из этих регионов имеют различный состав, а условия формирования месторождений определяются рифтогенным режимом и сопряженным толеитовым и пикритовым (коматиитовым) магматизмом. Это касается и архейских зеленокаменных поясов, которые рассматриваются как древние аналоги рифтовых зон [11].

Важно подчеркнуть, что для Норильского района характерно проявление нескольких специфических групп гипербазит-базитовых интрузивов (см. таблицу), из которых полностью дифференцированные среднемагнезиальные массивы норильско-талнахского типа являются продуктивными и сопровождаются залежами сплошных руд. Эти массивы отличаются ярко выраженными типоморфными чертами, в том числе развитием в верхней эндоконтактной зоне хромитоносных такситовых габбро.

Полнодифференцированные интрузивы и рудные залежи в сочетании с другими расслоенными сульфидоносными массивами, залегающими на различных литолого-стратиграфических уровнях, составляют рудные узлы, приуроченные к зонам пересечения разно ориентированных разломов и контролируемые пликативными структурами разных порядков. Математическое моделирование геофизических данных позволило детализировать зональность Норильского района.

Заслуживают пристального внимания результаты анализа геолого-геофизических материалов по центральной части Норильского района. Чрезвычайно интересна картина гравитационных локальных аномалий второго порядка (рис. 4). Наряду с выдержанностью латеральных размеров и конфигурации аномалии обнаруживаются резкие различия в ориентировке. В северной половине площади они ориентированы длинными осями в широтном направлении, что согласуется с субширотным простиранием структур Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, а в южной части аномалии имеют субмеридиональную ориентировку, отвечающую простиранию структур Западно-Сибирской рифтовой системы. Граница резкого изменения ориентировки аномалий намечается в широтном направлении, между Норильским и Талнахским рудными узлами. Такое положение границы может быть объяснено наличием широтного тектонического шва в кристаллическом фундаменте, тем более что, согласно оценке глубин залегания, объекты, по-

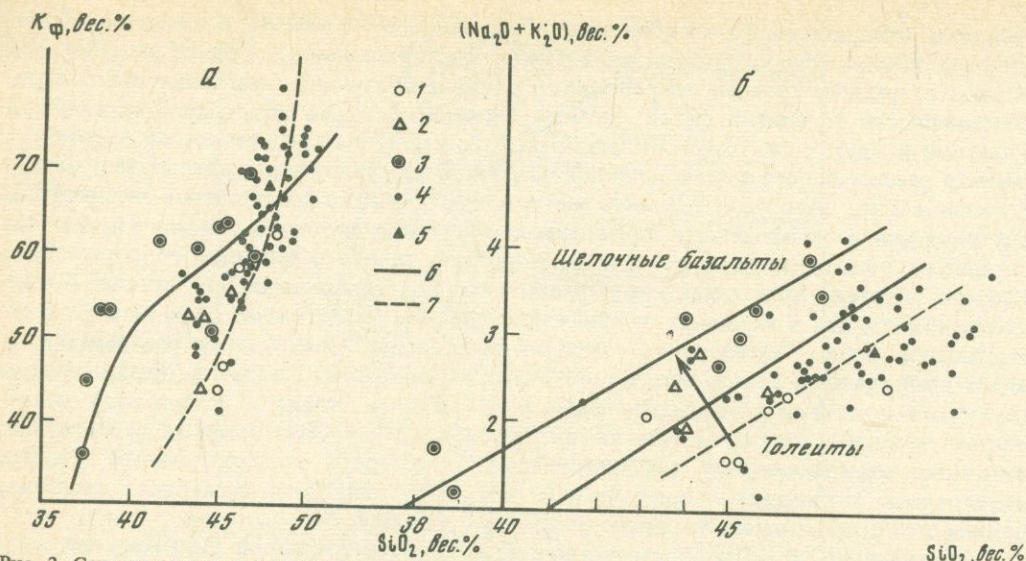


Рис. 3. Сопоставление некоторых петрохимических особенностей гипербазит-базитовых вулканитов, рудоносных интрузивов Норильского района и траптовых интрузивов Сибирской платформы
 а — диаграмма коэффициента фракционирования $(Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO) - SiO_2$; б — диаграмма $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$; 1, 2 — гипербазит-базитовые вулканиты (1) и рудоносные интрузивы (2) Норильского района; 3 — дифференциаты Талнахского рудоносного интрузива; 4 — средние составы дифференцированных траптовых интрузивов Сибирской платформы; 5 — средний состав сибирского траппа; 6 — тренд дифференциации Талнахского рудоносного интрузива; 7 — тренд глубинной дифференциации траптовых интрузивов Сибирской платформы; стрелкой показано направление возрастания щелочности рудоносных интрузивов в процессе их камерного расслоения

рождающие локальные аномалии второго порядка, сосредоточены в консолидированной коре.

Большой интерес вызывает также Норильско-Хараелахская положительная магнитная аномалия (см. рис. 4), охватывающая никеленосные рудные узлы и большинство рудопроявлений центральной части Норильского района. Аномалия занимает весьма важное положение — она пространственно тесно связана с главной рудоконтролирующей структурой, медно-никелевыми месторождениями и проявлениями. В этом отношении она может рассматриваться как один из важных критериев регионального прогнозирования новых никеленосных районов.

В результате моделирования более крупного масштаба, выполненного по материалам гравиметрических съемок Талнахского рудного узла, установлено, что последнему соответствует положительная аномалия второго порядка. Аналогичная аномалия зафиксирована и севернее Талнахского рудного узла (см. рис. 4). Между положительными аномалиями установлена изометричная отрицательная аномалия второго порядка (8 × 11 км), природа которой связывается с корневой зоной известного и предполагаемого рудных узлов. Вместе с тем выявленные в последнее время на Октябрьском месторождении крутопадающие тела долеритов и совершенно определенные соотношения этих тел с продуктивными массивами и залежами руд позволяют считать, что они служили путями внедрения не только силикатных и сульфидно-силикатных, но и сульфидных расплавов. Формирование интрузивов и рудных залежей объясняется многоканальным поступлением никеленосных расплавов из промежуточных магматических очагов на уровни современных камер [4].

Медно-никелевые рудопроявления широко развиты, как отмечено выше, в пределах различных площадей рассматриваемого региона, однако наибольший интерес представляют связанные с дифференцированными гипербазит-базитовыми интрузивами. Так, в пределах Южно-Таймырского металлогенического пояса установлено около 10 расслоенных интрузивов, в том числе крупнейший массив Тулай-Киряка-Тас [9]. Про-

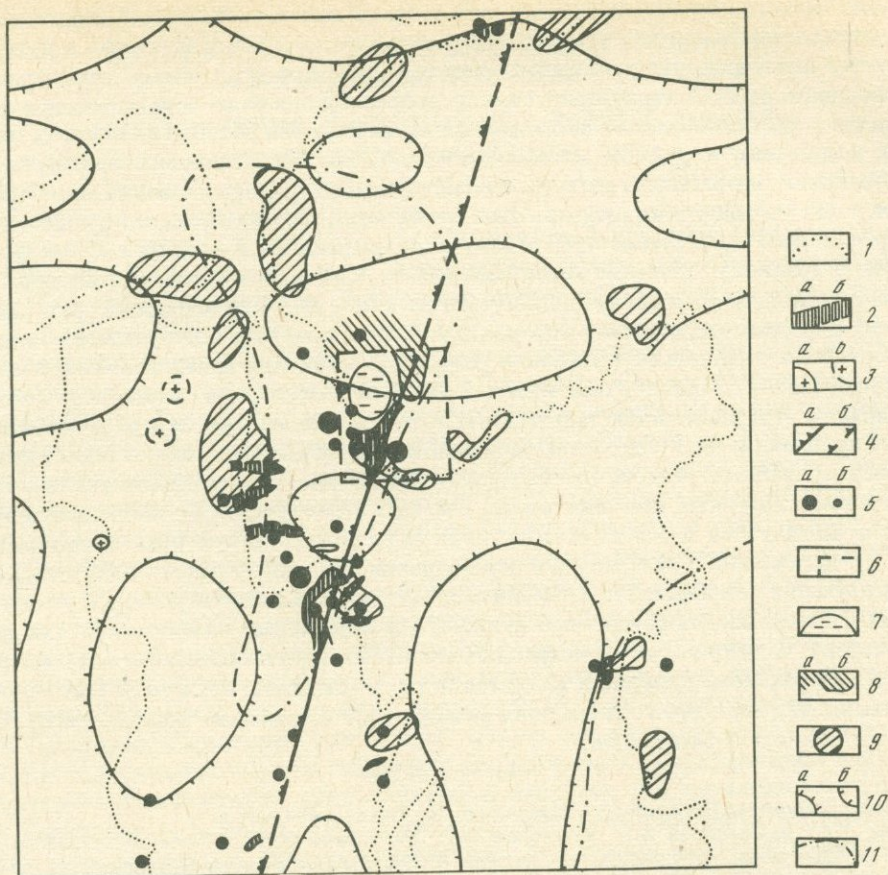


Рис. 4. Локальные аномалии поля силы тяжести и региональные магнитные аномалии Норильского района

1 - контуры подошвы вулканогенной толщи; 2 - контуры дифференцированных сульфидоносных интрузивов: *a* - установленные, *b* - предполагаемые; 3 - контуры гранит-порфиров: *a* - установленные, *b* - предполагаемые; 4 - Норильско-Хараелахский разлом, картируемый: *a* - по геологическим, *b* - по косвенным данным; 5 - медно-никелевые месторождения (*a*) и проявления (*b*); 6 - площадь моделирования Талнахского рудного узла; 7 - предполагаемая зона повышенной флюидно-магматической проницаемости; 8 - предполагаемый рудный узел в пределах положительной аномалии поля силы тяжести (*a*) и возможное продолжение рудного узла (*b*); 9 - контуры локальных положительных аномалий поля силы тяжести; 10 - контуры положительных (*a*) и отрицательных (*b*) локальных аномалий поля силы тяжести, полученные после повторного разделения разностного поля; 11 - контуры региональных положительных магнитных аномалий

мышленные месторождения к настоящему времени выявлены лишь в собственно Норильском (Норильско-Хараелахском) районе. В северной части Западно-Сыверминского прогиба развиты эффузивные пикриты и расслоенные никеленосные интрузивы. Непосредственным продолжением этой зоны является Курейский район, тяготеющий к области пересечения Имангдинско-Летнинского и Курейского глубинных разломов, и западная окраина Сибирской платформы в целом, включая районы среднего течения Енисея. В среднем течении Енисея, как и в Курейском районе, известны проявления только интрузивной фации гипербазит-базитов (или магнезиальных базитов), большинство которых тяготеют по составу к курейской (иногда к моронговской) группе массивов. Некоторые из них (Онекская интрузия) заслуживают детального изучения, так как обнаруживают черты сходства с интрузивами норильско-талнахской группы [5].

Можно считать, что главные черты мезозойской металлогении рассматриваемого региона определяются прежде всего геодинамическими условиями магмо- и рудогенеза, структурно-тектоническими и магматическими факторами контроля оруденения. Металлоносность региона характеризуется своеобразной линейной зональностью и находится в связи с хронологической последовательностью формирования различных магматических ассоциаций и рудных месторождений. Интенсивный позднепалеозойский—раннемезозойский рифтогенез в регионе совпадает с началом формирования мировой системы срединно-океанических рифтов. Этот глобальный геотектонический процесс обусловил грандиозное проявление траппового и сопряженного с ним трахибазитового, гипербазит-базитового, щелочно-гипербазитового, кимберлитового магматизма, более позднего — щелочного и гранитоидного магматизма, развитие обширной группы магматических и постмагматических месторождений. При этом медно-никелевые месторождения Норильского района образованы в результате эволюции гипербазит-базитовых рудно-магматических систем, связанных с Енисейско-Хатангской зоной первичной магмогенерации. Предполагается, что подъем астеносферы, латеральное перемещение мантийного расплава и его проникновение в наиболее ослабленные участки пересечения разно ориентированных разломов определяют положение корневых мантийных систем, формирование коровых промежуточных очагов с последующей их эволюцией и локализацией рудных узлов в благоприятных приповерхностных структурах платформенного чехла. Представления о латеральном перемещении мантийных расплавов подтверждаются при изучении современного вулканизма. Так, исследование глубинных условий трещинных извержений Толбачинского вулкана [1] показывает значительную (на десятки километров) горизонтальную миграцию первичных высокомагнезиальных расплавов. Питание центрального вулкана и его сателлитов осуществляется в результате эволюции нескольких гидравлически связанных между собой корово-мантийных очагов, вскрываемых глубинными разломами.

Л и т е р а т у р а

1. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. Додин Д.А., Вишневицкий А.Н., Голубков В.С., Шануренко Н.К. Енисейско-Североземельский меднорудный пояс: Проблемы и перспективы // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 5—15.
3. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология руд. месторождений. 1985. № 3. С. 18—33.
4. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Кавардин Г.И. и др. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 204—219.
5. Золотухин В.В. Онекская дифференцированная интрузия норильского типа в районе среднего течения р. Енисей (бассейн р. Н. Тунгуска) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, № 6. С. 1444—1449.
6. Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 967—972.
7. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. 247 с.
8. Кавардин Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1976. 159 с.
9. Кавардин Г.И. Основные черты металлогении Таймыро-Норильского никеленосного региона // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на севере Сибирской платформы. Л.: Севморгеология, 1983. С. 5—19.
10. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
11. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
12. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
13. Туганова Е.В., Малич Н.С. Магматические формации основных и ультраосновных пород Сибирской платформы и их металлогения // Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1974. С. 27—29.
14. Урванцев Н.Н. Северо-Сибирская никеленосная область // Геология и геофизика. 1974. № 3. С. 3—11.
15. Яскевич В.И., Яковлев Ю.К., Четвергов А.П. и др. Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисейско-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. Т. 9. С. 79—84.

Д.А. Додин, В.Ф. Кравцов, В.С. Голубков, Г.И. Кавардин,
В.Е. Кунилов, Ю.Н. Седых, И.И. Сидоров, Л.Г. Сухов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ НОРИЛЬСКО-ТАЛНАХСКОГО ТИПА

Северо-запад Сибирской платформы и прилегающие территории Таймырской складчатой области, объединяемые нами в Таймыро-Норильскую никеленосную провинцию, характеризуются наличием серии сближенных рудных районов норильско-талнахского, курейского и таймырского типов [1, 2, 5–7, 9].

Никеленосная провинция. В региональном металлогеническом плане рудные районы норильско-талнахского и таймырского типов входят в Таймыро-Норильскую провинцию, разделенную Тургайско-Хатангской тафрогенной депрессией на две субпровинции (рудные области): Кетско-Норильскую и Центральную-Таймырскую. Установлена пространственно-генетическая связь провинции, являющейся составной частью Енисейско-Североземельского металлогенического пояса [3], с трансформальным мегаблоком земной коры, унаследовавшим положение Таймыро-Тунгусского трога протерозойд [3, 10]. Приуроченность к последнему (рис. 1, 2) фундамента провинции, пространственная близость к суперглубинным зонам линейной базификации коры в области предполагаемой зоны Беньофа–Заварицкого являются главными структурно-геологическими особенностями рассматриваемой никеленосной структуры, реализованными посредством тектогенеза автономной базальтовой активизации в виде современной структуры Кетско-Норильской субпровинции, и определяют ее индивидуальность.

Для провинции характерен трехчленный разрез земной коры средней мощностью 40–42 км с дискретным типом сейсмической расслоенности, повышенной плотностью трансформальных дизъюнктивов, обусловившей ее значительную проницаемость для расплава, растворов и флюидов. Достаточно уверенно прослеживаются магмоконтролирующие зоны глубинных разломов мантийного заложения: Норильско-Хараелахская, Фокинско-Тангаралахская и Кета-Ирбинская (см. рис. 1), образующие Таймыро-Тунгусскую систему дизъюнктивов. Главными особенностями магматизма провинции, представляющей собой глобальную рудно-магматическую систему, являются контрастная антидромная дифференциальная серия эффузивов (андезиновые → толеитовые → оливиновые → пикритовые и коматиитовые базальты) и комагматичные ей никеленосные расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы норильско-талнахского и таймырского типов, а также послетрапповые штоки гранитоидов заключительной стадии активизации. Разобщенные контрастные аномальные геохимические поля, трактуемые как рудно-никеленосно-интрузивные [4], обычно "насажены" на основные рудоконтролирующие разломы.

Латеральная неоднородность мантии рассматриваемых никеленосных областей приводила к становлению очаговых зон (вулканических бассейнов или региональных рудно-магматических систем), выделяемых по типу их рудоносности в качестве структурно-металлогенических зон: Норильско-Хараелахской, Кетско-Кыстыхтахской, Хантайско-Горбиачинской, Южно-Быррангской, Курейско-Северореченской, Маймечинской и др. В структурном отношении они представляют собой прогибы (сочетания трапповых мульд) или впадины: первая из них совпадает с одноименным прогибом, вторая — с Имангдинско-Иконским прогибом, третья — с западной частью Аянского прогиба и т.д. Характерна резкая дифференцированность по вертикали осадочно-вулканогенного чехла. При формализованном металлогеническом районировании сочетание площадей таксонов или подтаксонов позволило ограничить структурно-металлогенические зоны и рудные районы внутри них в контурах, близких к геолого-генетической схеме.

Никеленосные районы и поля. За рудные районы (районные рудно-магматические

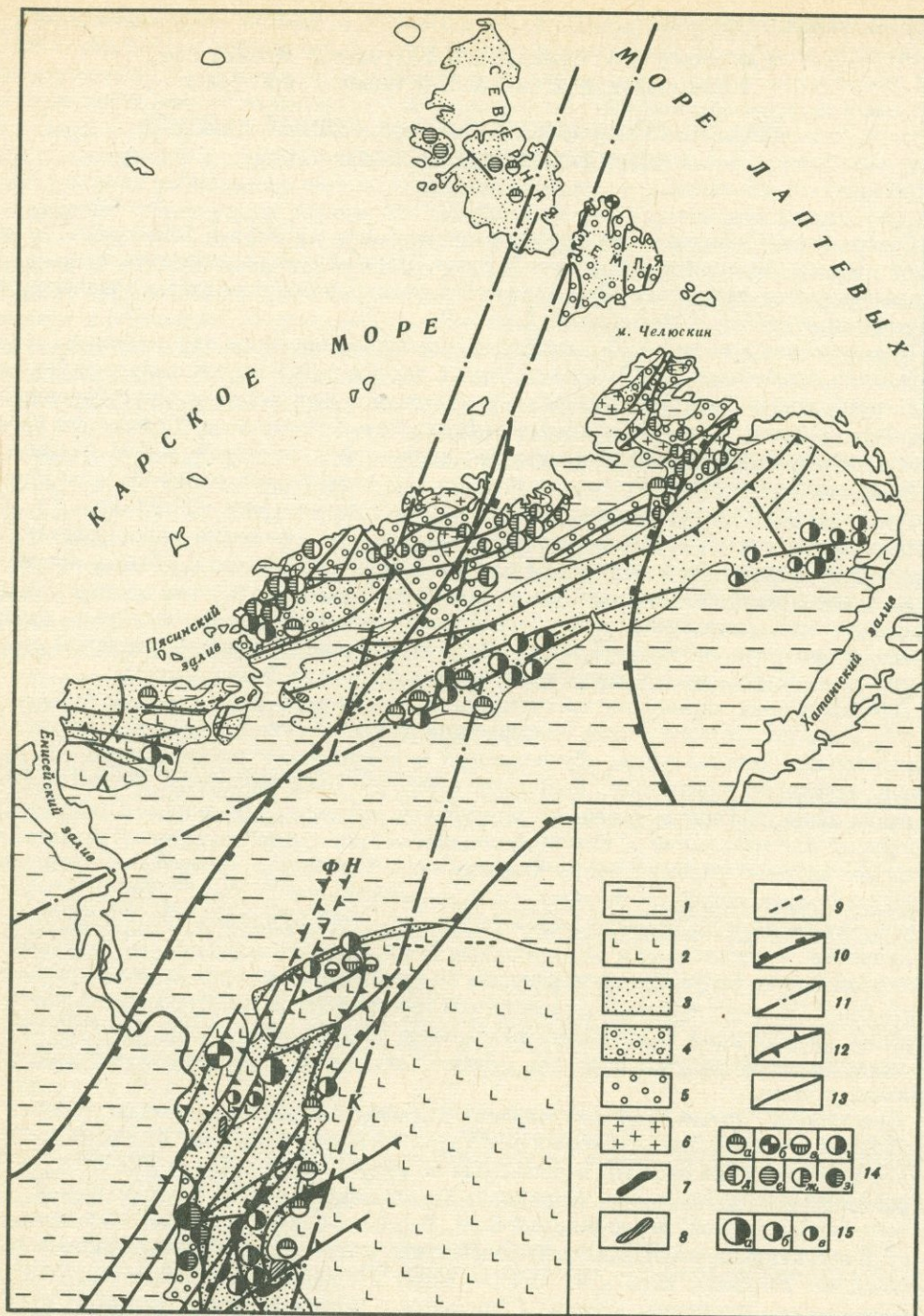


Рис. 1. Схема строения Енисейско-Североземельского металлогенического пояса

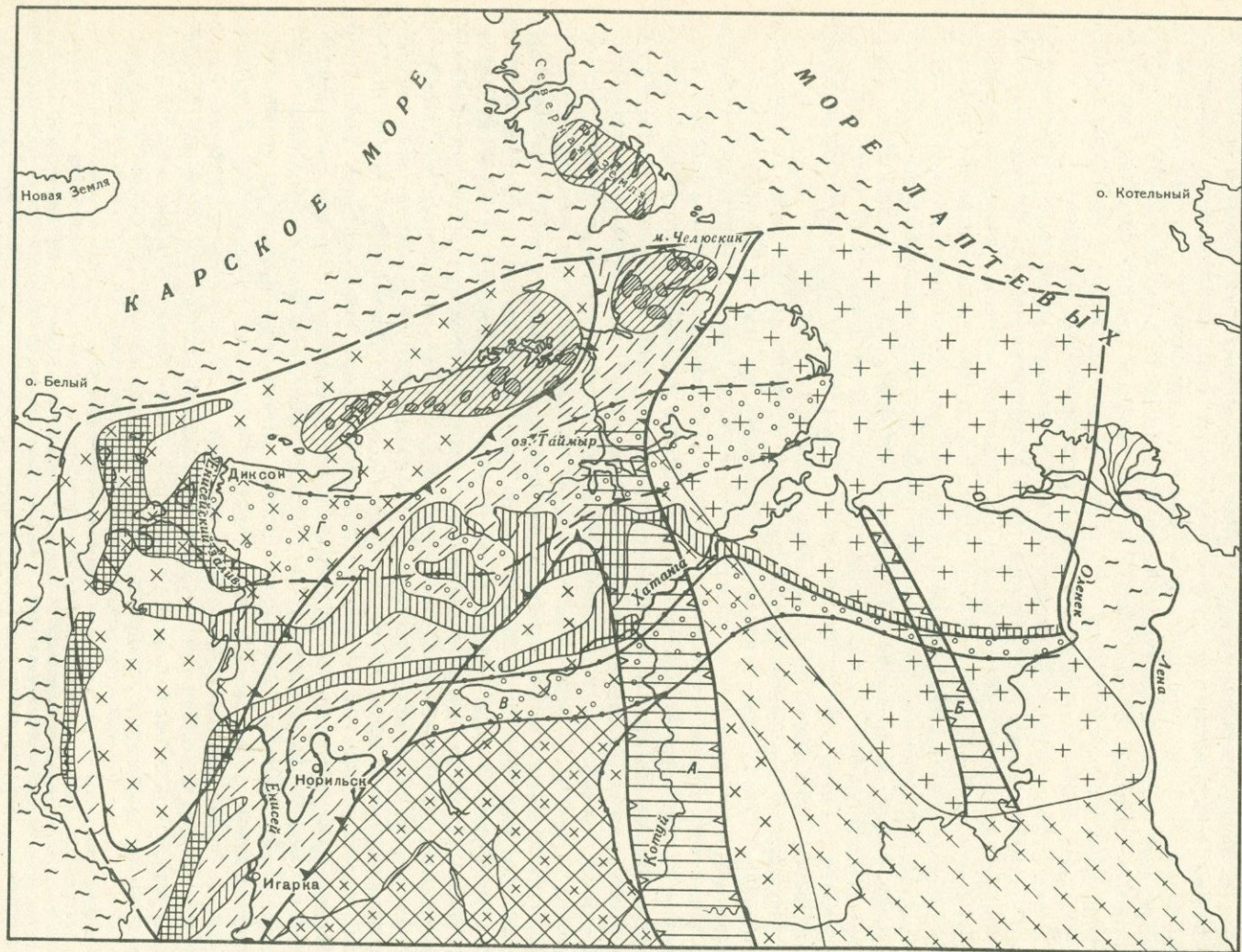
1 — мезо-кайнозойский чехол; 2–5 — стратифицированные образования: 2, 4, 5, — вулканогенные и осадочные (2 — палеозойско-мезозойские, 4 — протерозойско-палеозойские, 5 — протерозойские), 3 — палеозойские осадочные; 6–9 — интрузии: 6 — кислого, 7–9 — основного состава (7 — дифференцированные, 8, 9 — недифференцированные, в том числе 9 — дайки); 10 — Таймыро-Тунгусский трог карелид; 11 — конседиментационные разломы; 12 — глубинные разломы (Н — Норильско-Харелахский, Ф — Фокинско-Тангаралахский, К — Кета-Ирбинский); 13 — разрывные нарушения;

системы) принимаются трапловые мульды (их части) с присущим им мафит-ультрамафитовым магматизмом. В их строении участвует своеобразный ряд сульфатно-терригенно-карбонатных, галогенных, терригенных, угленосных и вулканогенных (трапловая, трахибазальтовая и щелочно-ультраосновная) формаций. Мульды сопровождаются валлообразными поднятиями и разбиты поперечными системами разломов, из которых наиболее глубокие пересекают указанные структуры, как правило, по длинной оси. Медно-никелевые месторождения и проявления таких районов являются дериватами сыверминского долерит-пикрит-базальтового, надеждинского пикрит-долерит-базальтового и моронговско-мокулаевского троктолит-долерит-базальтового никеленосных магматических комплексов [2]. Продольная геохимическая зональность позволяет разделить рудные районы на ряд участков (рудных полей или их групп) с различной степенью рудоносности, среди которых максимально насыщены аномальными эндогенными полями зоны основных рудоподводящих разломов.

Никеленосные районы характеризуются увеличенной мощностью "гранито-гнейсовой" оболочки и прогнутой границей Мохо в противоположность безрудным и слабо рудоносным прогибам, что объясняется различной степенью плавления исходного мантийного вещества и может быть использовано при поисках и оценке новых никеленосных районов. Центральные части рудных районов обычно фиксируются локальными гравитационными максимумами, возможно, определяющими места промежуточных очагов. В промышленно-никеленосном районе ниже границы Мохо намечается микроволновод — слой мощностью 2–5 км пониженных (7 км/с) скорости продольных волн, обусловленный, по-видимому, очагом рудоносной пикритоподобной магмы, обогащенной никелем и халькофилами.

Изучение геофизических материалов дает возможность наметить тектоническую структуру, охватывающую известные рудные районы, в виде секторного грабена северо-западного простирания, раскрытого в сторону Енисейско-Хатангского прогиба. В плане этот грабен, ограниченный, вероятно, древними расколами фундамента, совпадает со срединной частью блокового опускания последнего, а его центр расположен между Норильским и Хараелахским рудными районами. В результате смены тектонического режима (растяжение → тангенциальное сжатие) произошло расчленение вулканогенных прогибов на ряд компенсационных поствулканических структур второго порядка (мульд) — рудных районов. В их центрах находились промежуточные магматические очаги и субвертикальные подводящие каналы интрузий, в том числе никеленосных. Последние не распределяются равномерно вдоль зон глубоких разломов, а группируются в виде рудных полей на участках пересечения северо-восточных зон глубоких разломов антиклиналями северо-западного простирания или дугообразными разрывами. Положительные структуры обеспечивали максимальное растяжение на прилегающих областях и постушение рудоносных магм по симметричным разломам с образованием, в частности, вокруг Южно-Пясинского куполовидного поднятия интрузий норильско-талнахского типа и связанных с ними месторождений Талнахского, Норильского и Имангдинского рудных полей, образующих сложные рудно-магматические системы. Намечена также связь между рудными полями и выявленными трансекторными грабенами клиновидной формы, характеризующимися на уровне консолидированной коры своеобразным типом сейсмической расслоенности. В пределах рудных полей никеленосные массивы тяготеют к зоне среднего структурного яруса и приурочены к особым стратиграфическим этапам внедрения — верхнему (угленосные песчано-глинистые отложения тунгусской серии среднего карбона—верхней перми) и нижнему (мергели и ангидриты нижнего—среднего девона). Это связано с определен-

14 — меднорудные формации: *а, б* — средне-, позднемезозойские (*а* — колчеданно-полиметаллическая, *б* — медно-молибденовая), *в, г* — позднепалеозойские — раннемезозойские (*в* — медно-цеолитовая, *г* — медно-никелевая), *д, е* — ранне-, среднепалеозойские (*д* — черносланцевая с медью, *е* — медистых песчаников), *ж, з* — позднепротерозойские (*ж* — черносланцевая с медью, *з* — медистых песчаников); 15 — месторождения (*а*), рудопроявления (*б*), точки минерализации (*в*)



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

ным положением подошвы яруса относительно дневной поверхности (глубина до 1–4 км) в момент внедрения никеленосных интрузий, благоприятными физико-механическими свойствами и экранирующей ролью сформировавшегося к этому времени базальтового чехла определенной мощности.

Конкретное положение в пределах рудных полей никеленосных массивов, размеры и морфология их отдельных ветвей определяются физико-механическими параметрами среды внедрения и элементами строения вмещающей рудолокализирующей структуры. Переход от субвертикального к субгоризонтальному движению колонн происходит в случае пересечения молодых и древних магмоподводящих разломов под углом 90° (Норильский и Хараелахский рудные районы). При унаследованном развитии разломов смена направления движения происходит преимущественно в нижнем этаже по пологим сколовым нарушениям, зоны которых были максимально проницаемыми.

Морфология никеленосных массивов Талнахского и Норильского рудных полей четко определяется рисунком трещинных деформаций, образующих ортогональную сеть разрывных нарушений относительно зон магмоподводящих разломов. Все интрузии, залегающие вблизи разлома, локализованы в пределах элементарных тектонических ячеек обычно треугольной формы. Для нижнего горизонта внедрения характерны плащеобразные межформационные интрузивные тела, для верхнего – трубообразные массивы вдоль границ ячейки (интрузии Норильск-I, II) или рудоконтролирующего разлома, плоскость которого выступает в роли основания ячейки. Вне тектонических ячеек устанавливаются только в разной степени проявленные фронтальные апофизы (прорывы) интрузий.

Обобщение количественной и качественной информации по закономерностям строения и локализации никеленосных интрузий, включающим факторы их контроля, локальные и оценочные критерии, позволило разработать комплексные модели рудных полей, месторождений и массивов норильско-талнахского типа [2, 4, 7, 12].

Рудно-магматические системы, их формирование и зональность. Под рудно-магматическими системами (РМС) понимаются природные совокупности магматических, метасоматических и рудных образований как продуктов единого петрогенетического процесса. Выделены области их зарождения и отмирания, оценены масштабы в пространстве и длительность во времени. Для никеленосных РМС характерны следующие особенности: повышенная тектоническая мобильность территории; развитие широкого ряда сложно построенных, зональных, прошедших многоэтапную историю формирования рудоносных магматических комплексов; значительные площади распространения метасоматических, гидротермально-измененных пород, а также геохимических ореолов. Внутри никеленосных РМС выделяются: центральная зона – область повышенной проницаемости земной коры над магматическим очагом с развитием серии наиболее дифференцированных никеленосных массивов; промежуточная зона – область развития в различной степени дифференцированных интрузий с полями изменения пород и сульфидных проявлений; периферическая зона – окружающая область проявления аномальных геологических образований и тектонических структур (геохимические, мине-

Рис. 2. Схема соотношения структурного плана дорифейского основания и магмоконтролирующих структур периода активизации Таймыро-Норильской никеленосной провинции и прилегающих территорий

1 – границы Северо-Азиатского кратона; 2 – протоядра сиалической коры (катархея); 3 – внутрикратонные протогеосинклинали предкарельской стабилизации; 4 – "протоплиты" на склонах катархейских ядер; 5 – внутрикратонный Таймыро-Тунгусский геосинклинальный трог посткарельской стабилизации; 6 – внешекратонный геосинклинальный пояс незавершенного развития; 7 – протоявлагогены (А – Котуй-Байкальский, Б – Уджинский); 8 – области развития позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов (а), в том числе крупные интрузии (б); 9–11 – типы магматизма: 9 – ареальный (Тунгусская гетерогенная синеклиза), 10 – линейно-ареальный (В – Норильско-Оленекский, Г – Южно-Таймырский прогибы), 11 – линейный (системы тафрогенных депрессий (а), палеорифтовые зоны (б)); 12 – границы Норильско-Оленекского (а) и Южно-Таймырского (б) прогибов

ралогиические и валунные ореолы, горсто-грабенные и инъективные дислокации и др.). Намечена пятиэтапная модель формирования главных составляющих РМС — массивов норильско-талнахского типа, их метасоматических и геохимических ореолов. Выделяются следующие этапы: доинтрузивный и дорудный, начальный интрузивный и дорудный, главный интрузивный и рудный, конечный интрузивный и внутрирудный, послепитрузивный и конечный рудный. В первый, собственно магматический этап под контролем водородных борно-фторидных флюидов происходила ликвация с возникновением двух расплавов мафитового и существенно ультрамафитового состава и отделение самостоятельной сульфидной жидкости. Второй этап характеризуется внедрением расслоенной, пересыщенной серой и халькофильными элементами мафит-ультрамафитовой магмы и формированием лентовидных хонолитов. Третьему этапу, вероятно, присуще внедрение сульфидного расплава в придонные части массивов и прохождение камерной ликвации — формирование залежи вкрапленных и сплошных пирротиновых руд, а также ритмической расслоенности. К четвертому этапу приурочены кристаллогравитационная дифференциация и внутрирудный щелочной метасоматоз [11] с возникновением зональных, сложного строения (пирротиновые, кубанитовые, халькопиритовые, моихукитовые, талнахитовые руды) сульфидных залежей. В последний этап завершается становление метасоматических с экзоконтактовыми рудами и геохимических ореолов, а также полиметаллической и сурьмяно-мышьяковой формаций. Очевидна также сближенность во времени второго и третьего этапов. По-видимому, присутствие флюидной фазы под большим давлением в значительной мере определяет совместное (или незначительно разобценное в пространстве) движение силикатного и сульфидного расплавов. Объем флюидов является важнейшим фактором степени металлонасыщенности интрузирующей колонны, и периоды отделения летучей фазы обуславливают сульфидно-силикатное расщепление. Можно предполагать, что чем выше мера отклонения от приведенной модели процесса формирования расслоенных массивов, тем ниже никеленосность интрузий. Потеря летучих, а следовательно, и подвижных компонентов в начальные фазы и стадии развития магматического очага приводила к росту коэффициента эксплозивности и препятствовала расслоению магмы на ликванты разного состава, в первую очередь появлению высокосернистого рудного расплава.

Выявлены петрогеохимические тенденции, определяющие главные закономерности формирования никеленосных комплексов, а также трехмерную зональность рудных полей, районов и провинции в целом, вызванные различием очагового и камерного (первая), временного (вторая) и пространственного (третья) перераспределения рудно-магматического вещества. Первая тенденция для промышленно-никеленосных трапповых фаз описывается боуновским трендом кислотно-основной дифференциации $\text{CaAlMgCr} \leftrightarrow \text{SiNaK} (\text{PZr})$ в нормальных траппах и $\text{MgFe}^{2+} \text{Fe}^{3+} (\text{NiCoCrS}) \leftrightarrow \text{AlSiNaCa} (\text{TiVKZrSr})$ в мафит-ультрамафитах, а также рудно-метасоматическим процессом $\text{Fe}^{3+} \text{Fe}^{2+} \text{SiNiCoCuMgCr} \leftrightarrow \text{CaAlSi}$. Вторая межфазовая тенденция проявляется типичным скаергаардским или близким к нему трендом. Третья внутрифазовая петрогеохимическая тенденция обусловлена различными глубинами магмо- и рудогенерирующих разломов в отдельных районах и полях, а иногда и внутри последних (Хараелахское рудное поле) и может быть описана трендом $\text{MgKSPCrNiCoCu} \leftrightarrow \text{SiCaNaMnV}$. Намечена определенная зависимость указанных трендов от флюидного давления в очаге. Учет выявленных тенденций с определенной степенью выраженности рудного тренда путем построения серии компонентных диаграмм, оценка геолого-геофизической и геохимической ситуации в сравнении с эталонными моделями (Талнахское и Норильское рудные поля) позволили выполнить типизацию рудных и рудоносных районов с точки зрения их никеленосности (в порядке снижения): Хараелахский → Норильский → Иконо-Кыстыхтахский → Имангдинский → Вологоданский → Хантайскоозерский. К северу и востоку от Талнахского и Норильского полей массивы норильско-талнахского типа обогащены кремнеземом и никелем (относительно меди). Максимальная концентрация богатых руд происходит в прикорневых зонах массивов.

Литература

1. Голубков В.С., Кавардин Г.И. Основы петрографического и металлогенического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций севера Тунгусской синеклизы // Тр. НИИГА. 1970. Т. 162, вып. 2. С. 5-23.
2. Додин Д.А., Садилов М.А., Шатков В.А. Геохимические критерии поисков медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1982. 168 с.
3. Додин Д.А., Вишневицкий А.Н., Голубков В.С., Шануренко Н.К. Енисейско-Североземельский меднорудный пояс (проблемы и перспективы) // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 5-15.
4. Додина Т.С. Оценка никеленосности северо-запада Сибирской платформы на основе анализа эндогенных геохимических полей // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 64-77.
5. Кавардин Г. И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1976. 159 с.
6. Кравцов В.Ф. Некоторые вопросы геологической структуры Талнахского рудного узла и Норильского района // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л.: НИИГА, 1972. С. 36-40.
7. Кравцов В.Ф., Седых Ю.Н., Гор Ю.Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла // Тр. НИИГА. 1971. Т. 167. С. 8-31.
8. Кривцов А.И., Нарсеев В.А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Сов. геология. 1983. № 1. С. 17-27.
9. Нагайцева Н.Н., Ермолаев И.К., Колесова Н.Ю. Никеленосные интрузивные комплексы центральной части Горного Таймыра // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 95-112.
10. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л.: Недра, 1971. 248 с.
11. Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 15-26.
12. Сухов Л.Г., Дуденко Л.Н., Наторхин И.А. Количественные методы прогнозирования эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1981. 139 с.

УДК 553.277 (571.1/5)

В.Г. Пономарев, У.А. Асаналиев, Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев,
Л.Ф. Наркелюн, В.С. Салихов, А.И. Трубачев, А.А. Тычинский

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ СИБИРИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

На основе исследований Ю.А. Билибина, Е.Е. Захарова, Р.М. Константинова, В.А. Кузнецова, И.Г. Магакьяна, С.С. Смирнова и других авторов созданы предпосылки для широкого использования при металлогеническом анализе представлений о рудных формациях как устойчивых типах рудных месторождений с характерным минеральным составом и последовательностью формирования минеральных парагенезисов, функционально связанных с теми или иными геологическими условиями образования. Последнее можно отразить набором признаков, среди которых на первое место выступают такие, как связь с определенными палеотектоническими структурами и в их пределах с различными структурными элементами; связь с определенными структурно-вещественными комплексами, геологическими формациями и фациями, выступающими в качестве рудоносных; с типом и временем проявления рудоносных магматических комплексов и др. Правильное отнесение месторождения к той или иной рудной формации в значительной мере не только определяет выбор эффективных методов его разведки, но и позволяет прогнозировать, в каких металлогенических провинциях, геотектонических блоках и конкретных структурах можно ожидать промышленные объекты.

С позиций отмеченных теоретических разработок проведены исследования и сравнительный анализ многочисленных стратиформных месторождений цветных металлов Сибири на площади Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, залегающих согласно с вмещающими породами и занимающих определенное положение в разрезе стратифицированных вулканогенно-осадочных и осадочных толщ различных стадий развития земной коры и в металлогенических провинциях разных типов. Ведущими для региона являются три основных семейства рудных формаций: колчеданно-полиметаллических стратиформных месторождений; свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных толщах; месторождений медистых песчаников и сланцев. Эти разнородные семейства месторождений стратиформного типа занимают четкую позицию в региональных геотектонических структурах и характеризуются большей или меньшей определенностью связей с процессами магматизма и эндогенной активности. Наиболее ясно связь процессов рудообразования с вулканической деятельностью отмечается в месторождениях колчеданно-полиметаллического семейства. Об относительной роли магматического источника металлов в месторождениях стратиформного свинцово-цинкового семейства в терригенно-карбонатных толщах можно судить лишь косвенно, на основании присутствия в рудоносных формациях продуктов вулканической деятельности или проявления близкого по возрасту к рудонакоплению вулканизма в соседних структурно-формационных зонах. Проблема связи рудообразования с эндогенным или экзогенным источником для семейства месторождений медистых песчаников и сланцев до сих пор остается дискуссионной.

Семейство стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений. Это семейство объединяет месторождения колчеданно-полиметаллической вулканогенной гидротермально-осадочной и медноколчеданной вулканогенной формаций. Основная закономерность их размещения — приуроченность к эвгеосинклинальным зонам и вулканогенным троговым структурам и генетическая связь с процессами раннегеосинклинального базальтоидного магматизма нормального щелочноземельного ряда.

Месторождения стратиформной колчеданно-полиметаллической вулканогенной гидротермально-осадочной формации, наиболее распространенные среди колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири, в значительной степени определяют металлогенический облик региона. Они приурочены к полициклической складчатой системе Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья, выделяемой как Южно-Сибирская металлогеническая провинция, и расположены в структурах как байкалитид, так и каледонид Центрально-Азиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса [4, 5]. Области развития колчеданно-полиметаллического оруденения стратиформного типа — Западное Забайкалье, Северное Прибайкалье, в меньшей мере Алтае-Саянская область и Енисейский кряж. В качестве типовых объектов формации рассматриваются группа месторождений Еравнинского (Озерное, Ульзутуй, Звездное) и Курбинского (Зангода) рудных районов в Западном Забайкалье, Холоднинское месторождение в Олоkitской зоне Северного Прибайкалья, Маинское месторождение в Западном Саяне и др. [2—4, 12]. Характерно, что в сложном двухъярусном разрезе раннегеосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, где вулканогенные породы преобладают в нижних частях и перекрываются вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, рудные залежи расположены в нижних частях пород верхнего структурного яруса. По минеральному составу руд формации выделяются две группы: сульфидно-кремнистые и сульфидно-карбонатные. Для сульфидно-кремнистых руд обычно отмечается вулканогенно-терригенно-кремнистый состав вмещающих толщ, значительное количество кремнезема в составе руд и появление на флангах рудных залежей и в ритмике с сульфидами окислов железа — магнетита и гематита. По составу основных рудных компонентов это колчеданные месторождения, иногда со значительными содержаниями меди (Маинское месторождение). Для сульфидно-карбонатных руд, залегающих в разрезе вулканогенно- и терригенно-карбонатных отложений (Озерное месторождение и др.), типично развитие в составе руд и на флангах рудных залежей карбонатов с высоким содержанием железа, магния и иногда марганца. Среди

слоистых полиметаллических руд отмечаются пирит-сидеритовые ритмиты. В седиментационных типах руд наблюдается почти полное отсутствие меди.

В целом для месторождений формации характерна пластовая форма рудных залежей, многоярусное расположение рудных тел в разрезе, высокая концентрация рудного вещества в виде сплошных сульфидных руд, сравнительно простой минеральный состав, широкое развитие слоистых и брекчиевидных седиментационных текстур, глобулярная форма выделения сульфидов, низкое содержание и ограниченный набор элементов-примесей, отсутствие околорудно-измененных пород, общая насыщенность тонкодисперсным рудным материалом разреза рудовмещающих осадочных пород.

В месторождениях формации образование колчеданной составляющей и большей части сульфидов свинца, цинка и меди происходило близко-одновременно, в течение одного этапа субмаринной гидротермальной деятельности, синхронной осадконакоплению вследствие единых гидротермальных систем. В процессе метаморфизма осуществлялось существенное изменение первичных текстурных и структурных черт руд и дифференциальное перераспределение рудного вещества в пределах рудных залежей, что иногда создает впечатление наложенного характера галенит-сфалеритовой и халькопиритовой минерализации.

Месторождения стратиформной медноколчеданной (медно-цинковоколчеданной) вулканогенной формации впервые появились в позднем архее—раннем протерозое на предплатформенном этапе развития региона в обстановке рифтогенеза в пределах зеленокаменных или супракрустальных поясов. На площади выходов дорифейского фундамента Сибирской платформы такие геоструктуры установлены на Алданском щите, Муйской и Канской глыбах. Троговые комплексы этих рудоносных структур (борсалинская, муйская и предвинская серии) имеют трехчленное строение: базит-ультрабазиты → основные—кислые эффузивы → осадочные породы.

Массивные медколчеданные и медно-цинковоколчеданные руды, сопровождаемые прожилково-вкрашенной минерализацией, приурочены к средней части разреза троговых комплексов терригенно-вулканогенного типа и концентрируются в пластах метавулканитов, отвечающих продуктам недифференцированной базальтовой толеитовой магмы натриевой серии. Ведущее место в локализации оруденения принадлежит палеовулканическому построению центрального типа (прижерловой зоне палеовулканов) и зонам отдаленных или переходных к прижерловой вулканических фаций. Современные данные об изотопном составе серы и свинца свидетельствуют о ведущей роли в рудах месторождений мантийного источника рудного вещества, что хорошо согласуется с вулканогенной (отчасти комбинированной) моделью их образования.

Второй стратиграфический уровень стратиформного медноколчеданного оруденения фиксируется в верхнем протерозое в вулканогенных комплексах эвгеосинклиальной зоны байкальской системы вблизи краевых швов Сибирской платформы. Известные проявления медноколчеданного (медно-цинковоколчеданного) оруденения (Исаковская металлогеническая зона на Енисейском кряже) также тесно ассоциируют с производными слабо дифференцированной магмы толеит-базальтового состава [8]. Характерно сочетание вулканитов с терригенными отложениями. Массивные, иногда густовкрапленные, линзо-пластовидные тела залегают в вулканитах основного, реже кислого состава. Формирование оруденения описывается моделью как одноэтапного вулканогенного и вулканогенно-осадочного рудообразования, так и сложного, двухэтапного, рудообразования с гидротермальной проработкой колчеданных залежей в зонах разломов на втором этапе.

Семейство стратиформных свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных толщах. Представители этого семейства парагенетически связаны с терригенно-карбонатными и карбонатными толщами позднего рифея, венда и кембро-ордовика, локализованными в краевых структурах и чехле Сибирской платформы — перикратонных, краевых и интракратонных прогибах рифтогенно-депресссионного (парагеосинклиального) типа. Такие краевые структуры, заложенные на раздробленном фундаменте платформы в позднем протерозое, не могут в полной мере рассматриваться

в качестве составных частей собственно геосинклинальных систем и имеют существенные отличия по характеру (интенсивности) процессов осадконакопления, тектонических движений и эндогенной активности от стабильных внутренних частей платформы. Поэтому они выделяются в качестве комплекса самостоятельных структур разграничения Сибирской платформы и Саяно-Байкальской эвгеосинклинали на рифейском этапе их развития, что особенно важно для металлогенического анализа [1, 6].

В современном плане месторождения семейства приурочены к западной, южной и юго-восточной границам платформы, образуя единый Сибирский периплатформенный полиметаллический пояс [9]. В большинстве изученных случаев стратиформное свинцово-цинковое оруденение является естественным элементом стратиграфических разрезов рудовмещающих толщ и представляет собой продукт единого процесса формирования рудоносных геологических формаций. По механизму образования рудных концентраций в семействе выделяются гидротермально-осадочные, сингенетично-эпигенетические и сингенетично-диагенетические группы месторождений, которые условно можно рассматривать в ранге рудных формаций или субформаций. На месторождениях независимо от их возраста и условий формирования устанавливается близкий парагенезис минералов.

Стратиформные свинцово-цинковые гидротермально-осадочные месторождения (Енисейская, Присаянская, Кыллахская металлогенические зоны) залегают среди позднепротерозойских рудоносных углеродистых терригенно-карбонатных, глинисто-карбонатных и известняково-доломитовых с биостромными и рифогенными постройками формаций в перикратонных прогибах, тяготея к их склоновым частям, обращенным в сторону геосинклинальной зоны байкальской геосинклинальной системы [9, 11].

Вулканические образования в целом не характерны для разрезов рудовмещающих формаций, однако синхронные проявления вулканизма, как правило, фиксируются на сопредельных территориях. Внутри перикратонных прогибов размещение месторождений этой группы контролируется конседиментационными палеодепрессиями. Для оруденения характерна четкая стратиграфическая приуроченность к определенному литологическому горизонту, согласная пласто- и линзовидная форма рудных тел значительной протяженности, наличие седиментационных структур и текстур, сравнительно простой минеральный состав руд, подчиненное развитие сульфосолей свинца и других металлов, присутствие фациальных ореолов специфических гидротермально-осадочных околорудных пород кремнисто-анкерит-сидерит-доломитового состава и отсутствие связи с какими-либо проявлениями магматической деятельности. В целом минеральный состав отдельных рудопроявлений четко контролируется конкретными фациальными обстановками рудоотложения. Генетическая модель предполагает концентрированный привнос рудных компонентов гидротермальными системами в субмаринные депрессии синхронно с осадочным литогенезом и отложение сульфидов при встрече с окисленными морскими водами.

Группа стратиформных сингенетично-эпигенетических свинцово-цинковых месторождений приурочена к тем же рудовмещающим формациям, что и гидротермально-осадочные руды, но механизм формирования промышленных концентраций свинца и цинка включает два этапа, оторванных во времени друг от друга. Примером таких месторождений является часть стратиформных свинцово-цинковых проявлений Прибайкальского полиметаллического рудного пояса в Западном Прибайкалье [10]. На начальных этапах рудогенеза накопление рудного вещества в виде рассеянных концентраций происходило синхронно с осадочным литогенезом в узком стратиграфическом интервале, отвечающем периодам трансгрессии эпиконтинентального морского бассейна. Затем под влиянием гидротермальных процессов в условиях тектоно-термальной активизации в градиентных тепловых полях шла перегруппировка и переотложение первичных рудных концентраций. Наряду с четко проявленными литолого-стратиграфическими факторами контроля оруденения рудные залежи имеют ряд признаков гидротермально-метасоматического происхождения, а вмещающие их породы гидротермально изменены. В отличие от гидротермально-осадочного типа оруденения, для которого характерен нормальный

изотопный состав свинца руд, в сингенетично-эпигенетических месторождениях в составе свинцовых рудных залежей установлены существенные радиогенные добавки. Таким образом, рудно-формационный тип стратиформных сингенетично-эпигенетических месторождений является полигенным и полихронным.

Стратиформное осадочно-диагенетическое свинцово-цинковое оруденение присуще кембрийско-ордовикской металлогенической эпохе. Оно формировалось в краевых прогибах в условиях существовавшей в этот отрезок времени на площади платформы крупнейшей "лагуны-моря", отделенной перемычками от открытых морей каледонской геосинклинали Восточного Саяна и Забайкалья. Структурно-вещественные комплексы представлены терригенно-карбонатными и в большом объеме соленосными формациями. Наряду со свинцом и цинком осадки трансгрессивных этапов обогащены железорудными, марганцевыми, медными и фосфатными образованиями. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к терригенно-карбонатным отложениям на границе перехода песчано-доломитовых фаций в песчано- и оолито-известняковые. Палеофациальные построения показывают, что рудовмещающие породы формировались в небольших мульдообразных впадинах, расположенных вдоль крупных депрессионных структур. Наряду с палеотектоническими факторами в локализации оруденения играли определенную роль фациальные обстановки — лагунные, заливные и рифогенные.

Одна из главных черт осадочно-диагенетической свинцово-цинковой минерализации — пластовая форма рудных тел и их слоистое строение — легла в основу представлений о ее первично-осадочном происхождении. Имеющиеся геохимические данные позволяют ряду исследователей считать, что возникновение осадочно-диагенетических проявлений свинца и цинка обусловлено усиленным поступлением металлов с суши, где были развиты докембрийские породы и эффузивы, обогащенные этими металлами. Одной из возможных моделей формирования этого типа месторождений может быть также принос рудных компонентов в бассейн седиментации подземными хлоридными растворами и отложения сульфидов на геохимических барьерах (Д.И. Горжевский и др.).

Семейство месторождений медистых песчаников и сланцев. Месторождения этого семейства локализируются в основном в платформенных резонансно-тектонических структурах (протоплатформенных, перикратонных, краевых, протоорогенных и внутриплатформенных прогибах). В геосинклиналих Сибири проявления типа медистых песчаников и сланцев незначительны и развиты в красноцветных орогенных формациях в межгорных прогибах. Семейство стратиформных месторождений медистых песчаников и сланцев рассматривается в качестве единой рудной формации, в контурах которой выделяются два подтипа (или субформации): медистых песчаников; медистых сланцев, различающихся фациальными условиями рудоотложения и характером рудовмещающих толщ, параметрами и морфологией рудных залежей и практической значимостью [7].

Меденосные отложения платформенных структур широко распространены в пределах значительного стратиграфического интервала и протягиваются в виде непрерывного широкого пояса (Восточно-Сибирский планетарный меденосный пояс), тяготея к внутренним краевым частям Сибирской платформы [7]. Намечаются следующие стратиграфические уровни с максимальным меденакоплением: нижнепротерозойский (Кондо-Каренский, Кодаро-Удоканский, Токмо-Олекминский и Нюско-Березовский рудные районы), верхнепротерозойский (Присаянье и северо-западная часть Алданского щита), венд-нижнекембрийский (Тейско-Чапский и Канско-Тасеевский районы, Присаянье, Нижнее Прибайкалье, Западное Прибайкалье, Олекмо-Витимская горная страна) и средне-верхнекембрийско-ордовикский (иркутский амфитеатр, Нюско-Березовская впадина, междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски). На всех стратиграфических уровнях медное оруденение приурочено к молассовым пестроцветным терригенным, терригенно-карбонатным, карбонатно-глинистым и вулканогенно-карбонатно-терригенным формациям, которые занимают промежуточное положение между красно- и сероцветными терригенно-карбонатными формациями. Кроме отмеченных стратиграфических уровней, медное оруденение известно также в девонских грубообломочных от-

ложениях Западного Присяянья, в Северном Верхоянье, в Сетте-Дабане и Минусинском межгорном прогибе. Меденосные отложения этого стратиграфического уровня отличаются значительно большей мощностью, меньшей площадью распространения рудных горизонтов и большей интенсивностью вторичных преобразований.

Внутри стратиграфических уровней положение рудоносных горизонтов определяется узлокализированными стратиграфическими интервалами и не зависит от дизъюнктивных нарушений, дайковых и интрузивных пород. Ритмичность и многоярусность в меденосных отложениях связана с повторяющимися благоприятными фациальными обстановками (переменяемостью красно- и сероцветных пород, отвечающих мелководным заливно-лагунным и дельтовым отложениям), обусловленными ритмично-циклическим развитием бассейна седиментации. Важная роль фациальной обстановки меденосных отложений четко фиксируется в седиментационных концентрациях меди и других металлов, в накоплении и захоронении органического вещества, необходимого для последующего сульфидообразования при диагенезе осадков, а также в зональном распределении рудных минералов и элементов-примесей [7].

Приуроченность медного оруденения к строго определенным осадочным формациям, наличие геотектонического, литолого-фациального, стратиграфического и палеогеографического контроля в размещении медных руд, проявления зональности оруденения, наличие в рудах седиментационных, диагенетических, катагенетических текстур и структур и др. удовлетворительно объясняется с позицией первично-осадочного механизма накопления рудных компонентов. В истории формирования медистых песчаников и сланцев выделены следующие этапы: седиментогенез, диагенез, эпигенез и метаморфизм. В ходе диагенетических процессов, которые были ведущими и определили промышленную концентрацию меди, происходило образование сульфидов и формирование зональности оруденения. Эпигенетические и метаморфические процессы привели к переотложению и перекристаллизации первичных рудных минералов в пределах рудоносных горизонтов и формированию жил. Источником рудного вещества, по существующим представлениям, являлись древние породы с повышенным содержанием меди и других металлов, расположенные вблизи участков седиментации (Алданский щит, Чарская глыба, Прибайкальская и Присяянская складчатые области и Енисейский кряж).

Л и т е р а т у р а

1. Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогенетическая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 223 с.
2. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
3. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1974. 175 с.
4. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Пономарев В.Г. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 162–168.
5. Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А., Оболенский А.А. и др. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 94–103.
6. Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничения Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Т. 2. Тектоника Красноярского края. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 9–12.
7. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы / Л.Ф. Наркелюн, Ю.П. Безродных, А.И. Трубачев, В.С. Салихов. М.: Недра, 1977. 223 с.
8. Филипенко В.Н., Каюкин Ю.А. Морфогенетические типы колчеданного оруденения Исаковского синклиниория (Енисейский кряж) // Геология и закономерности эндогенного оруденения западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск: СНИИГГиМС, 1978. С. 61–66.
9. Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Акулышина Е.П. Главные особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских карбонатных толщах Сибири // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 11–13.
10. Прибайкальский полиметаллический рудный пояс / А.А. Тычинский, Е.П. Акулышина, М.В. Баулина и др. Новосибирск: Наука, 1984. 134 с.
11. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
12. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья / Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев, Р.С. Тарасова и др. Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.

А.Е. Мирошников

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЙ ТЕЛЕОРОГЕННЫЙ МЕДЕНОСНЫЙ БАССЕЙН КРАЕВОЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Стратиформные месторождения меди, известные как рудные формации медистых песчаников и сланцев, обычно ассоциируют с аридными и субаридными пестро-красноцветными толщами, выполняющими бассейны подвижных областей и платформ.

Медистые песчаники. Их продуктивные формации представляют собой эпи- или постгеосинклинальные молассы, в которых преобладают месторождения медистых песчаников. Это Джекказганский и Удоканский меднорудные районы. Они лучше изучены и имеют четкие модельные характеристики, изложенные в трудах ряда исследователей. Платформенные меденосные молассоидные формации телеорогенных бассейнов, синхронные этапам активизации геосинклинально-складчатых областей, менее изучены. В литературе приведен анализ особенностей меденосных отложений начального этапа аридного литогенеза на платформах [15], но отсутствует характеристика постэвапоритового меденосного пестро-красноцветного осадконакопления. Поэтому представляемое его описание на примере средне-позднекембрийского Приангарского бассейна Сибирской платформы можно принять за типовую модель телеорогенного морского платформенного бассейна постсолевого породообразования и связанного с ним меденакопления.

Приангарский меденосный бассейн (ПАМБ) приурочен к краевой юго-западной части платформы. Западная часть Сибирской платформы представляет собой (после щитов и плит) краевую наклонную гипсометрическую ступень фундамента платформы — погруженное асимметричное структурное образование сложного строения и длительного развития. Она состоит из вертикального ряда наложенных резонансно-тектонических структур, которые расположены параллельно смежным геосинклинально-складчатым системам обрамления платформы, отражают исторически последовательные этапы развития последних и состоят из разновозрастных структурно-формационных мегакомплексов. Меденосные отложения ПАМБ находятся в составе нижнекаледонского мегакомплекса, на долю которого приходится основная по мощности часть чехла платформы. Отличительными чертами раннекаледонского этапа эволюции платформы являются его амагматичность, образование сплошного осадочного покрова, осуществление в эпиконтинентальном морском бассейне полного цикла осадконакопления с отложением осадочных формаций трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий [4]. Первая стадия в разрезе мегакомплекса выражена в накоплении подсолевых отложений, представленных в основном терригенно-карбонатно-сульфатной формацией, местами (в пределах разобщенных краевых прогибов байкалид) пестроцветной и меденосной. Вторая фиксируется отложением солевой карбонатно-эвапоритовой формации. В последующие стадии образовались регрессивная надсолевая телеорогенная меденосная пестро-красноцветная молассоидная формация (средне-верхнекембрийская эвенкийская серия и ее стратиграфические аналоги) и эмерсивная глинисто-терригенная (усть-кутская свита нижнего ордовика и ее аналоги).

Телеорогенная меденосная формация среднего—верхнего кембрия распространена на юго-западе Сибирской платформы до широты устья р. Подкаменной Тунгуски — границы северного продолжения погруженных в фундаменте Западно-Сибирской плиты салаирид Алтае-Саянской складчатой страны [16]. Прилегающая к ним краевая часть платформы испытала заметное влияние раннекаледонских (салаирских) орогенических движений. Здесь в майском веке среднего кембрия солеродный бассейн уступил место развитию относительно обособленного телеорогенного средне-позднекембрийского Приангарского меденосного бассейна пестро-красноцветного карбонатно-терригенного породообразования, отгороженного от соседних цепочками островов и подводных поднятий,

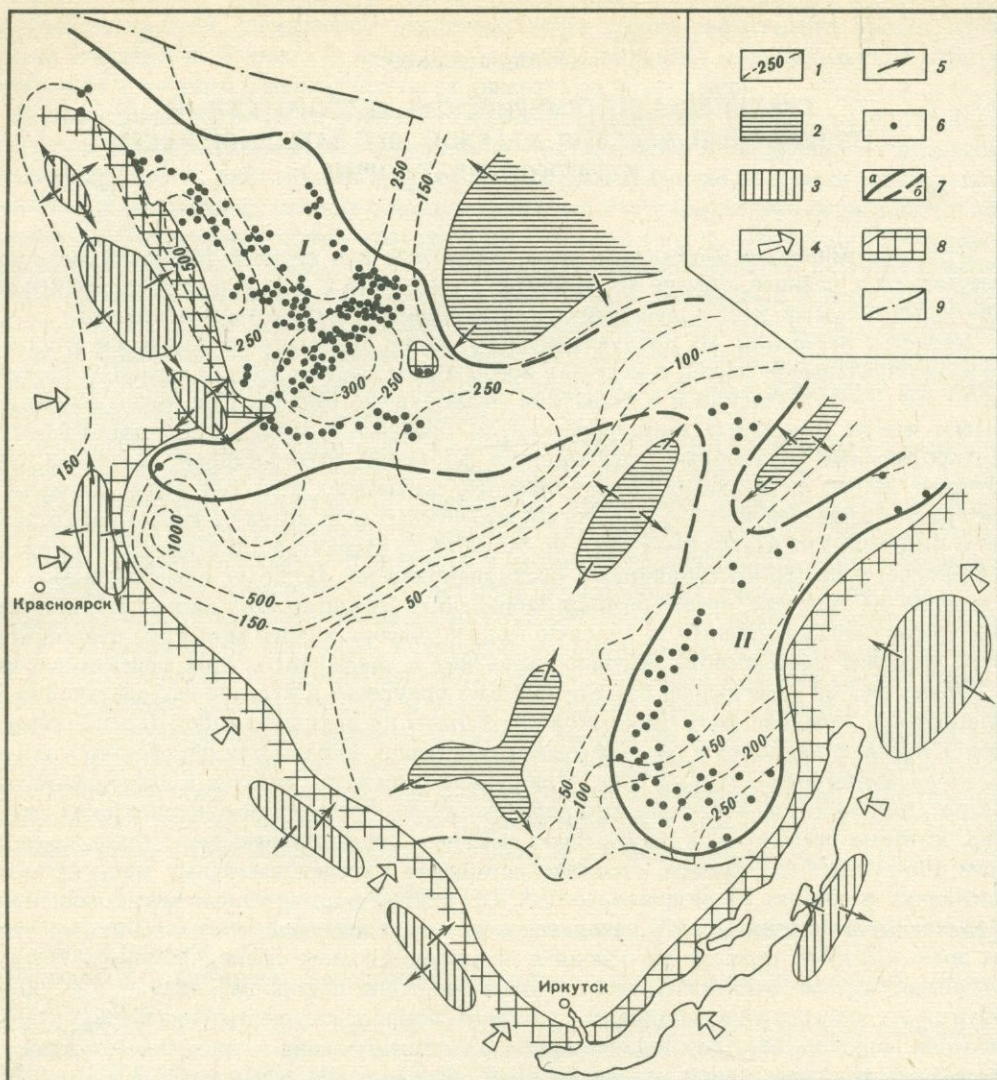


Рис. 1. Палеотектоническое положение меденосных бассейнов запада и юга Сибирской платформы в позднекембрийскую эпоху

1 — изопахиты позднекембрийских отложений; 2, 3 — суша и ее рельеф: 2 — равнинная, 3 — среднегорная; 4, 5 — направления сноса обломочного материала: 4 — главные, 5 — второстепенные; 6 — медепроявления; 7 — границы распространения меденосных фаций бассейна: а — уверенные, б — предполагаемые (I — Приангарский, II — Ленский бассейны); 8 — современная граница выходов на поверхность докембрийских образований; 9 — границы распространения телеорогенной формации среднего-верхнего кембрия

наиболее четко проявившихся в позднем докембрии (рис. 1). Салаириды юго-западного складчатого обрамления платформы служили основной областью питания ПАМБ; дополнительные источники — островные поднятия байкалид Енисейского кряжа и внутрибассейновая Катангская суша [1].

Красноцветная меденосная толща бассейна имеет согласное (с переслаиванием пород) залегание с ниже- и вышележащими сероцветными отложениями, обусловленное тем, что начало и окончание ее накопления характеризовались соответственно постепенным нарастанием и таким же прекращением привноса терригенного материала и посту-

павших совместно с ним окислов и гидроокислов железа. Она представлена пестро-красноцветными, большей частью смешанными трехкомпонентными породами, состоящими из терригенного материала, глинистых частиц и карбонатного вещества [11]. Толща накапливалась в обстановке аридного платформенного мелководно-морского бассейна, на что указывают частая встречаемость в породах толщи глауконита, наличие горизонтов строматолитовых карбонатных пород, отсутствие характерных для континентальных красноцветных отложений горизонтов карбонатных кор выветривания (каliche). Воды Приангарского бассейна имели повышенную щелочность и соленость, о чем свидетельствуют наличие солей в низах меденосной толщи, развитие гипса и глиптоморфоз по кристаллам каменной соли почти по всему ее разрезу, широкое распространение среди карбонатного материала доломита и присутствие среди глинистых минералов монтмориллонита.

Тектонические движения салаирской фазы отражены в асимметричной палеогеографической зональности бассейна и сравнительно большой дифференциации осадков как в разрезе, так и на его площади. В юго-западной части бассейна, вблизи главных областей сноса, накапливались относительно грубообломочные отложения, а в более удаленных местах — мелкозернистые терригенные осадки, среди которых появляются также прослойки, пласты и пачки карбонатных строматолитовых и глинисто-карбонатных пород.

Седиментация в майском веке происходила в бассейне в условиях ритмично развивавшейся общей регрессии и обмеления, при которой накопилась мощная (от 400 до 2000 м) серия надсолевых морских аллохтонных пестро-красноцветных отложений, представляющая крупный этап (макроритм) телеорогенного платформенного осадконакопления, синхронный активизации ближайших к бассейну салаирид и отвечающий полному циклу их денудации.

Продуктивная толща ПАМБ имеет асимметричную форму. На юго-западе и востоке при приближении к областям питания она линзовидно выклинивается, а на севере переходит в сероцветные автохтонные, в основном карбонатные отложения открытого моря. Толща подразделяется на восемь мезоритмов — ритмопачек, состоящих из чередующихся регрессивных и трансгрессивных красноцветных карбонатно-терригенных заливно-лагунных отложений и накоплений открытого моря, которые венчаются маркирующими горизонтами сероцветных строматолитовых карбонатных пород ингрессивного динамического типа [3].

Среди отложений открытого моря встречаются грубообломочные приостровные накопления, песчаные осадки зон донных течений, карбонатные хемогенные и биохемогенные осадки, карбонатные и алеврито-кремнистые, в краевых частях меденосные отложения строматолитовых банок; алевропелитовые и кремнистые накопления открытого моря, песчано-алевритовые осадки зон волнений прибрежной части моря вблизи лагун. Заливно-лагунные накопления представлены песчаными, алевритовыми и глинистыми осадками приливно-отливных зон побережья равнинной суши; песчано-алевритовыми образованиями баров, валов, кос, грив, пересыпей заливно-лагунного побережья; песчано-алевритовыми осадками прибрежных лагун и заливов, отложениями солеродных лагун, карбонатно-терригенными меденосными накоплениями прибрежных лагун [13].

Состав и строение меденосной толщи указывают на два максимума дифференцированной активности тектонических движений в областях питания и осадконакопления, которые разделены этапом относительной тектонической стабилизации [6]. Первый, раннемайский максимум оживления движений отражен в сравнительном разнообразии типов разрезов и в присутствии грубообломочных пород в нижней пестроцветной ритмопачке. Этап относительного покоя в области сноса и общее менее дифференцированное прогибание бассейна выразилось в накоплении однородных красноцветных второй и третьей ритмопачек. Второй, позднекембрийский, более продолжительный и интенсивный этап оживления тектонических подвижек в областях сноса фиксируется верхней пестроцветной частью звенкинской серии в составе пяти верхних ритмопачек. В этой части толщи, как и в нижней, наблюдается большое разнообразие типов разрезов и присутствие грубообломочных отложений.

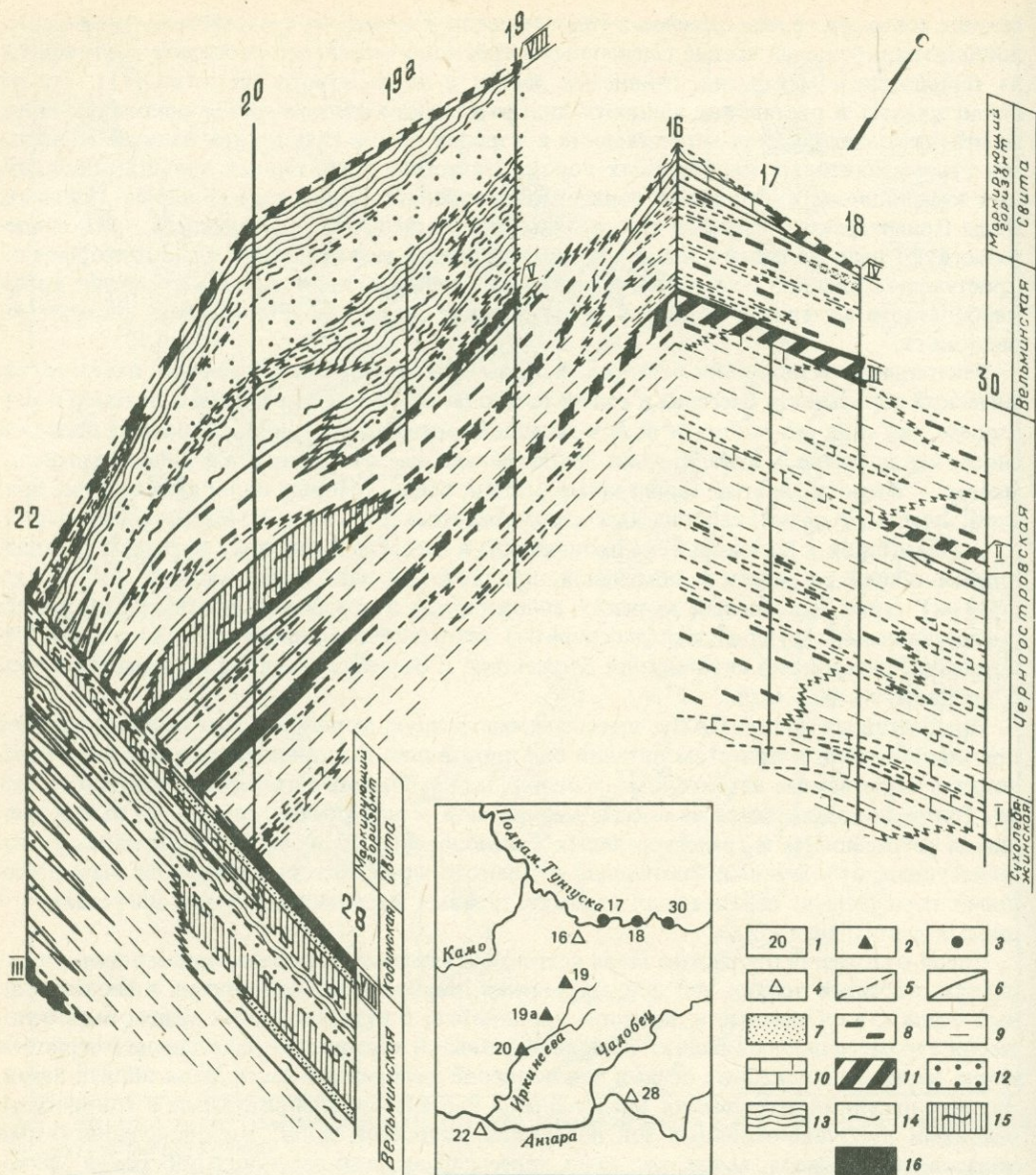


Рис. 2. Фациальная блок-диаграмма юго-восточной части (бассейны рек Иркинеевой, Чадобца) Приамурского меденосного бассейна. Составили И.П. Еремичев, А.Е. Мирошников

1 – номер опорного разреза; 2 – сводный разрез по обнажениям; 3 – разрез по скважине; 4 – единый разрез по обнажению; 5 – границы между фациями одной группы отложений; 6 – границы между фациями открытого моря и заливно-лагунными; 7–16 – фации осадков: 7–11 – открытого моря (7 – песчаные, зон морских донных течений, 8 – песчано-алевритовые, зон волнения, 9 – алевропелитовые и алевропелито-кремнистые, зон спокойной седиментации, 10 – карбонатные осадки открытого моря, 11 – накопления строматолитовой банки), 12–16 – заливно-лагунные (12 – песчаные и алевритовые, валов, баров, кос, грив, пересьшей, 13 – песчано-алевритовые, зон волнения, 14 – песчано-алевритовые, зон спокойной седиментации, 15 – приливно-отливные песчаные, алевритовые и глинистые, 16 – карбонатно-алевропелитовые меденосные отложения прибанковых лагун)

Химический состав медистых сланцев различных месторождений (в вес. %)

Компо- ненты	Компо- ненты				Компо- ненты	Компо- ненты			
	Манс- фельд [2]	Новый Костел [13]	Роан- Антелоп [5]	ПАМБ [13]		Манс- фельд [2]	Новый Костел [13]	Роан Антелоп [5]	ПАМБ [13]
SiO ₂	33,15	31,08	34,40	30,33	MgO	1,00	2,20	10,40	13,35
TiO ₂	—	—	0,28	0,35	Na ₂ O	1,00	—	0,30	1,54
Al ₂ O ₃	17,30	13,84	7,20	6,24	K ₂ O	3,00	—	4,40	1,38
Fe ₂ O ₃	—	2,56	4,70	0,84	CO ₂	9,24	—	19,20	25,61
FeO	—	—	—	1,28	H ₂ O	1,70	—	0,06	0,21
MnO	—	—	1,00	0,33	П.п.п.	—	22,28	—	27,14
CaO	10,40	22,57	16,20	16,69	S	2,31	0,79	0,80	Сл.

Накопление нижней ритмопачки происходило в условиях открытого морского бассейна и частично в его прибрежной части. Формирование средней части толщи (вторая и третья ритмопачки) характеризуется обмелением моря. Наряду с фациями открытого моря здесь широко распространены отложения его прибрежной части и местами появляются заливно-лагунные песчаные отложения баров, валов и пересыпей. При дальнейшем обмелении моря происходит образование вышележащей части толщи (четвертая— восьмая ритмопачки). При небольшом развитии алевропелитовых и песчаных накоплений открытого моря здесь преобладают песчаные, алевролитовые, алевропелитовые и мергельные заливно-лагунные отложения (рис. 2). Самая верхняя неполная ритмопачка меденосной толщи уже целиком накапливалась в обстановках мелководных заливов и лагун. Лишь эпизодически проявлялись донные морские течения, отлагавшие песчаный материал.

Распространение меденосных фаций ПАМБ приурочено к обширной средне-позднекембрийской Вельминской унаследованно-конседиментационной впадине, находящейся между Катангским внутриплатформенным сводом и унаследованным краевым прогибом поднимавшихся в салаирский этап байкалид Енисейского кряжа.

Рудоконтролирующее влияние внутри впадины оказывала развивавшаяся периодически, в ингрессивные этапы, строматолитовая палеобанка [8], служившая своеобразным биогеохимическим (являясь создателем восстановительной среды, необходимой для сульфидообразования) и геоморфологическим (как поднятие, ограничивавшее область максимального накопления глинистого материала и сорбированной им меди) барьером. По периферии палеобанки располагались прибанковые лагуны — специфические палеоседиментационные рудные ловушки [10]. Естественная градиентность восстановительной обстановки седиментационно-диагенетического этапа определяла первичную минералогическую зональность меденосных зон по направлению к строматолитовой банке (халькозин—борнит—халькопирит—пирит) и степень обогащения зон медью. Сравнительно богатые халькозиновая и халькозин-борнитовая зоны приурочены к карбонатно-глинистым отложениям лагун, более бедные халькопиритовая и пиритовая занимают краевые части строматолитовой банки.

Выдержанные горизонты (мощностью 1,5—2,5 м) медистых мергелей, алевропелитовых и карбонатных пород прибанковых лагун установлены на восьми стратиграфических уровнях продуктивной формации бассейна, общая мощность которой в зоне развития меденосных фаций в среднем 500—600 м. Медная минерализация представлена в основном карбонатами и окислами меди и небольшим количеством сохранившихся реликтовых сульфидов [14]. Бедная окисная минерализация горизонтов также реликтовая. Она отражает неоднократно проявлявшиеся на юго-западе Сибирской платформы посткембрийские эпохи выветривания и формирования зон окисления сульфидных месторождений и характеризует их верхнюю выщелоченную часть, к тому же повторно обедненную в неотектонический этап в условиях интенсивного водообмена и углекислого выщелачивания [7]. Эта минерализация служит указателем возможного нали-

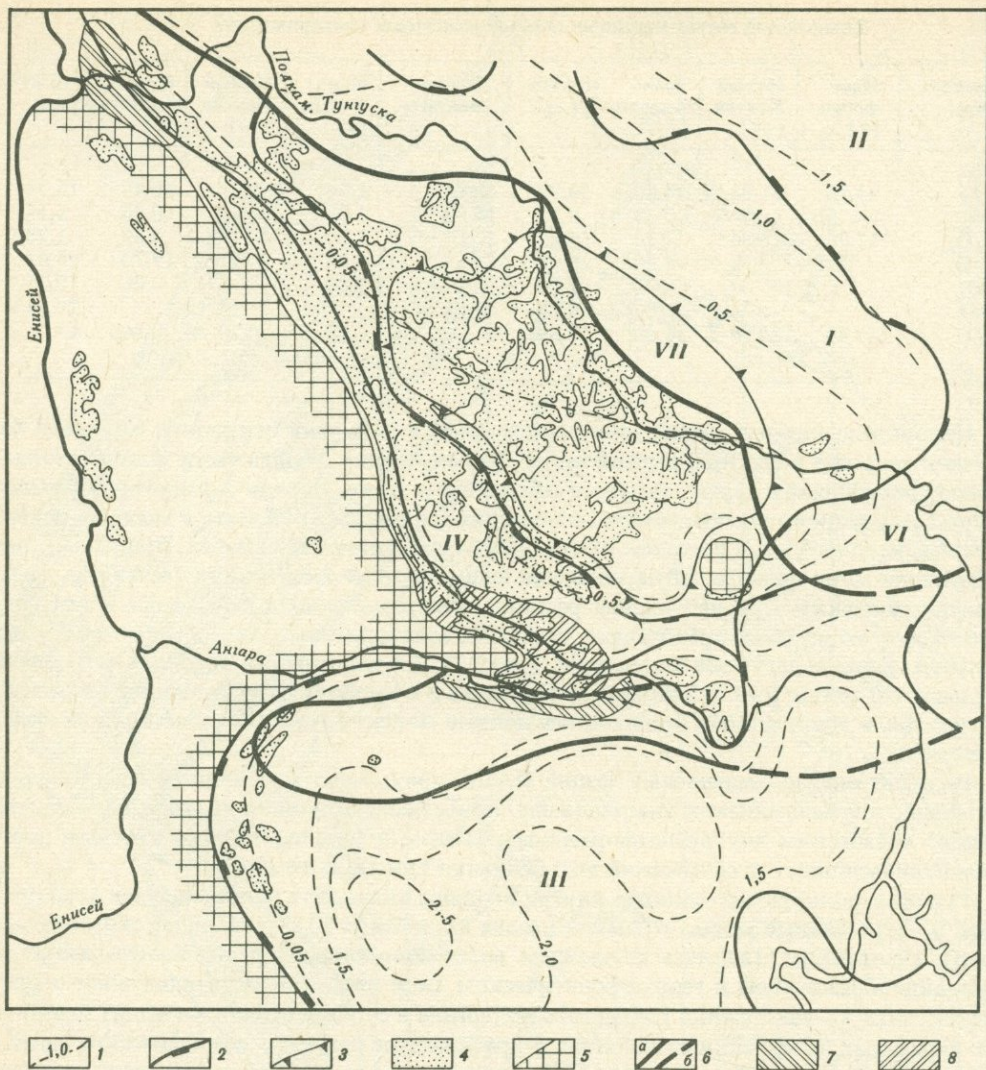


Рис. 3. Схема строения средне-позднекембрийского Приангарского меденосного бассейна Сибирской платформы

1 — изогипсы подошвы продуктивной формации; 2, 3 — контуры структур по венд-нижнекембрийским отложениям: 2 — крупнейших (I — Байkitская антеклиза; синеклизы: II — Курейская, III — Присаяно-Енисейская; IV — Теринский мегапрогиб; V — Ангаро-Тасеевская зона складок; VI — Катангская седловина), 3 — крупных (VII — Камовский свод); 4 — современные выходы продуктивной формации на поверхность; 5 — современная граница выходов на поверхность докембрийских образований; 6 — контуры развития меденосных фаций Приангарского бассейна: а — уверенные, б — предполагаемые; 7 — площади сохранившихся первичных сульфидных руд; 8 — площади необедненных древних зон окисления и вторичного сульфидного обогащения

чия на доступной (порядка 70–200 м) глубине зон вторичного обогащения и первичных сульфидных руд.

Седиментационно-диагенетические медистые сланцы. В раннепалеозойском Приангарском бассейне Сибирской платформы они имеют определенное гомологическое сходство с рудами позднепалеозойского Предсудетского бассейна Европы [9, 12]. Оба бассейна тектонически приурочены к краевым частям платформ со складчатым гетерогенным обрамлением. Медистые накопления находятся в конседиментационных впадинах—прогибах между воздымавшимися орогенами и платформенными палеоподнятиями.

Для бассейнов характерна одинаковая приуроченность минерализации к зонам фациального перехода отложений открытого моря в заливно-лагунные. Имеется сходство и в составе медистых пород (см. таблицу). В обоих случаях проявляется рудоконтролирующая роль биогенных карбонатных пород. Сравнимые объекты сходны также по площадной распространенности медистых пород, минеральному составу и зональности первичного сульфидного оруденения, мощности меденосных горизонтов и их принадлежности к ингрессивному динамическому типу отложений.

Поскольку на большей части территории бассейна, в местах современного выхода на поверхность, меденосная толща неоднократно подвергалась выветриванию, испытала неотектоническое поднятие и почти нацело изменена и перемыта, можно предполагать сохранение первичного сульфидного оруденения на доступной глубине в пределах ПАМБ на площади северного и южного погружений меденосных отложений под перекрывающие ордовикские толщи (бассейн нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и южная часть зоны Ангаро-Тасеевских складок с прегающими площадями Присяжно-Енисейской синеклизы) (рис. 3). Площади развития необедненных древних зон окисления и руд вторичного сульфидного обогащения могут находиться во впадинах, перекрывавшихся карбоновыми отложениями и испытавших погружение в неотектонический этап (впадины Терянского мегапрогиба).

Л и т е р а т у р а

1. Виск Э.Г., Мирошников А.Е., Шклярник Г.К. Терригенные компоненты средне-верхнекембрийских отложений запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1979. № 1. С. 67–74.
2. Домарев В.С. Медистые породы // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 2. С. 372–389.
3. Кырвел В.Э., Кырвел Н.С., Мирошников А.Е. Особенности строения средне-верхнекембрийской пестро-красноцветной толщи западной части Сибирской платформы // Тр. СНИИГТИМС. 1972. Вып. 122. С. 133–151.
4. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
5. Медный пояс Северной Родезии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 474 с.
6. Мирошников А.Е. Палеотектоника средне-позднекембрийского этапа развития Приангарского платформенного меденосного бассейна // Геотектоника. 1981. № 2. С. 48–57.
7. Мирошников А.Е. Физико-химический анализ поведения карбонатов меди в современной зоне гипергенеза Приангарского бассейна // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1985. С. 3–8.
8. Мирошников А.Е. Биогенные карбонатные породы как рудоконтролирующий фактор стратиформных месторождений цветных металлов // Роль биогеохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 120–129.
9. Мирошников А.Е. Медистые отложения кембрия западной части Сибирской платформы (геология, условия формирования, закономерности размещения): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1986. 45 с.
10. Мирошников А.Е., Шклярник Г.К. Прибанковые лагуны – новый тип палеоседиментационных ловушек цветных металлов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 1. С. 162–164.
11. Мирошников А.Е., Шклярник Г.К. Состав и условия образования кембрийских меденосных карбонатно-глинистых пород Приангарского бассейна // Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982. С. 128–131.
12. Наркелюн Л.Ф., Филин А.М., Безродных Ю.П., Трубочев А.И. Месторождения медистых сланцев Польши и сопоставление их с проявлениями меди в восточных районах СССР // Сов. геология. 1970. № 10. С. 108–121.
13. Приангарский меденосный бассейн / А.Е. Мирошников, С.С. Лайкевич, Г.К. Шклярник. М.: Недра, 1981. 109 с.
14. Склярова Г.Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
15. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 552 с.
16. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 142 с.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Выполненные в последние десятилетия геологоразведочные работы и научные исследования позволили существенно детализировать геологическое строение и закономерности размещения месторождений, состав и структуру их рудообразующих систем, конкретизировать причины и условия развития скарново-магнетитового оруденения в разных структурно-геологических обстановках, в отличающихся по составу средах и уточнить его место и время в более общих и масштабных геологических процессах [4–7, 10, 12].

На территории Сибири скарново-магнетитовые месторождения известны среди дифторированных гранулитовых комплексов докембрия Алданского щита и отдельных выступов фундамента Сибирской платформы, в фанерозойских складчатых сооружениях южного обрамления и в районах тектоно-магматической активизации ее чехла. Они возникали от архея до мезозоя включительно в связи с неодинаковыми по энергетике и масштабу геологическими процессами.

Скарново-магнетитовые рудные залежи — вторичные эндогенные метасоматические образования, эпигенетичные вмещающим их вулканогенно-осадочным и метаморфическим толщам. Скарнообразование и железооруденение тесно взаимосвязаны и сопряжены; минеральный состав, текстурно-структурный облик руд, особенности строения и размещения рудных залежей коррелируются с формационным типом скарнов. Именно это дает основание для разделения внутренне неоднородной группы скарново-магнетитовых месторождений на рудные формации и минеральные типы (см. таблицу), относительная распространенность которых обусловлена совместным влиянием тектоно-магматических и структурно-литологических факторов.

Наиболее широкий спектр скарново-магнетитовых месторождений развит в фанерозойских складчатых областях, обрамляющих с юга Сибирскую платформу, определяя их металлогенический профиль. Они размещаются в интрагеосинклиналиях, в складчатых структурах инверсионной и орогенной стадий, приурочиваясь к осевой и оперяющим зонам региональных глубинных разломов, к приразломным прогибам и грабен-синклиналиям, к полям развития карбонатных, базальт-андезитовых и андезит-трахиандезит-трахириолитовых ассоциаций. Появлению аномальных скоплений железа в форме скарново-магнетитовых руд местами предшествовали маломасштабные и слабо выраженные проявления эксгальационно-гидротермальных железных руд в вулканогенно-осадочных отложениях, а также собственно магматических титаномагнетитовых руд в базитовых плутонах.

В первичных эвгеосинклиналиях (примером может служить территория центральной части Алтае-Саянской складчатой области, включающая рудные районы Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории) образование скарново-магнетитовых месторождений сопряжено со становлением плутонов габбро-диорит-гранодиоритовой, тоналит-адамеллитовой, габбро-плагиогранитовой групп — продуктов дифференциации базальтоидных магм, образующихся в инверсионный этап. Следует подчеркнуть, что рудовмещающие толщи здесь относятся к формациям начального этапа развития эвгеосинклиналей, а предрудные плутоны — к средним и заключительным этапам стабилизации подвижных зон. Во "вторичных" геосинклиналиях (рудные районы Западного Алтая), где главным рудогенерирующим процессом являлась гранитизация континентальной коры, скарново-магнетитовые месторождения, локализованные в контактах палингенных гранитоидных батолитов, также значительно оторваны во времени от формирования вмещающих осадочно-вулканогенных толщ андезито-ба-

Рудно-формационная систематика скарново-магнетитовых месторождений Сибири

Рудная формация	Структурно-геологическая обстановка	Минеральный тип	Примеры месторождений
Магнетитовая известково-скарновая	Складчатые области фанерозоя	Пироксен-гранат-магнетитовый (собственно известково-скарновый) Пироксен-дашкесанит-магнетитовый Альбит-скаполит-магнетитовый Хлорит-амфибол-магнетитовый (гидросиликатный)	Ирбинское, Хабалыкское Табратское, Одиночное Таятское, Анзасское Абаканское, Таштагольское
	Зоны ультра-метаморфизма древних щитов	Скаполит-магнетитовый Пироксен-гранат-магнетитовый	Пионерское Енашиминское
Магнетитовая магнезиально-скарновая	Складчатые области фанерозоя	Шпинель-фассаит-форстерит-магнетитовый Флогопит-паргасит-клиногумит-магнетитовый Форстерит (серпентин)-хондродит-магнетитовый	Маргоз Леспромхозное Тейское
	Зоны ультра-метаморфизма древних щитов	Шпинель-гиперстен-фассаит-форстерит-магнетитовый Шпинель-диоксид-форстерит-магнетитовый	Таежное Десовское
		Флогопит-паргасит-клиногумит-магнетитовый	Комсомольское
Магнетит-магнетитовая автореакционно-скарновая	Области активизации платформенного чехла	Не выделены	Коршуновское, Рудногорское, Нерюдинское

зальтового и кварц-кератофирового состава и заключенных в последних пластовых залежах кремнисто-гематитовых руд.

В Алтае-Саянской складчатой области встречается наибольшее разнообразие минеральных типов месторождений известково-магнезиально-скарновых магнетитовых рудных формаций.

Магнетитовая известково-скарновая формация объединяет месторождения, рудные залежи которых сложены магнетитом в ассоциации с парагенезисами известковых скарнов. Они образованы при метасоматозе кальцийсодержащих алюмосиликатных пород и известняков, а руды по химическому составу относятся к известково-кремнистым. Выделяемые в качестве более мелких классификационных единиц минеральные типы отличаются, кроме минерального состава руд, своеобразием строения локальных рудо-контролирующих структур, литолого-фациальными особенностями замещаемых толщ, составом предрудных плутонов.

Пироксен-гранат-магнетитовые (известково-скарновые в узком смысле слова) месторождения, эталонными примерами которых служат Ирбинское и Хабалыкское месторождения в Восточном Саяне, локализованы в известково-карбонатных и эффузивно-пирокластических свитах и приурочены к контактовым зонам многофазных габбро-диорит-гранодиоритовых плутонов, в краевой части которых содержатся мон-

цонитоидные разности, либо находятся в ореольной зоне существенно гранитоидных плутонов. Пироксен-дашкесанит-магнетитовые месторождения (Табратское и Одиное в Восточном Саяне, Одрабаш и Левосухаринское в Горной Шории) представлены инфильтрационными скарново-рудными залежами, имеющими нередко симметрично-поясовое строение и характерное распределение рудных масс в виде субвертикального или наклонного рудного столба. Эти месторождения ассоциируют с более натриевыми гранитоидами, руды сосредоточены в грубозернистых пироксеновых скарнах.

Альбит-скаполит-магнетитовые месторождения (Таятское и Анзасское) размещаются в пределах линейных вулканических зон длительного развития, локализуясь в купольных или депрессионных вулканических структурах, среди существенно андезито-базальтовых эффузивно-пирокластических толщ. Пространственно они связаны с контрастно-дифференцированными габброидными комплексами. Среди метасоматических руд сохранились блоки гистеромагматических вкрапленных руд в интрузивных и эффузивных породах, метаморфизованных обломочных и эксгальционно-гидротермальных рудных скоплениях в слоистых пирокластических породах.

Хлорит-амфибол-магнетитовый (гидросиликатный) минеральный тип месторождений представляет зону рудоотложения, наиболее удаленную от контакта с предрудными плутонами и места генерации рудообразующих флюидов (Абаканское и Таштагольское месторождения). Рудовмещающие карбонатно-туфогенные литофации обычно стратифицированы, пронизаны многочисленными апофизами и дайками габбро-порфиритов, диоритовых порфиритов и сиенит-порфиров, которые сопровождаются ореолами диффузионно-биметасоматических известковых скарнов. Некоторые дайки послерудные, а на контакте с ними тонкополосчатые, пятнисто-полосчатые хлорит-актинолит-карбонатно-сульфидно-магнетитовые руды преобразованы в неравномернозернистые агрегаты с участками перекристаллизованного магнетита. На Абаканском месторождении прослежена смена среднетемпературных актинолит-хлорит-кальцитовых парагенезисов все более высокотемпературными пироксен-амфибол-альбит-скаполитовыми, что позволяет считать гидросиликатный минеральный тип месторождений составной частью единой зональной рудно-метасоматической колонны скарновых месторождений.

Магнетитовая магнезиально-скарновая рудная формация в складчатых областях фанерозоя объединяет месторождения, рудные залежи которых сложены магнетитом в ассоциации с магнезиальными скарнами и образованы при взаимодействии интрузивных магматических масс и сквозьмагматических растворов с доломитами. Руды по химическому составу относятся к магнезиально-кремнистым. Более дробное расчленение формации на минеральные типы основано на преобладании в отдельных месторождениях магнезиальных скарнов (и руд) магматического и постмагматического этапов, а также постериорных ассоциаций, что вызвано спецификой проявления скарново-рудного процесса в конкретной структурной обстановке. Месторождения шпинель-фассаит-форстерит-магнетитового (Маргоз и Нижнечинжебинское в Восточном Саяне, Верхний Учурен в Горной Шории) и флогопит-паргасит-клиногумит-магнетитового (Темиртау, Леспромхозное в Горной Шории) типов расположены в непосредственном контакте с интрузивными массивами, а форстерит (серпентин)-хондродит-магнетитовые (Тейское в Кузнецком Алатау) приурочены к длительно развивавшимся структурам типа трубок взрыва.

Литологический фактор является главным в возникновении и развитии месторождений данной рудной формации — наличие доломитов во вмещающей среде обуславливает образование магнезиальных скарнов и магнетитовых руд начиная с магматического этапа.

Наиболее древние из скарновых железорудных месторождений развиты в пределах Леглиерского, Дес-Сиваглинского и Эмельджакского рудных районов [3, 6, 14]. Характерными общими чертами месторождений этих рудных районов являются локализация среди глубоко метаморфизованных и гранитизированных архейских толщ, сопряженность с автохтонными мигматит-гранитовыми массивами, конформ-

ность рудных залежей и преимущественно магнезиально-скарновый магнетитовый состав руд. Рудные районы приурочены к сочленениям брахисинклинорных структур с гранито-гнейсовыми куполами, а размещение отдельных рудных полей и месторождений контролируется складчатыми структурами более высоких порядков. Специфические элементы строения рудовмещающих толщ — чередование метабазитовых, метапелитовых и карбонатных пачек, контрастность химического состава которых благоприятствовала метасоматическим реакциям. Отдельные рудные районы и месторождения отличаются структурно-геологическими особенностями, уровнем регионального метаморфизма, количественными соотношениями пород и минеральными типами руд. Вмещающие толщи Эмельджакского и Леглиерского рудных районов относятся к карбонатно-базит-гранулитовой (диафорированной) формации гранулитового метаморфизма, а Дес-Сиваглинского — к карбонатно-амфиболитовой формации амфиболитового метаморфизма. Обе они входят в состав группы стратифицированных незональных метаморфических формаций. Минеральные типы месторождений магнезиально-скарновой магнетитовой формации соответствуют определенному уровню регионального метаморфизма. Так, шпинель-гиперстен-фассаит-форстерит-магнетитовый минеральный тип связан с гранулитовой, а шпинель-диопсид-форстерит-магнетитовый и флогопит-паргасит-клиногумит-магнетитовый — с амфиболитовой фациями метаморфизма. Магнезиально-скарновые рудные залежи размещены в контактах метабазитов с доломитовыми мраморами.

Месторождения известково-скарновой магнетитовой формации на докембрийских щитах распространены ограниченно. На Алданском щите к скаполит-магнетитовому минеральному типу этой формации отнесено Пионерское месторождение. В других выступах фундамента Сибирской платформы (Енисейский кряж, Томский выступ и др.), где прогрессивный региональный метаморфизм и диафорез осуществлялись соответственно в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, встречаются и другие минеральные типы месторождений магнетитовой известково-скарновой формации, но это преимущественно небольшие объекты.

Скарново-магнетитовые месторождения, локализованные в чехле Сибирской платформы (Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и другие месторождения Ангара-Илимской провинции) отличаются по геологическому строению, закономерностям размещения, составу и структурно-текстурным особенностям [1, 2, 8, 9, 11, 13] и относятся к магнетит-магномагнетитовой автореакционно-скарновой рудной формации [7]. Они приурочены к районам активизации платформенного чехла, пространственно и генетически связаны с трапповым магматизмом. Рудовмещающими структурами служат так называемые трубки взрыва и оперяющие их пологозалегающие проницаемые зоны в благоприятных для замещения карбонатных, терригенных и пирокластических породах. Оруденение проявлялось неоднократно; руды ассоциируют с автореакционными инфильтрационными магнезиальными и известковыми скарнами и апоскарновыми кальцит-серпентин-хлоритовыми породами. Отсутствуют крупные скопления скаполитовых и пироксен-дашкесанитовых пород. На уровне рудоотложения нет "осветленных" пород, таких как близскарновые метасоматиты в месторождениях фанерозойских складчатых областей. Наряду с текстурами замещения в рудах наблюдаются текстуры выполнения, перекристаллизация, дробление; широко представлены оолитовые, сферолитовые, брекчиевые и брекчиевидные руды. Распределение рудных масс крайне неоднородно: в пределах протяженных субвертикальных центральных рудовмещающих структур и их обрамления совмещены продукты метасоматического преобразования известняков, доломитов, пород траппового комплекса и других, в том числе и солей. Только в этих месторождениях имеются галит-магнетитовые руды. В силу структурно-литологических особенностей в этой формации разделение месторождений на минеральные типы затруднено.

Приведенные сведения показывают, что во всех структурно-геологических условиях на образование и размещение скарново-магнетитовых месторождений влияют магматический, структурный и литологический факторы, а на докембрийских щитах, кроме

того, и метаморфический. По источнику рудного вещества эти месторождения неоднородны. Если формирование скарнов удовлетворительно объясняется реакционным взаимодействием карбонатных и алюмосиликатных пород при посредстве высокотемпературных флюидов (транс- или послемагматических), то сопряженные с ними или локализованные в них руды не повсеместно и не всецело являются продуктом только последующего за скарнообразованием оруденения. В общем случае рудную массу составляют не только вещество, привнесенное флюидами в зону рудоотложения, но и железо, входившее ранее в состав железистых силикатов скарнов и рассеянных микрорудных скоплений, сингенетических со скарнированными и оруденелыми породами. Кроме того, в ряде рудных районов установлено, что скарново-рудный процесс проявлялся неоднократно в связи с неоднократным возобновлением тектоно-магматической активности подвижных зон. Именно "полихронность" скарново-рудных процессов и "полигенность" в отношении источников рудного вещества определяют необходимость выделять следующие генетические типы железоруднения в скарновых месторождениях: новообразованное — впервые возникающее в данном рудном поле в первый гидротермальный цикл в результате взаимодействия кристаллизующего интрузива или сквозьмагматических флюидов с вмещающей карбонатно-вулканогенной средой; регенерированное оруденение проявляется вследствие преобразования и переотложения ранее существовавших скарново-рудных залежей в узлах многократных внедрений магматических масс; трансформированное оруденение образовалось за счет метаморфизма и метасоматизма сингенетических с вмещающими породами карбонатных, сульфидных, титаномагнетитовых, кремнисто-железистых рудных скоплений. Характерные черты, присущие разным типам руд, продемонстрированы автором на примере ряда месторождений в работе [7].

В разных по источнику вещества рудах магнетит образуется метасоматическим способом, причем в отдельных формационных типах месторождений рудообразование имеет свои особенности.

В магнезиально-скарновой рудной формации формирование руд начинается в магматический этап [14]. О существовании руд магматического этапа свидетельствуют взаимные включения зерен магнетита, форстерита, гиперстена и шпинели, повсеместное развитие магнетитов с внутри- и межзерновыми выделениями шпинели и ильменита (пиррофанита), пронизывание рудных залежей апофизами предрудного плутона (вплоть до их полного отсутствия), а также экспериментальные и расчетные данные по устойчивости магнетита в парагенезисе с минералами магнезиальных скарнов магматического этапа. В рудах послемагматической стадии, для которых характерен парагенезис магнетита с флогопитом, клиногумитом, хондродитом, паргаситом, магнетит имеет зональное строение, стехиометричен, а широкий спектр элементов-примесей отличается от I генерации и обусловлен включениями блоков сингенетических и реликтовых минералов.

В магнетитовой известково-скарновой формации скарны и руды образуются в послемагматический этап становления парагенных с ними плутонов, причем в едином гидротермальном цикле известковые скарны формируются раньше, чем железоруднение. Исследование реакционных зон магнетита со скарновыми минералами с помощью комплекса оптических и электронно-микроскопических методов показало, что механизм рудообразующего метасоматоза состоит в разрушении кристаллической структуры первичных минералов, насыщении флюида катионами железа и кристаллизации из последнего магнетита. Из кремнекислородных тетраэдров, составляющих скарновые силикаты, формируются другие структурные мотивы — амфиболовые ленты и силикатные соли. Качественный и количественный состав новых фаз определяется скоростями растворения, обособления продуктов реакции на оксидную и силикатную части и удаления частиц, не участвующих в минералообразовании [6,7].

В магнетит-магномагнетитовой автореакционно-скарновой формации скарново-рудный процесс повторялся неоднократно. Наглядным свидетельством этого служит наличие в брекчиевых рудах ряда месторождений реликтов "рудных" туффизитов, т.е. обломков полосчатых и однородных скарново-магнетитовых руд, включенных в

базальтовые порфириды, слагающие довольно крупные участки внутри центральных рудомещающих трубок взрыва и подвергшиеся скарнированию и оруденению. В большинстве руд, особенно образовавшихся при цементации обломков пород траппового комплекса, в пределах даже одного образца можно выявить несколько генераций магнетита, отличающихся внутренним строением кристаллов, включениями примесных частиц и набором элементов-примесей.

Синтез геологической информации приводит к выводу, что скарново-магнетитовые месторождения Сибири относятся к числу геологических объектов, обладающих устойчивыми структурами и однотипными минеральными ассоциациями, повторяющимися в ходе развития земной коры. Они возникают в определенных структурно-формационных зонах, на определенных стадиях развития подвижных зон, но в связи с разными эндогенными процессами. На докембрийских щитах их образование связано с гранитизацией основной протокоры; в фанерозойских складчатых областях они парагенны габбро-гранитным плутонам (продуктам дифференциации магм основного состава) в эвгеосинклиналях и гранитоидным батолитам (продуктам палингенеза континентальной коры) — во "вторичных" геосинклиналях; в зонах активизации платформенного чехла скарново-магнетитовые месторождения сопровождают трапповый магматизм. Различия структурно-тектонических обстановок, состава и условий становления парагенных магматических масс, флюидного режима определяют кинетику скарново-рудных процессов, влияют на распределение рудных масс, форму рудных залежей, сказываются на полноте и завершенности рядов околорудных метасоматитов, отражаются в текстурно-структурном облике руд, в реальной структуре и составе минералов [5—7]. Учет этих обстоятельств позволяет конкретизировать прогноз скрытого оруденения в новых рудных районах и более эффективно оценивать ресурсы глубоких горизонтов и флангов обрабатываемых месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. Ангаро-Илимское железорудное месторождение трапповой формации южной части Сибирской платформы / Г.И. Антипов, М.А. Иващенко, В.В. Корабельникова и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 320 с.
2. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
3. Железные руды Южной Якутии: Геология, минералогия, генезис и промышленное значение / Д.П. Сердюченко, А.В. Глебов, М.И. Каденская и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 520 с.
4. Железорудные месторождения Сибири / А.С. Калугин, Т.С. Калугина, В.И. Иванов и др. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
5. Локальный прогноз скарново-магнетитового оруденения / М.П. Мазуров, И.Г. Резников, Ш.Д. Курцерайте и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 168 с.
6. Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 184 с.
7. Мазуров М.П. Скарновые железорудные формации (типоморфизм руд, геолого-генетические модели образования): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 32 с.
8. Момджи Г.С., Архипенкова А.Я., Козлов В.Ф., Павлов В.А. Платформенная магномагнетитовая формация. М.: Недра, 1976. 204 с.
9. Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.
10. Поспелов Г.Л. Геологические закономерности размещения и строения железорудных районов и эндогенных месторождений Алтае-Саянской области // Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1, кн. 1. С. 195—280.
11. Пухнаревич М.М. Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа юга Сибирской платформы. Иркутск: Иркут. ун-т, 1986. 336 с.
12. Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 196 с.
13. Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
14. Шабынин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.

НЕЛИНЕЙНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ (ПОНЯТИЕ И СУЩНОСТЬ ПРОБЛЕМЫ)

Очевидно, не будет вызывать возражение положение о том, что отечественная металлогеническая наука развивалась в последние десятилетия весьма плодотворно. Ее успехам мы обязаны прогрессу в познании общих закономерностей размещения прежде всего эндогенных рудных месторождений, выявлению ряда новых рудных районов и провинций на территории Советского Союза. Свидетельством большого значения металлогенических исследований для решения крупных теоретических и прикладных проблем является и XI Всесоюзное металлогеническое совещание. В то же время нельзя не заметить, что в последние годы интерес к металлогеническим исследованиям несколько снизился, что, по-видимому, связано с рядом причин, из которых по крайней мере три достаточно очевидны. Первая из них заключается в том, что в стране закончился этап составления металлогенических и прогнозных карт, основанных на общих теоретических принципах регионального металлогенического анализа, разработанных и позднее усовершенствованных в конце 50—60-х годов. Вторая причина во многом обусловлена "вторжением" в металлогению представлений концепции тектоники плит, или глобальный тектоники, что в определенной степени затормозило творческий подход к анализу новых явлений и фактов, связанных с установлением закономерностей размещения рудных месторождений, подменив его применением стандартных геодинамических ситуаций к металлогеническому анализу. И, наконец, очевидно, имеет место определенный отрыв металлогенических обобщений от современного материала по геологическим, геофизическим, геохимическим особенностям глубинного строения тектоносферы, что отражается в попытках многих исследователей объяснять все металлогенические особенности конкретных регионов только спецификой эволюции поверхностных структур земной коры. Так или иначе, но несомненно, что в последние годы наступило определенное "охлаждение" к металлогеническим исследованиям, наметился отход некоторых научных коллективов и отдельных исследователей от изучения закономерностей размещения рудных месторождений в региональном плане и переключение их интересов на решение других важных, но в значительной степени частных вопросов рудной геологии.

В то же время анализ нового фактического материала по геологии и глубинному строению различных регионов Советского Союза и зарубежных стран однозначно показывает, что выявление региональных закономерностей размещения месторождений в структурах земной коры не потеряло своего научного и практического значения, наоборот, оно приобретает в настоящее время особое звучание, ставя перед собой главной задачей на основе нового фактического материала установление и новых закономерностей, использование которых в прикладных целях должно привести к открытию новых рудных районов и месторождений.

Следует подчеркнуть, что в последние годы в металлогении и металлогеническом анализе наметились новые тенденции развития. Во-первых, произошли определенные изменения в характере опубликованных работ, когда на смену обобщениям по региональной металлогении пришли публикации по металлогении отдельных элементов, группам месторождений (формациям), как бы восполняя пробел в исследованиях по специальной металлогении. Во-вторых, в последние годы в металлогенический анализ активно вторгаются новые методы исследований; помимо математических методов, успешно используются в металлогении данные о нашей планете, получаемые из космоса, методы морфоструктурного и палеогеогеохимического анализов, шире и более всесторонне анализируется геологическая и геофизическая информация, которая интерпретируется с помощью ЭВМ для целей металлогенического анализа уже более многогранно, чем это было ранее.

Это свидетельствует о продолжающемся в нашей стране развитии металлогенического анализа, металлогении в целом как науки, ее совершенствовании с учетом развития смежных геологических дисциплин.

Хорошо известно, что основной задачей традиционной (классической) металлогении является изучение закономерностей проявления в пространстве и во времени рудных месторождений, формирующихся в процессе эволюции структур земной коры в связи с осадконакоплением, коровым магматизмом и метаморфизмом. Главный принцип традиционной металлогении сформулирован многие годы тому назад Ю.А. Билибиним и состоит в том, что минерализация представляет одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры и должна изучаться только в историческом развитии и теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами геологического развития земной коры. Этот принцип является "идейным стержнем" современных металлогенических исследований. На его основе созданы многочисленные схемы и концепции, предполагающие, что образование месторождений обусловлено развитием конкретных тектонических структур земной коры: геосинклинально-складчатых областей, платформ, срединных массивов и др., с эволюцией которых они неразрывно связаны.

По-видимому, для всех нас очевидно, что, несмотря на достигнутый прогресс в изучении закономерностей размещения рудных месторождений, многие особенности их проявления в структурах земной коры не получили должного объяснения в рамках традиционных представлений. Почти в каждом, даже хорошо изученном регионе известны месторождения, тектонические условия проявления которых и принадлежность к определенным стадиям развития различных структур земной коры до сих пор остаются предметом острых дискуссий. Не удивительно, что расхождение во взглядах на природу месторождений в ряде случаев отражается на решении вопросов практической геологии, связанных с направлением поисковых работ. Причем это, как правило, относится к крупным по масштабам месторождениям богатых руд, представляющим особый промышленный интерес.

Анализ закономерностей размещения рудных месторождений, тектонические особенности проявления которых не укладывались в стандартные рамки известных металлогенических концепций, позволил по-новому подойти к пониманию некоторых причин локализации рудных месторождений в структурах земной коры. Стало очевидным, что представления традиционной металлогении в настоящее время требуют дополнения и корректировки.

Прежде всего следует отметить, что в последние годы исследователями разных школ и направлений как в нашей стране, так и за рубежом получен новый фактический материал, свидетельствующий о значительно более сложном характере взаимоотношений рудных месторождений со структурами земной коры, чем это предполагалось ранее; доказываются, что многие магматические образования и отдельные группы рудных месторождений связаны с подкоровыми, мантийными оболочками Земли, которые являются источниками специализированных рудоносных магм и рудного вещества. Это наиболее отчетливо устанавливается для хромитовых, медно-никелевых, колчеданных, ртутных, сурьмяных и флюоритовых месторождений, некоторых месторождений олова, вольфрама и бора. В пределах рудоносных структур Тихоокеанского сегмента Земли мантийные источники рудного вещества предполагаются (часто доказываются) для медно-молибденовых, золото-серебряных, "экзотических" ртутно-сурьмяно-вольфрамовых и золото- и серебряно-флюоритовых месторождений. Представления о связи указанных групп рудных образований с подкоровыми оболочками планеты сейчас основаны не только на общегеологических (тектонических) данных и анализе пространственно-временных соотношений оруденения с магматическими породами, для которых допускается мантийное происхождение, но они также аргументируются результатами "тонких" аналитических и геохимических исследований, в том числе данными изотопного анализа. Новые интересные материалы о связи рудных месторождений с глубинными зонами Земли получены при изучении Мирового океана: в частности, в молодых рифтовых зонах, развивающихся на океанической коре, открыты осадочно-гидротермальные

проявления свинца и цинка — современные аналоги колчеданных месторождений. В тихоокеанских вулканических дугах установлены значительные содержания олова, меди, ртути в некоторых типах мантийных пород и их производных.

Эти вопросы ныне достаточно хорошо освещены в отечественной и зарубежной литературе, в известных публикациях В.И. Смирнова [12, 13], В.Л. Барсукова [1, 2], коллектива сотрудников ИГЕМ АН СССР [11] и др.

В общем случае связь многих рудных месторождений с подкоровыми источниками уже не вызывает больших возражений. В то же время для некоторых из них, прежде всего месторождений олова, вольфрама, молибдена, глубинные источники рудного вещества все еще кажутся иллюзорными. Г.Н. Щерба [17] в рецензии на книгу "Нелинейная металлогения и глубины Земли" отмечает, что приведенные примеры якобы мантийных рудных районов Приморья, Корнуолла, Забайкалья, Южного Китая не очень убедительны и чаще допускают иное толкование, т.е. связь с внутрикоровыми гранитоидами. Действительно, для месторождений олова их связь с мантийными источниками кажется наиболее неправдоподобной, так как многие исследователи привыкли принимать как постулат положение о том, что месторождения олова и редких металлов имеют внутрикоровые источники.

В то же время именно для месторождений олова в последние годы получены интересные данные, свидетельствующие об их мантийном происхождении. Во всяком случае, по нашему мнению, это данные — не менее слабые аргументы в пользу глубинных источников олова, чем для других металлов (месторождений). Кратко остановимся на этом вопросе.

Прежде всего отметим, что уже достаточно давно В.Л. Барсуков и Д.В. Дмитриев [1] предложили аргументированную новую модель образования оловоносных диорит-дацитовых и дацит-липаритовых комплексов из мантийного субстрата и показали, что эти рудоносные породы возникли из подкоровых гранатовых пироксенитов, обогащенных рудным веществом. Более того, по данным этих исследователей, уровень содержания лито- и халькофильных элементов в ультраосновных породах мантии Земли оказался в среднем на один-два порядка выше, чем предполагалось ранее по их содержанию в альпинотипных гипербазитах. Позднее автором и И.Н. Говоровым [16] были показаны потенциальные рудоносные возможности мантии, в том числе для редких и благородных металлов. Говоря о связи оловорудных месторождений (причем далеко не всех типов и формаций), следует привести результаты интересных тонких исследований, выполненных в Дальневосточном геологическом институте АН СССР Г.А. Осиповой [7], Н.В. Гореликовой и др. [4, 7]. Ими были детально изучены особенности минерального состава сульфидно-касситеритовых и других оловорудных месторождений Забайкалья и Дальнего Востока.

По данным Г.А. Осиповой [7], в касситеритах всех изученных месторождений присутствуют Cr, Ti, V, Fe, а в приморских — Ni и Co, а также обнаружены в виде субмикроскопических включений хромит, ильменит, анатаз, рутил. Изучение сульфидов показало, что они насыщены Co, Ni, Ti и содержат Cr. Хромиты встречаются в сульфидно-касситеритовых жилах и зонах независимо от размеров рудных тел и наблюдаются как по их простираению, так и по падению. Например, в одной из жил Дубровского месторождения (Приморье), вскрытой на глубину 800 м, хромит установлен на каждом горизонте примерно в равных количествах. Хромиты из оловорудных жил по содержанию близки к хромшпинелидам Кемпирсайского массива и сходны с хромшпинелидами из месторождений Халиловского района, а по набору и содержанию элементов-примесей очень близки к хромитам из гипербазитов Воронежского массива.

Г.А. Осипова считает, что говорить об ассимиляции хрома или выносе хромита флюидами и газами из вмещающих толщ трудно, поскольку на всю мощь, за исключением небольших пачек кремнистых сланцев и спилитов, в оловорудном Кавалеровском районе Приморья она представлена терригенными образованиями, не содержащими хромитов.

Важно подчеркнуть, что хром в касситеритах установлен Г.А. Осиповой на месторож-

дениях Валькумей, Иультин, Шерловая Гора, Хинган, Учкошкон, Сарыджаз, Центральной Чукотки и Комсомольского района, а хромит — в рудах Учкошкона и Сопки Большой (Забайкалье).

По данным Н.В. Гореликовой с соавторами [4], в турмалинах Комсомольского и Приморского районов стабильно присутствуют хром, титан и никель. Эти и другие данные привели Г.А. Осипову к выводу о том, что хромит, установленный в сульфидно-каситеритовых рудах, связан с мантийным веществом. Нельзя не отметить также, что оловорудные месторождения ряда районов (Комсомольский район, Дальний Восток; Приморье; Корнуолл) расположены над валообразными поднятиями мантии, а в Корнуолле мощность земной коры под разными оловоносными интрузиями 10–20 км.

Важно отметить и то обстоятельство, что китайские геологи [18] на юго-востоке страны в провинции Фудзян выделяют мантийные граниты и редкометальные месторождения, которые находятся на гребне мантийного поднятия.

Все эти данные (как, впрочем, и многие другие) в совокупности свидетельствуют о правомерности представлений о связи оловянной минерализации с подкоровыми источниками и расширяют существующие взгляды на природу источников рудного вещества, при этом с важными металлогеническими следствиями. Поэтому, по нашему мнению, в настоящее время на основании большого фактического материала, полученного у нас в стране и за рубежом, можно утверждать, что для многих групп месторождений (хромитовых, медно-никелевых, колчеданных, оловянных, вольфрамовых, ртутных, флюоритовых и др.) достаточно убедительно доказывается неразрывная связь с мантийными магматическими образованиями или подкоровыми флюидами и что эти месторождения обязаны своим происхождением не развитию верхней оболочки планеты — земной коры, а процессам, протекающим на значительных глубинах в мантии, и функционированию подкоровых магматических очагов и их рудоносных дериватов. Признание этого является очень важным для понимания основных положений нелинейной металлогении.

Что же такое нелинейная металлогения? Необходимо это понятие, или, как считают Г.Н. Щерба [17] и Г.А. Твалчрелидзе [14], оно едва ли удачно, так как, во-первых, нет "линейной металлогении", а во-вторых, она изучает структуры и месторождения, рожденные процессами тектоно-магматической активизации.

Анализ особенностей размещения эндогенных рудных месторождений в земной коре, особенно значительных по масштабам, показывает, что в настоящее время наряду с "традиционной металлогенией", занимающейся изучением закономерностей проявления рудных месторождений в связи с эволюцией конкретных структур земной коры, процессов осадконакопления, корового магматизма и метаморфизма, назрела необходимость более глубокого и всестороннего исследования вопросов связи рудных месторождений с подкоровыми зонами Земли и закономерностей локализации "мантийных" месторождений в структурах земной коры, их взаимодействия с коровыми структурами и образованиями. Это направление металлогенического анализа целесообразно назвать нелинейной металлогенией, подчеркнув этим термином (вслед за другими науками, например нелинейной акустикой и оптикой) отсутствие прямых, линейных зависимостей (закономерностей) между определенными природными явлениями: в данном случае между эволюцией определенных структур земной коры и проявляющимися в их пределах "мантийными" рудными месторождениями, а также более сложный характер рудных процессов в земной коре, чем это предполагалось ранее. Иными словами, под нелинейной металлогенией нами понимается такое направление металлогенических исследований, которое ставит своей главной целью выявление закономерностей размещения и формирования в структурах земной коры рудных месторождений, для которых предполагается (устанавливается) их связь с мантийными зонами литосферы. Эти месторождения могут быть названы мантийными, так как главный источник рудного вещества и рудоносных флюидов, а также магматические породы, с которыми они ассоциируют, являются производными подкорового субстрата. Одна из важнейших задач нелинейной металлогении — выявление особенностей влияния коровых структур, веществ

ва земной коры, разных типов ее структурно-формационных зон на размещение мантийных месторождений в структурах земной коры, особенности их минерального состава и морфологии (структурный тип).

Почему нами предлагается термин "нелинейная металлогения", какой смысл вкладывается в это понятие? Тем более что слово "нелинейность" может восприниматься как противопоставление линейным зонам, линейным, вытянутым структурам, подразумеваемая металлогению кольцевых или блоковых структур. Однако все обстоит совершенно иначе и понятие "нелинейная металлогения" означает прежде всего нарушение прямых, линейных зависимостей (связей) между определенными геологическими явлениями (величинами), которые можно отобразить на графике прямой линией, а также усложнение и большую многогранность проявления рудных процессов в земной коре. Если в соответствии с представлениями традиционной металлогении на одной оси показать этапы развития земной коры и характерные для них структуры, а на другой — соответствующие им группы месторождений, возникающие в связи с их развитием, то зависимость между структурами и месторождениями на таком графике будет изображаться прямой линией, иными словами, будет линейной. Нелинейность в общем случае (в физике, метаматике, оптике, акустике и других науках) — нарушение линейности, усложнение прямых взаимосвязей. В металлогении проявление мантийных месторождений в структурах земной коры нарушает прямую (линейную) зависимость в закономерностях проявления эндогенных месторождений в верхней оболочке литосферы, так как мантийные месторождения не связаны непосредственно с эволюцией ее геологических структур и отчетливо накладываются на них. Именно поэтому раздел металлогении, изучающий особенности взаимоотношений коровых и мантийных месторождений, влияние земной коры, ее вещества и структур на локализацию глубинных (мантийных) рудных образований, и назван нами нелинейной металлогенией.

Ранее нами отмечалось, что нелинейная металлогения как самостоятельное направление анализа закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре характеризуется несколькими главными принципами, которые необходимо учитывать при проведении исследований. Прежде всего для нелинейной металлогении по-прежнему остается ведущим главный принцип научного естествознания, требующий изучения геологических процессов (явлений) в их тесной взаимосвязи и обусловленности. Важно подчеркнуть, что проявление мантийных месторождений в структурах земной коры носит двоякий характер: с одной стороны, они связаны с подкоровыми зонами тектоносферы и их формирование в земной коре, ее различных структурах и формационных зонах зависит только от эволюции мантийных магматических очагов или глубинных трансмагматических флюидов, а с другой — структуры земной коры оказывают огромное влияние на размещение мантийных месторождений в благоприятных для оруденения структурах, прежде всего в зонах глубинных разломов. Коровые процессы осадконакопления и магматизма в общем случае непосредственно не влияют на появление мантийных месторождений и не определяют их первичную геохимическую природу.

Кратко остановимся на главных положениях нелинейной металлогении, составляющих основу анализа размещения мантийных месторождений в структурах земной коры.

1. Формирование рудных месторождений, являющихся главным предметом анализа нелинейной металлогении, обусловлено процессами, происходящими в подкоровых (мантийных) слоях литосферы. Месторождения могут быть связаны с магматическими дифференциатами мантийных очагов или трансмагматическими потоками глубинных флюидов. Эти рудные образования, именуемые мантийными, возникают в процессе эволюции подкоровых оболочек Земли. Они проявляются независимо от структур земной коры и имеют отчетливо наложенный характер на коровые структуры различных типов и рангов.

2. Для понимания особенностей нелинейной металлогении важно представление о параллельном характере развития геологических процессов в земной коре, в первую очередь рудных месторождений, связанных с мантийными рудогенерирующими очагами [3, 16]. Параллельное (одновременное) проявление мантийных магматических и руд-

ных процессов устанавливается в некоторых рудных провинциях и рудных районах в пределах разных структурных элементов земной коры, что свидетельствует о достаточно широких масштабах этого явления. Такой характер возникновения мантийных производных в структурах земной коры согласуется с "принципом параллельного развития геологических процессов".

3. Структуры земной коры и образующие их осадочные, магматические, метаморфические и рудные формации являются для мантийных рудных месторождений только своеобразной "ареной" их проявления.

4. Размещение магматических и рудных мантийных образований в земной коре подчиняется принципу интерференции, принципу усложнения влияния различных геологических факторов (явлений) на локализацию мантийных месторождений. Если при традиционном металлогеническом анализе задача состоит в выявлении связей месторождений только с коровыми структурами, представленными главным образом различными типами структурно-формационных зон, то нелинейная металлогения, помимо задач выявления закономерностей размещения мантийных рудных месторождений в связи с особенностями строения подкоровых слоев тектоносферы, одновременно решает задачи "взаимодействия" этих месторождений со структурами земной коры и выявления роли последних в их локализации.

Следует подчеркнуть, что нелинейная металлогения не противопоставляется другим направлениям металлогенического анализа, прежде всего "коровой металлогении", изучающей закономерности размещения рудных месторождений, сформированных в результате процессов образования геологических формаций земной коры.

Представления нелинейной металлогении в настоящее время признаны далеко не всеми исследователями, во многом они еще действительно дискуссионны, поэтому вызывают критические замечания [14, 17]. В то же время некоторые важные положения нелинейной металлогении еще не в полной мере воспринимаются в связи с тем, что они отличаются от ранее признанных представлений. К ним, в частности, относится положение о параллельном характере развития геологических процессов в земной коре (в том числе и формировании рудных месторождений), когда геологические процессы в земной коре и мантии развиваются одновременно и параллельно, причем в ряде случаев коровые и мантийные образования (магматические и рудные), проявляясь одновременно, оказываются совмещенными в пространстве. Поэтому нельзя согласиться с Г.А. Твалчрелидзе [14], который отождествляет нелинейную металлогению с металлогенией областей тектоно-магматической активизации, объектами которой служат разнотипные и разновозрастные геологические структуры, фиксирующие стадии деструкции континентальной коры и следующей за ними аккреции (это последовательное развитие!). Нелинейность рудных процессов (металлогении) как раз и заключается в том, что мантийные месторождения могут формироваться в земной коре одновременно с развитием геосинклинальных структур и в их пределах.

Процессы тектоно-магматической активизации, обусловленные развитием мантии, проявляются независимо и параллельно с развитием коровых структур, но наиболее контрастно они фиксируются в пределах консолидированных зон земной коры (областей завершенной складчатости, средних массивов, платформ и их щитах). Поэтому тектоно-магматическая активизация — это только часть нелинейных геологических процессов, часть нелинейной металлогении.

Ранее нами отмечалось, что с проблемами нелинейной металлогении тесно связаны вопросы о причинах проявления в структурах земной коры стратиформных гидротермально- и вулканогенно-осадочных рудных месторождений. Известно, что в последние годы изучению этих месторождений уделяется повышенное внимание, вопросы их генезиса рассмотрены в разных аспектах в многочисленных публикациях. В настоящее время известно более 18 групп таких месторождений, причем многие из них представляют крупные промышленные объекты. Среди них не только ставшие уже обычными и хорошо изученные медноколчеданные и свинцово-цинковые месторождения, но и вольфрамовые, оловянные, золотые, никель-кобальт-аресенидные и др., причем с

каждым годом выявляются все новые и новые типы гидротермально-осадочных месторождений. Характерно, что все они по гамме рудных элементов практически аналогичны месторождениям, которые имеют подкоровые, мантийные источники рудного вещества и формируются в областях тектоно-магматической активизации в континентальных условиях консолидированных складчатых областей и платформ. По нашим представлениям, значительная часть осадочно-гидротермальных месторождений также связана с тектоно-магматической активизацией, однако проявляющейся в условиях водной среды геосинклинальных ванн в связи с зонами наложенных разломов, служивших подводными пунктами для рудоносных растворов, генерированных мантийными источниками (например, стратиформные месторождения вольфрама, сурьмы, ртути, молибдена Альп и Турции; шеелитовые месторождения Гренландии). Иными словами, эти месторождения в совокупности и специфические геологические условия их образования являются одной из сторон нелинейного характера проявления рудных процессов в земной коре и должны быть предметом пристального изучения нелинейной металлогении.

В последнее время стало очевидным, что многие различные геологические процессы в земной коре проявляются в определенной степени независимо друг от друга, одновременно или несколько совмещенно во времени. Фактический материал свидетельствует о том, что, помимо направленного, последовательного формирования тектонических структур, имеет место их синхронное образование, иногда совмещенное в пространстве, что, возможно, связано с различными процессами, протекающими на уровне разных оболочек тектоносферы. Как справедливо подчеркивали А.В. Пейве и А.А. Савельев [8], структурная эволюция литосферы регламентируется множественной периодичностью тектонических движений, при этом каждый из участков литосферы или мантии одновременно участвует во многих типах движений. Это положение в общей форме относится и к рудным процессам, хотя с рудными месторождениями дело обстоит значительно сложнее. Для них сравнительно редко устанавливаются случаи синхронного проявления в пределах одних и тех же рудных полей образований разных формаций. Более часто такие явления фиксируются на площади рудных районов, металлогенических зон и провинций, где месторождения оказываются разделенными значительными расстояниями или безрудными территориями. В особенности это относится к мантийным месторождениям. В отличие от других регионов в пределах Тихоокеанского сегмента Земли достаточно широко развиты так называемые полиформационные рудные районы и месторождения, в пределах которых совместно проявляются минеральные ассоциации, характерные для рудных формаций (месторождений) разных стадий развития земной коры. Здесь пространственно совмещены в одних рудных районах (и даже рудных полях) высокотемпературное оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового типа, характерное для орогенной стадии развития геосинклиналей, полиметаллическая, ртутно-сурьмяная и флюоритовая минерализация, типичная для областей тектоно-магматической активизации. Становится все более очевидно, что так называемые полиформационные рудные районы или месторождения с рудными образованиями различной формационной принадлежности являются мантийными, характеризующимися глубинными источниками рудного вещества.

Совмещение коровых и мантийных рудных образований в пределах одной площади, одного рудного района или развитие только мантийных, связанных с различными источниками, в настоящее время уже не вызывает сомнений, хотя такие "чистые" случаи известны не очень часто. Это можно объяснить, по-видимому, сложностью установления различной генетической принадлежности рудных образований и их относительно небольшими размерами. Примеры такого совмещенного проявления на одной площади различных по происхождению рудных образований известны давно. Здесь следует упомянуть работы Н.В. Петровской [9] по Енисейскому кряжу и Восточному Забайкалью, Р.М. Константинова [6] по Балейскому рудному району, Е.А. Радкевич и И.Н. Томсона [10] по Приморью. Последними установлены случаи проявления оловянной минерализации грейзенового типа между различными стадиями полиметаллических руд (Щербакское месторождение, Приморье). Другие, достаточно много-

численные примеры совмещенного проявления различных формаций, связанных с разными источниками вещества, содержатся в ряде недавно вышедших публикаций, в том числе в работах П.В. Комарова и Г.Н. Комаровой [5], Р.М. Умитбаева [15], А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова [16] и др.

Анализ причин совмещения в пространстве и во времени в различных регионах мира месторождений разных рудных формаций позволяет высказать, вслед за Н.В. Петровской, Р.М. Константиновым и др., достаточно обоснованное предположение о том, что полиформационные рудные районы имеют разные источники рудного вещества, функционировавшие во времени параллельно (одновременно). Исследование этих сложных особенностей рудных процессов как части общего геологического развития геологических структур земной коры только начинается; практически еще нет методических приемов для достоверного их познания. Однако и на современном этапе изучения данной проблемы возможно выделение нескольких групп рудных процессов, которые могут проявляться в земной коре одновременно при параллельном развитии рудогенерирующих очагов в пределах разных геосфер.

Как было показано нами ранее [16], на современной поверхности земной коры в ее разных тектонических элементах на территории крупных регионов, реже локальных рудоносных площадей фиксируются геологические, в том числе рудные процессы в виде определенных групп месторождений (рудных формаций), которые проявляются параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли. Наиболее отчетливо выделяются две группы таких месторождений: 1) коровые, связанные с развитием геологических структур земной коры, источниками рудных растворов которых являются коровые магмы; 2) мантийные, источники рудного вещества которых находятся в глубинных, подкоровых зонах и, очевидно, обусловлены существованием "рудных" неоднородностей в мантии. Кроме того, в достаточной степени условно может быть выделена третья группа месторождений, которые формируются одновременно с месторождениями первых двух групп и возникают из гидротермальных растворов при перемещении крупных блоков верхних слоев литосферы ("блоковые" месторождения).

Генетическая природа месторождений этих групп существенно различна, так же как и закономерности их размещения в структурах земной коры. Существование таких месторождений отражает в определенной степени и три главных направления развития тектонических (геологических) процессов в литосфере: 1) в ее верхней оболочке — земной коре; 2) в глубинных частях литосферы; 3) в связи с горизонтальным перемещением ее крупных блоков.

Подразделение рудных месторождений на три указанные группы, в свою очередь, позволяет наметить в развитии рудных процессов в литосфере три генеральных пути (направления), три крупные закономерности, которые в совокупности отражают единство и сложность проявления рудных месторождений в верхней ее оболочке — земной коре. Первая из них наиболее характерна для коровых месторождений — она отражает последовательное, иногда унаследованное или полициклическое развитие рудных процессов. Подобные явления устанавливаются в геосинклинально-складчатых областях и в чехле платформ. В этих структурах рудные месторождения всегда развиваются направленно (последовательно) — одни месторождения, связанные с определенными структурно-формационными зонами, закономерно сменяются другими. Известны случаи, когда отдельные группы месторождений проявляются в эмбриональном развитии или редуцированы. В некоторых регионах одни и те же месторождения или группы месторождений проявляются дважды, реже — трижды, т.е. полициклично, иногда с определенным смещением в пространстве в пределах однотипных структурно-металлогенетических зон (Забайкалье, Урал, Казахстан). Явления унаследованности устанавливаются, как правило, в развитии рудных осадочных процессов в чехле платформ, при этом в разных частях разреза возникают сходные типы месторождений, формирующиеся в результате размыва и последующего переотложения определенных рудоносных горизонтов (например, разновозрастные железорудные месторождения Западной Австралии).

Вторая закономерность заключается в параллельном (одновременном) проявлении месторождений, имеющих разные источники рудного вещества. Это устанавливается в тех случаях, когда в структурах земной коры одновременно образуются коровые и мантийные месторождения или когда проявляются разные типы (группы) мантийных месторождений. Кроме того, одновременно с ними могут возникать и "блоковые" месторождения.

Третья особенность (закономерность) заключается в широко развитых процессах наложения одних рудоносных структур (и месторождений) на другие. Это особенно четко устанавливается для мантийных рудных образований, которые всегда накладываются по разломам на структурно-металлогенические зоны с коровыми месторождениями.

Таким образом, формирование рудных месторождений в структурах земной коры носит в целом сложный характер, процессы последовательного, параллельного (одновременного) и наложенного их развития тесно переплетаются друг с другом и определяют практически все разнообразие металлогенических особенностей (закономерностей) рудных месторождений в земной коре. Именно в такой сложности и множественности причин формирования рудных месторождений в земной коре и проявляется в глобальном масштабе нелинейный характер развития рудных процессов и металлогении.

Представления нелинейной металлогении имеют важное прикладное значение, они открывают новые перспективы прежде всего для поисков осадочно-гидротермальных рудных месторождений разных типов в осадочных породах геосинклинально-складчатых областей, что предопределяется возможностью образования мантийных месторождений в условиях водной среды геосинклинальных ванн или в их неконсолидированных осадках. Необходимо более тщательно изучать рудоносность геосинклинальных толщ, в первую очередь песчаниково-сланцевого состава, которые всегда считались стерильными относительно осадочно-гидротермальных оловянных, вольфрамовых, сурьмяных и других месторождений. Кроме того, в терригенных геосинклиналях на ранних стадиях их развития возможно открытие полиметаллических месторождений колчеданного типа, известных на территории нашей страны на Кавказе и в Верхоянье. На эту группу месторождений перспективны геосинклинальные терригенные комплексы Западного и Восточного Забайкалья, Приамурья, Сихотэ-Алиня и Центральной Колымы. Известно также, что в указанных районах страны в полях песчаниково-сланцевых пород геосинклинальных формаций часто в рыхлых отложениях речных долин встречается изобильный шеелит, коренные источники которого не найдены. Возможно, последнее обусловлено тем, что многие годы тому назад в период проведения массового шлихового опробования возможность открытия осадочно-гидротермальных месторождений среди сланцевых толщ казалась более чем фантастичной. В настоящее время переоценка рудоносности геосинклинальных формаций на редкие металлы приобретает новый смысл, раскрываются новые перспективы.

Для принципиальной оценки возможности проявления осадочно-гидротермальных месторождений в пределах геосинклинальных ванн важное значение приобретает значение металлогении жестких рам геосинклиналей, в особенности если сочленение геосинклинальных прогибов с консолидированными структурами их обрамления происходит по типу краевых швов. В этом случае выявление в пределах жестких рам геосинклиналей месторождений, по своим особенностям подобных рудным образованиям мантийного класса и синхронных образованию геосинклинальных толщ, особенно если месторождения контролируются зонами глубинных разломов, поперечных геосинклинальным структурам, позволяет предполагать возможность образования осадочно-гидротермальных месторождений среди разновозрастных геосинклинальных осадков. Известно, что в архее и особенно в протерозое широко проявились осадочно-гидротермальные и осадочно-вулканогенные полиметаллические месторождения, при этом значение других месторождений этого типа пока более ограничено. В то же время, учитывая общие особенности развития земной коры, в частности, с одной стороны, увеличение ее мощности

в континентальных блоках, а с другой — уменьшение размеров геосинклинальных бассейнов во времени от ранних периодов развития земной коры до настоящего времени, наряду со статистическими данными о развитии осадочно-гидротермальных месторождений в различные эпохи, можно сделать заключение о перспективах древних (докембрийских и палеозойских) геосинклиналей на выявление мантийных осадочно-гидротермальных месторождений разных типов. Об этом, в частности, говорят открытия крупных палеозойских месторождений шеелита в Австрийских Альпах и в архейских комплексах Гренландии. Если прогнозы по Гренландии окажутся реальными, то она превратится в крупнейшую вольфрамовую провинцию мира и наши представления о металлогении вольфрама будут существенно скорректированы.

В заключение еще раз подчеркнем, что нелинейная металлогения — это только часть общих металлогенических исследований, которая занимается в первую очередь изучением закономерностей проявления мантийных месторождений в структурах земной коры, их взаимосвязи с коровыми месторождениями, выясняет влияние коровых структур на локализацию и другие особенности мантийных месторождений. Нелинейная металлогения не противопоставляется традиционной металлогении, она дополняет и углубляет ее, это часть общей металлогении. В сущности, нелинейная металлогения "родилась" из представлений о металлогении областей тектоно-магматической активизации, которые в настоящее время требуют определенной корректировки.

Основными положениями нелинейной металлогении являются представления о глубинном, мантийном источнике рудного вещества многих месторождений, которые связаны с подкровыми, в том числе и кислыми магмами, а также о параллельном (одновременном) формировании коровых и мантийных месторождений (и это самое главное!), которые в ряде случаев могут быть совмещены в пространстве в пределах рудных зон, полей и районов.

Представления нелинейной металлогении имеют важное прикладное значение, они открывают новые перспективы прежде всего для поисков осадочно-гидротермальных рудных месторождений разных типов в осадочных породах геосинклинально-складчатых областей, что предопределяется возможностью образования мантийных месторождений в условиях водной среды геосинклинальных ванн. Следует подчеркнуть, что установление закономерностей формирования и размещения мантийных рудных месторождений в структурах земной коры непосредственно связано с познанием причин образования крупных и уникально крупных месторождений, выявление которых является одной из главных задач прикладной геологии. Изучение рудных процессов с позиций нелинейной металлогении однозначно показывает, что их формирование в структурах земной коры определяется множественностью причин и факторов, которые обусловлены одновременным (параллельным) проявлением разных геологических процессов, во многих случаях происходящих на уровне различных геосфер. Именно это обстоятельство определяет нелинейность геологических процессов (в том числе и рудных), и именно по этому пути, по нашему мнению, пойдет в ближайшие годы дальнейшее изучение сложных геологических явлений нашей планеты.

Л и т е р а т у р а

1. Барсуков В.Л., Дмитриев Д.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и развитии некоторых месторождений полезных ископаемых // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 12–31.
2. Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д. Об источнике рудного вещества // Геохимия. 1980. № 10, С. 1439–1448.
3. Баскина В.А. Магматизм рудоцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
4. Гореликова Н.В., Сверкунова Т.В., Пятков А.Г., Семеняк Б.И. Микроэлементы турмалинов оловорудных месторождений различных генетических типов // Минералы — индикаторы петрогенезиса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 122–143.
5. Комаров П.В., Комарова Г.Н. Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. М.: Наука, 1986. 176 с.

6. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 216 с.
7. Осипова Г.А. Связь оловянного оруденения с магматизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 84–98.
8. Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. 1982. № 6. С. 5–24.
9. Петровская Н.В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных образований // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. № 3. С. 331–352.
10. Радкевич Е.А., Томсон И.Н. Наложение слюдисто-флюоритовой минерализации на сульфидную минерализацию на Шербаковском рудном поле // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10. С. 25–32.
11. Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В. и др. Источники и условия мобилизации рудного вещества // 27-й МКГ. Металлогения и рудные месторождения. С-12. М.: Наука, 1984. С. 20–28.
12. Смирнов В.И. Металлогения и источники рудообразующих веществ // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1976. Т. 9. С. 5–19.
13. Смирнов В.И. Проблемы металлогении // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 6. С. 14–29.
14. Твалчрелидзе Г.А. О некоторых вопросах теоретической металлогении // Геология руд. месторождений. 1986. № 6. С. 92–103.
15. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
16. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
17. Шерба Г.Н. Металлогения и мантийные месторождения // Геология руд. месторождений. 1986. № 2. С. 115–122.
18. Proceeding of Symposium on geology of granites and their metallogenic relations. Nanjing, 1982. 98 p.

УДК 553.062:552.2

Д.В. Рундквист

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ, РИТМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ И ГЛАВНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Одним из наиболее перспективных направлений развития металлогении, как было отмечено В.И. Смирновым [19], является формационное изучение закономерностей проявления определенных ассоциаций пород и руд в геологической истории. На формационной основе была построена в последние годы новая серия карт комплекта "Металлогения СССР" [6–9]. Ценный материал суммирован также в последних томах серий "Закономерности размещения полезных ископаемых", "Геологическое строение СССР..." [2, 3].

Анализ итогов формационных исследований позволяет сделать следующий шаг в области познания закономерностей возникновения пород и руд – установить типовые эволюционные ряды формаций – "элементарные ритмы" эволюций и наметить теоретический обобщенный ряд главной последовательности развития формаций во времени как своего рода "шкалу" эволюции земной коры. Из всего разнообразия формационных рядов рассматриваются только эндогенные магматические и рудные формации различных структурно-формационных зон складчатых поясов.

В отличие от предшествующих работ Ю.А. Билибина [1], И.Г. Магакьяна [12,13], В.А. Кузнецова [11], Г.А. Твалчрелидзе [22], А.Д. Щеглова [23] и других исследователей, в которых неоднократно рассматривались рудные формации разных стадий складчатых областей, ниже предпринята попытка выделить этапы и стадии эволюционного развития на основе изучения конкретных рядов геологических и рудных формаций отдельных структурно-формационных зон и их систем и отразить миграцию формаций во времени и многократную ритмичность их развития. Соответственно ниже рассматриваются элементарные ритмы зональности и эволюционные ряды, проявляющиеся в различных типах зон, дается сводная главная последовательность развития магматических

и рудных формаций, выделяются этапы и стадии эволюции и в целом формирования складчатых поясов. Такой подход позволяет, по мнению автора, анализировать фактический материал вне зависимости от исходных тектонических концепций — геосинклинальной или тектоники плит.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ И РИТМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ

Анализ истории развития складчатых областей различного возраста позволяет установить три основных типа эволюционных рядов геологических и рудных формаций, каждый из которых характеризует определенный тип металлогенической зональности.

Первый ряд — вулcano-плутонический с эволюцией от ультраосновных—основных пород до кислых и ультракислых и далее при антидромной направленности до поздних основных и щелочных; со сменой оруденения от раннего Cr, Pt, Fe, Ti, Cu, Au, Mo, W и до позднего сульфидного и редкометального, редкоземельного, флюоритового, сульфидного Au, Ag, Hg, Sb, As, S. Для этого ряда особенно характерны колчеданные и родственные им месторождения, образующие следующую последовательность: Cu, Ni-коматитовые → Cu-колчеданные → CuAu-, CuZnPb-колчеданные → ZnPbBaAuAg-колчеданные и жильные → AuAg эпитеpmальные, алунитовые (табл. 1.).

Вулcano-плутонический ряд объединяет системы зон, включающих ранние рифты, эвгеосинклинали, вторичные эвгеосинклинали, орогенные вулcano-плутонические пояса с их перивулканическими зонами, представленными гранитоидами пестрого состава и дайками лампрофиров. Минерализация в этой системе закономерно меняется от осевых рифтогенных и эвгеосинклинальных зон с офиолитовыми комплексами в сторону континентов. В качестве наиболее типичных примеров таких зональных металлогенических рядов можно привести Курило-Камчатский (K_2-Q), Пенжинско-Охотский (J_3-P), Малокавказский (K_2-Q), Фергано-Кураминский ($C_{1-2}-P_2, T_1$), Центрально-Казахстанский ($D-T_1$), Алтае-Саянский ($V-E-D$). Этот же тип эволюционного развития и рядов металлогенической зональности проявлялся также в архейско-раннепротерозойских (Северная Карелия) и раннепротерозойских—рифейских (Северное Прибайкалье) областях.

Второй ряд — существенно плутонический, с эволюцией от ранних габбро-диабазов, габбро-плагиигранитов до гранитов батолитового типа (адамеллитов), лейкогранитов, аляскитов, субщелочных гранитов и далее пестрых интрузий гранитоидов и даек лампрофиров, со сменой оруденения от раннего золото-кварцевого, золото-сурьмяного до редкометальных пегматитов, грейзенов, иногда скарнов, как вольфрам-молибденовых, так и вольфрам-оловянных, и далее до позднего оловянно-силикатного, оловянно-сульфидного, свинцово-цинкового, боросиликатного и др. (см. табл. 1). Для этого ряда характерно распространение магматизма и оруденения от тыловых зон геантиклинальных поднятий, краевых частей срединных массивов или структур рамы к внутренним частям инверсированных прогибов миеосинклинального или реже эвгеосинклинального типа. В качестве характерных эволюционных рядов этого типа, образующих соответствующие ритмы зональности, можно указать Верхояно-Колымский (J_2-P), Центрально-Сихотэалинский (J_2-P), Восточно-Уральский и Зауральский ($C_1-P_2-T_1$), Южно-Тяньшанский (C_1-T), Калба-Нарымский (C_1-P), Таннуольский ($E-S$).

В целом плутонический ряд имеет значительно более простой вид, его можно назвать коротким эволюционным рядом в отличие от первого — длинного.

Третий ряд существенно базитовый, с повышенной щелочностью. Он проявляется в пределах срединных массивов и структур рамы вдоль трансформных разломов, особенно характерен для заключительных стадий развития подвижных поясов и знаменует переход к платформенному этапу. По существу, это ряд континентальных рифтов. Развиваясь в относительно короткие интервалы времени, он вместе с тем проявляется неоднократно, фиксируя все главные этапы структурных перестроек. Условно его можно назвать "пунктирным". Характерные для этого типа эволюционные ряды нередко зафиксированы в пределах единых унаследованно развивающихся тектонических структур

Таблица 1

Эволюционные ряды и стадии их развития (принципиальная схема)

Ряд	Формации	Стадии развития	
I. Вулкано-плутонический	вулканические	Оливин-базальтовая Пикрито-базальтовая Пикритовая Трахибазальтовая, ортофирровая Cu-эпидотовая (цеолитовая) CuNi-коматитовая	Кварц-кератофирровая Спилит-кератофирровая Спилит-андезит-кератофирровая Спилитовая Cu,Zn-колчеданная Cu-колчеданная Серноколчеданная
	плутонические	Габбро-диабазовая Габбро-анортзитовая Перидотит-пироксенитовая FeTi CuNi-сульфидная	Габбро-диорит-плаггиогранитовая Дунит-клинопироксенит-габбровая Дунит-перидотитовая Габбро-сиенитовая CuMo-порфировая Fe-скарновая FeTiVCu Cr, Pt
II. Плу й**		Габбро-диабазовая (FeTi)	Габбро-диабазовая (FeTi)

* Рудные формации, возникающие при совмещении вулканических и плутонических образований.

** Указана минерализация, характерная для зон миогеосинклинального типа и геантиклинальных поднятий.

Стадии развития

<p>Дациит-риолитовая Андезит-дацитовая Базальт-андезит-дацитовая Трахиандезитовая Трахидацитовая</p> <p>PbZnAuAgBa-колчеданная CuPbZn-колчеданная CuAu-колчеданная Cu-колчеданная Fe-скарновая* CuMo-порфировая*</p>	<p>Риодацитовая Риолитовая Дациит-риолитовая Андезит-дацитовая Трахидацитовая Трахиориолитовая</p> <p>S, As, Sb-аргиллизитовая AuAg PbZn(Ag)-жильная CuMo-порфировая* PM-аргиллизитовая PM-флюоритовая Sn-риолитовая Sn-сульфосольная WSb-аргиллизитовая</p>
<p>Гранодиорит-гранитовая Габбро-диорит-гранодиоритовая Габбро-диорит-плагиогранитовая Монцодиорит-гранитовая</p> <p>MoW-скарновая AuW, AuMo-скарновая, жильная AuCu-жильная CuMo-порфировая FeCu-скарновая Fe-скарновая</p>	<p>Малых интрузий пестрого состава Гранит-диоритовая Лейкогранитовая Гранитовая Гранодиорит-гранитовая Аляскитовая Литий-фтористых гранитов Субщелочных гранитоидов</p> <p>MoAu, WAu-турмалин-хлоритовая MoAu-сульфидная WMoBi-гумбеитовая PM-грейзеновая MoWBi-скарновая PM-фельдшпатолитовая, апогранитовая PM-TR</p>
<p>Гранодиорит-гранитовая адалелитовая Габбро-диорит-гранодиоритовая Монцодиорит-гранитовая</p> <p>W, WSn-скарновая AuSb-жильная Au-кварцевая</p>	<p>Малых интрузий пестрого состава Гранит-диоритовая Лейкогранит-аляскитовая Гранитовая Гранодиорит-гранитовая</p> <p>BSnPbZn SnCuPbZn-сульфидная SnB-силикатная PM-грейзеновая SnW-грейзеновая PM-пегматитовая PM-TR</p>

Примечание. В таблице отмечены наиболее типичные формации. Более подробная их характеристика приведена ранее [10, 14]. Порядок перечисления пород в названиях формаций отражает преобладающую последовательность развития. В скобках – характерные сопутствующие рудные элементы.

Таблица 1 (окончание)

Ряд	Формации	Стадии развития	
I. Вулкано-шутонический	вулканические	Базальтовая Риолит-базальтовая Трахибазальтовая Флюоритовая, аргиллизитовая HgSb-аргиллизитовая HgWSb-аргиллизитовая PbZn(Bi)	Базальт-пикритовая Оливин-базальтовая Базальтовая, трахибазальтовая Субщелочных базальтоидов Щелочных базальтоидов AgBiUCoNi-флюоритовая, аргиллизитовая HgSb-аргиллизитовая
	шутонические	Лампрофиры Малых интрузий пестрого состава Гранит-гранодиоритовая Щелочных габброидов, лампрофиров Флюоритовая, аргиллизитовая PbZn-аргиллизитовая WSbHg -аргиллизитовая SbHg-аргиллизитовая TR	Перидотит-пироксенит-габбровая Габбро-диабазовая Лампрофиры Щелочных габброидов Нефелиновых сиенитов Ультраосновных-щелочных пород (CuNi-сульфидная) (FeTi) TR, апатит, флогопит
II. Плутоический**		Лампрофиры (керсантиты, спессартиты и др.) Малых интрузий пестрого состава Гранит-гранодиоритовая Флюоритовая, аргиллизитовая SbHg-аргиллизитовая PbZn-жильная BPbZn-скарновая BSnPbZn TR	Периодотит-пироксенит-габбровая Габбро-диабазовая Лампрофиры Щелочных габброидов Ультраосновных-щелочных пород Лампроитовая Флюоритовая, аргиллизитовая SbHg-аргиллизитовая PbZn-жильная TR, Fe, апатит, флогопит

или массивов центрального типа со сложными многоэтапными дифференциатами щелочным магм (тежсарский комплекс и субщелочные вулканы Гегамского нагорья (N_2-Q) Малого Кавказа, дункельдыкский комплекс Юго-Восточного Памира (N_2), улунгинский — Приморья (J_3-K_2) и др.). Наиболее общий ряд эволюции представлен контрастными трахибазальт-трахириолитовыми формациями нередко повышенной калиевоности, затем трахибазальтами, оливиновыми, субщелочными базальтами, ассоциирующими с ними щелочными пикрит-базальтами, и расслоенными интрузиями перидотит-пироксенит-норитов, габбро, щелочных габброидов и дайками щелочных базальтоидов вплоть до лампроитов. На более поздних стадиях намечается переход к платформенному развитию, появляются траппы, с которыми ассоциируют щелочные базальтоиды и щелочные габброиды, ультраосновные щелочные интрузии, карбонатиты, кимберлиты, нефелиновые сиениты. В целом для этого ряда характерно железо-титановое, платиновое, медное, медно-никелевое, редкоземельно-редкометальное, флогопитовое оруденение.

Рассмотренные три главные эволюционные ряда и три основных ритма региональной металлогенической зональности имеют различную симметрию и ориентировку главных векторов зональности (направление миграции магматизма и оруденения во времени). В первом ряду асимметричный вектор зональности направлен перпендикулярно фронтальной поверхности распространения магматизма от палеосейсмофокальной зоны в сторону континента. Второй ряд развивается симметрично, в направлении от палеоподнятий с неоднократно регенированными гранито-гнейсами. Зональность симметричная, нередко центрального типа по отношению к центру сводового поднятия, вектор зональности ориентирован по нормали к границам поднятий. На поздних стадиях зональность преобразуется в однонаправленную, распространяющуюся вдоль поперечных разломов. Третий ряд обладает однонаправленной зональностью с вектором, лежащим в плоскости разлома и ориентированным в сторону блоков более древней консолидации.

Различная направленность векторов металлогенической зональности определяет разнообразные варианты их пересечений и как следствие совмещение магматизма и металлогении различных рядов, образование гибридных магматических, метасоматических и рудных ассоциаций. В этом случае разделить минерализацию на элементарные составляющие каждого ряда не всегда представляется возможным. Более того, именно при совмещении различных эволюционных рядов возникают месторождения с геохимически аномальными типами руд, как, например, пятиэлементной формации Ag, Bi, U, Co, Ni, золото-платиновой или золото-ртутной, выявленных в последние годы.

Рассмотренные варианты эволюционных рядов и ритмов зональности отражают закономерное смещение активной тектоно-магматической деятельности в пространстве из одной зоны в другую (см. табл. 1). В координатах время—пространство эволюционные ряды занимают диагональное положение по отношению к горизонтальным — латеральным рядам формаций, отражающим фациальные изменения синхронных образований, и вертикальным — возрастным, характеризующим последовательный ряд формаций одной зоны. Возрастным рядам в отличие от эволюционных свойственно менее значительное изменение состава формаций. Так, для структур поднятий проявления магматизма сильно растянуты во времени. В зоне Главного Кавказского хребта гранитоиды проявляются в интервале от позднего карбона до четвертичного времени, на Юго-Западном Памире — от докембрия до палеоцена, в метаморфических комплексах Центрально-Уральского поднятия — от раннего протерозоя до конца палеозоя. При таком значительном интервале времени проявления гранитоидного магматизма диапазон его эволюции остается достаточно узким — от габбро-гранодиоритов до нормальных калиевых гранитов и лейкогранитов. Более отчетливые изменения отмечаются в структуре массивов, эволюционирующих от крупных батолитоподобных до поздних штокообразных и субвулканических, значительно удаленных от гранито-гнейсового субстрата. Сопутствующее оруденение (Mo, W, Sn, Cu, Pb, Zn, As, V) варьирует от ранних скарновых к грейзеновым апогранитовым до кварцевожильных и метасоматических образований турмалин-хлоритовой, березитовой, аргиллизитовой формаций.

Аналогичные случаи с малой степенью изменения состава магматизма наблюдаются и для возрастных рядов рифтогенных структур. Более существенные изменения в составе руд возрастных рядов происходят при совмещении в зонах продуктов различных метасоматических и гидротермальных процессов. Это особенно характерно для зон рифтов и эвгеосинклиналей, на поздних стадиях развития которых возникают разнообразные рудные ассоциации за счет значительно более позднего наложения на гипербазиты процессов кислотного метасоматоза.

Так, например, в офиолитовом комплексе J—K возраста Севано-Акеринской зоны Кавказа в P—N гипербазитах происходит образование золото-теллуридной минерализации, в гипербазитах примерно того же возраста Северо-Востока Карякии — неогеновой ртутной, ртутно-сурьмяно-вольфрамовой минерализации (Тамватнейское и другие месторождения).

Практическое значение всех приведенных выше данных в первую очередь сводится к разработке новых принципов металлогенического районирования с учетом трех типов эволюционных рядов, их миграции во времени и пространстве и построению "металлогенической матрицы", совмещающей во времени и пространстве различные члены рядов. Основополагающим при этом является векторный региональный металлогенический анализ с выделением осевых зон — рифтов и эвгеосинклиналей, древних поднятий, длительно живущих линеаментов.

ГЛАВНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Сопоставляя все типы эволюционных рядов, с учетом их неоднократной повторяемости можно наметить главную последовательность развития геологических и рудных формаций. Главная последовательность — это теоретический сводный ряд, отражающий в наиболее общем виде основные закономерности эволюции — изменение состава магматических образований и сопутствующего оруденения, смену прогрессивной и регрессивной направленности, стадии эволюции. Главная последовательность представляет суммарную картину эволюции структурно-формационных зон; отдельные зоны или их системы составляют фрагменты этой последовательности. Ряд главной последовательности позволяет по набору формаций судить о стадии эволюции земной коры, о степени завершенности процессов, о полноте проявления эволюции в данной области, о миграции магматизма и рудообразования в пространстве и во времени, о закономерно связанных рядах структурно-формационных зон (рис. 1). Наиболее четко эволюция проявляется в смене вулканогенных формаций, для которых намечается следующий ряд: основные повышенной щелочности → недифференцированные или слабо дифференцированные базальтоидные, существенно натриевые → контрастные натриевые базальт-риолитовые → последовательно дифференцированные известково-щелочные гомодромные → последовательно дифференцированные известково-щелочные повышенной калиевоности гомодромные и антидромные → контрастные риолит-базальтовые, калиево-натриевые → недифференцированные базальтоидные повышенной щелочности калиево-натриевые [17].

Интрузивные образования не менее отчетливо эволюционируют, но с большими вариациями, с многочисленными разветвлениями в ходе эволюции.

Состав формаций одних и тех же стадий развития определяется как различной средой их образования, так и особенностями тектонического режима. В итоге в одних зонах выделяются, например, базальт-андезитовая, андезит-дацитовая, дацит-риолитовая формации последовательного гомодромного ряда, в других — те же породы, но в других количественных и структурных соотношениях, например формации базальт-андезит-дацитовая, андезит-дацит-риолитовая, риодацитовая и т.д., т.е. в целом тот же эволюционный ряд пород, но в других сочетаниях. Типичность таких случаев указывает на то, что наиболее устойчивая природная закономерность развития — эволюционный ряд смены пород во времени, а конкретные формации представляют собой разные комбинации членов последовательности этого ряда и зависят от многих местных геологических и

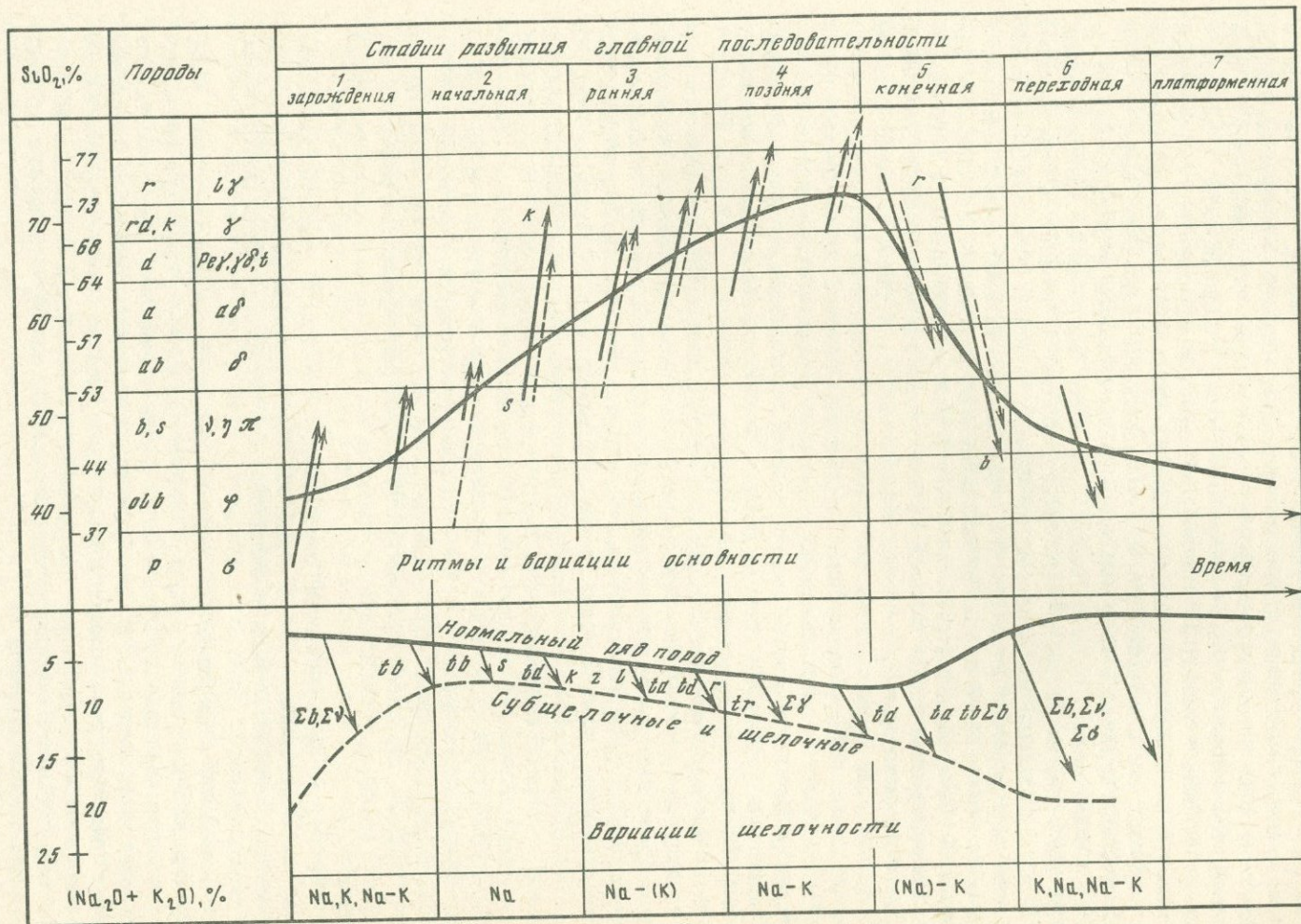


Рис. 1. Схема развития главной последовательности. Пояснения в тексте

тектонических условий. Наиболее фундаментальной закономерностью является при этом смена магматических пород по основности, отражающая на более высоком уровне основное правило кристаллизации Боуэна. Характерен следующий ряд вулканических пород: пикриты → пикрито-базальты → оливиновые базальты → базальты → спилиты → лейкобазальты → андезито-базальты → андезиты → дациты → риодациты → риолиты и далее в обратной последовательности. Соответственно plutonic ряд: дуниты, перидотиты → пироксениты → габбро и нориты → габбро-диориты → диориты → кварцевые диориты → тоналиты, гранодиориты → граниты, адамеллиты → лейкограниты, аляскиты и далее в обратной последовательности. Каждый из членов этих рядов, как вулканогенного, так и интрузивного, может существенно варьировать по щелочности. Соответственно выделяются калиевые и натриевые щелочные и субщелочные разновидности. Общее изменение кислотности-щелочности, соотношения натрия и калия, параллельное возрастанию содержания редких щелочей и стронция, в ходе развития главной последовательности схематично отображено на рис. 1. На нем также показано проявление многократной ритмичности в ходе развития главной последовательности. Наблюдаемые изменения в составе ритмов полностью укладываются в основную геогенетическую закономерность развития [15]; в каждом последующем ритме постепенно исчезают ранние звенья эволюции и появляются все более поздние. Например, для Тагило-Магнитогорской зоны Урала выделяются четыре ритма развития, которые группируются в два более крупных O-D₁ и D₂-C. В первом из них наиболее полно проявлены слабо дифференцированные вулканы, спилиты, спилит-кератофиры и относительно слабо — последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация. Во втором ритме, напротив, более полно выражена последовательно дифференцированная формация. Среди интрузивных формаций в первом более широко развиты гипербазиты, во втором — гранитоиды C₂-C₃.

Соответствующие изменения фиксируются и в оруденении. При двукратном повторении главного для Урала медноколчеданного и железорудного скарнового оруденения в первом ритме появляются дополнительно ранние хромитовые и железо-титан-медно-ванадиевые месторождения, во втором, напротив, поздние золото-вольфрамовые проявления, связанные с гранитоидами. В итоге общая ритмичность такова: первый ряд (O-D): Cr (Кимперсай — O₃) → Fe, Ti, V (Первоуральское — S₁) → Cu-колчеданное (Левихинское, Им. III Интернационала, Красноуральское и др. — S₁) → Cu, Au-колчеданное (Баймакское — S₂) → Fe-скарновое (Северное, Благодать, Высокое — S₂ — D₁); второй ряд (D-C): Cu-колчеданное (Сибайское, Гайское, Узельгинское и др. — D₂) → Fe-скарновое (Магнитогорское — C₁) → W Au (Великопетровское, Кочкарское — PZ₃).

Подобные же соотношения характерны и для других типов структур — геантиклинальных поднятий, орогенных вулканических поясов, разновременных рифтовых зон: во все более молодых образованиях проявляются все более поздние члены эволюционных рядов.

С этих позиций представляются родственными собственно эвгеосинклинальные, вторично-эвгеосинклинальные и орогенные вулкано-плутонические структуры, в каждой из которых последовательно проявляются все более поздние члены единого эволюционного ряда.

При относительно выдержанной последовательности развития магматических, а также сопровождающих их осадочных и метаморфических пород и формаций в эволюционных рядах значительно сложнее обстоит дело с рядом главной последовательности образования руд и месторождений. Рудные образования более четко отражают все возрастающее многообразие процессов минералообразования в геологической истории, все большее разветвление и многообразие путей развития в зависимости от местных фациальных условий, глубинного строения, времени и места конкретного процесса в эволюционных ритмах разного масштаба.

Говоря о рудной минерализации в ряду главной последовательности, необходимо подчеркнуть несколько очень характерных моментов, без которых конкретная металлогеническая специализация структурно-металлогенических зон, систем, областей и

поясов не может быть понята. Рассмотрим подробнее значение геохимической унаследованности, длительности образования месторождений и полноты проявления эволюционных рядов.

Унаследованное развитие минерализации. Для каждого региона или зоны можно установить характерную геохимическую и металлогеническую специализацию, устойчиво сохраняющуюся на протяжении всей геологической истории, несмотря на изменение геологических формаций и типов руд. Обычно при этом смена первично-стратиформных осадочных и вулканогенно-осадочных типов руд контактово-метасоматическими скарновыми, затем грейзеновыми и кварцевожильными штокверковыми березитовыми и далее разнообразными "экзотическими" эпи- и телетермальными.

Такие эволюционные ряды рудных формаций прослежены для месторождений золота, вольфрама, меди и особенно детально для месторождений урана [5]. Хорошо изучены также ряды гранитоидов молибденовой и оловянной специализации. В дополнение к ранее опубликованным данным [18] о связи молибденовой минерализации с гранитоидами эв- и миктогеосинклинальных типов развития, а оловянного — с миогеосинклинальными терригенного и карбонатного типов следует указать на важное значение общего геохимического фона. Так, в Джидинской металлогенической зоне молибденовый профиль гранитоидов сохраняется на протяжении всего мезозоя и определяет образование промышленных W-Mo месторождений в связи с гуджирскими гранитами J_3 , хотя эвгеосинклинальные комплексы развивались здесь лишь в V-Є. Аналогичное явление, т.е. сохранение "эвгеосинклинальной" молибденовой специализации в течение длительного времени развития гранитоидов, наблюдается на Большом Кавказе. Палеозойская девонская эвгеосинклиналь предопределяет здесь молибденовый профиль редкометального оруденения, связанного с гранитоидами, формирующимися в интервале от верхней юры до четвертичного времени (Тырныузское месторождение). В Комсомольском районе в отличие от приведенных случаев оловянный профиль оруденения обусловленный предшествующим развитием мощных геосинклинальных толщ триаса и юры, сохраняется, несмотря на значительное проявление среднего и основного вулканизма. Оловянный ряд рудной минерализации: SnW грейзено-кварцевожильная, SnCu силикатная → SnCuPbZn сульфидная → SnHg(Sn) эпитеермальная — развивается здесь в диапазоне K_2 —P на фоне антидромного вулканизма, эволюционирующего от кварцевых порфиров до андезитов и базальтов и интрузивного ряда гранодиоритов → гранитов → лейкогранитов мяочанской серии, заканчивающийся интрузиями пестрого состава.

Таким образом, рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что эвгеосинклинальный тип развития на многие сотни миллионов лет вперед предопределяет молибденовый профиль редкометального оруденения (Джида, Тырныуз) или унаследованную геохимическую специализацию миогеосинклинальных толщ (Комсомольский район).

Длительность образования месторождений. При анализе главной последовательности развития необходимо учитывать длительность формирования многих месторождений, значительно превышающую время образования отдельных формаций. Помимо упомянутого Тырныузского месторождения с оруденением, развивающимся отдельными импульсами в интервале от верхней юры (возможно, от C_3 ?) до антропогена, есть и другие, не менее характерные примеры. Так, для стратиформного полиметаллического месторождения Жайрем выделяются три этапа формирования руд — D_3 (фамен), C_1 (турне) и C_2 —P. Это развитие происходит на фоне смены осадочных и вулканических формаций, отражающих переход от вторично-геосинклинального к орогенному развитию. Для месторождения Такоб в Средней Азии установлено формирование флюоритовых жил в интервале C_3 — P_1 — T_2 . Одновременно с этим в пределах Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны магматизм эволюционировал от гранитоидов и кварцевых порфиров (C_3) до щелочных базальтоидов триаса. Руды резко различных этапов развития совмещены и на вольфрамовом месторождении Восток-2 в Приморье. Здесь в раннем мелу образовались вольфрамоносные скарны и грейзены, а в эоцене — повторная вольфрамит-кварцевая с сульфидами минерализация. Примерно в этом же

интервале времени параллельно развивался магматизм: грано- и монцодиориты, граниты, адаметлиты K_1 → биотитовые граниты, гранит-порфиры (K_2) → диоритовые порфиры (P_1) → диабазы (P_3) → оливиновые базальтоиды (N_1).

Таким образом, формирование руд длительно развивающихся месторождений нельзя рассматривать только в связи с той или иной геологической формацией. Для их обнаружения необходимо установить определенный эволюционный ряд геологических формаций. Кроме того, необходимо принимать во внимание, что ранние парагенезисы месторождений могут контролироваться одними тектоническими структурами, а поздние — совершенно другими. Поэтому оруденение, совмещенное в пределах длительно развивающегося месторождения, может быть в этом же регионе "разложено" на составляющие, образующие самостоятельные промышленные концентрации.

Перерывы в ходе эволюционного развития. Существенное значение для оценки перспектив рудоносности с позиций главной последовательности имеет также анализ полноты проявления отдельных звеньев эволюции и установление недостающих членов. Это положение подчеркивалось ранее И.Г. Магакьяном, А.А. Оболенским и др.

В работах Н.М. Страхова, Д.Г. Сапожникова, Д.В. Наливкина отмечалось в качестве одного из благоприятных признаков рудоносности осадочных формаций выпадение отдельных горизонтов из общей возрастной последовательности пород. Эта закономерность известна как правило "стратиграфической конденсации" и широко используется при поисках бокситов, железных и марганцевых руд, фосфоритов, седиментогенных руд U, V, TR россыпей.

На примере медно-молибденовых, золото-серебряных, колчеданных месторождений можно установить близкое по смыслу правило — приуроченность оруденения к тем местам, где в разрезе, а следовательно, и в эволюционном ряду выпадает или получает резко редуцированное развитие тот или иной член вулканогенного эволюционного ряда и соответственно более широкое развитие получают интрузивные образования [16].

Поясним это положение на примере магматизма и оруденения Сихотэ-Алиня. Время проявления главной олово-сульфидной и свинцово-цинковой минерализации приходится на эоцен. В это же время в рудном районе отмечается перерыв в образовании вулканических пород. Вместе с тем, как устанавливается по геологическим и изотопно-геохимическим данным, вулканизм в этом регионе проявляется непрерывно от K_2 до N_2 включительно, т.е. в интервале от 100 до 25 млн лет. Эоценовая фаза "затишья" вулканической деятельности приходится на переломный момент развития вулканического пояса, когда происходит смена гомодромного базальт-андезит-риолитового ряда формаций K_2 — P_1 на антидромный риолит-базальтовый P_3 — N_1 , заканчивающийся площадными извержениями платобазальтов N_2 — Q . Выпадение из разрезов эоценовых вулкаников компенсируется в пределах рудных районов полно проявленными интрузивными и дайковыми образованиями этого возраста, с которыми тесно связана рудоносность [2].

Таким образом, в результате анализа главной последовательности развития магматических формаций и оруденения с учетом геохимической унаследованности, длительности развития руд и месторождений, "полноты" проявления отдельных членов можно установить прямые поисковые признаки на различные типы эндогенного оруденения. При этом собственно поисковым признаком может служить выпадение именно того члена разреза, на интервал формирования которого падает образование продуктивной рудной формации.

ЭТАПЫ И СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ

Намеченный ряд главной последовательности можно подразделить на этапы и стадии эволюции, которые отражают все главнейшие режимы развития земной коры — от начала формирования подвижной области в условиях растяжения, т.е. стадии рифтогенеза, до кульминации при максимальном сжатии, т.е. образования надвигов, чешуй, плас-

тин, складчатости и мощного гранитообразования (стадия инверсии или коллизии) и далее постепенного перехода к стабилизации. При этом необходимо подчеркнуть, что эти этапы и стадии эволюционного развития магматизма и оруденения конкретных структур могут не совпадать с этапами и стадиями формирования складчатой области. В целом ряд главной последовательности эволюции можно разделить на два этапа с прогрессивной и регрессивной, или, что то же, преимущественно гомодромной и антидромной направленностью магматизма и сменой ассоциаций сидерофильных рудных элементов (Cr, Pt, Fe, Ti, V) халькофильными (Cu, Zn, Pb, Bi, Mo), литофильными (W, Sn, Be, Li, Nb, Ta) и далее в обратной последовательности. Г.А. Твалчрелидзе [22] предложил эти две части общего процесса назвать конструктивными, формирующими земную кору, и деструктивными, ведущими к перерождению коры при процессах тектоно-магматической активизации.

По характерным ассоциациям магматических и рудных формаций в ряду главной последовательности можно выделить шесть основных стадий эволюции (см. табл. 1).

В связи с однотипностью формаций и пород различных рядов и различных по месту в рядах, например гранодиоритов "длинного" и "короткого" рядов или андезитов и базальтов ранних и конечных стадий одного ряда, важное значение для определения стадий приобретают петро- и геохимические отличия формаций.

Для вулканитов характерна смена во времени и в пространстве следующих петрохимических серий: толеитовые → известково-щелочные → высокоглиноземистые → субщелочные—щелочные. Устанавливается закономерное возрастание величин K/Na, а также Rb/Sr отношений по мере удаления от офиолитовых эвгеосинклинальных шовных зон.

Для интрузивных образований типичны те же тенденции — общее возрастание щелочности с увеличением K/Na отношения и суммы редких щелочей и стронция. Особое значение для изучения эволюции имеют габбро-диабазы, фиксирующие стадию рифтогенеза в миогеосинклинальных зонах; габбро-плагиограниты, завершающие формирование контрастных спилит-кератофировых формаций; тоналиты и гранодиорит-граниты для периода главной складчатости; возникновение тектонических покровов, олистростром, зон меланжа.

С периодической сменой условий сжатия—растяжения связана и эволюция метаморфических образований, наиболее детально рассмотренная С.Н. Ивановым и А.И. Русинным для Урала [4]. Метаморфические образования комплекса главной последовательности могут быть представлены следующим рядом.

Стадия 1 — базификация глубоких горизонтов коры под влиянием мантийных диапиров, вблизи поверхности — низкотемпературный метаморфизм.

Стадия 2 — пластическое течение под влиянием повышенного теплового потока, вблизи поверхности — низкотемпературный метаморфизм офиолитовых комплексов.

Стадия 3 — метаморфизм высоких давлений, глаукофан-эклогитовые комплексы, бластомилониты, меланж, начало формирования зональных плагиогнейсовых комплексов, плагиомигматиты.

Стадия 4, отчасти 5 — зональный метаморфизм, контактовый плутонический и региональный, бластомилониты, на глубоких уровнях — ультраметаморфизм.

Стадии 5, 6 — регрессивный метаморфизм, диафторез, дегидратация, карбонатизация.

Не менее характерна смена в ряду главной последовательности осадочных формаций: терригенные морские и континентальные, эвапоритовые (стадия 1) → кремнистые, кремнисто-карбонатные, кремнисто-терригенные (стадия 2) → морские терригенные сероцветные, карбонатные, флишевые, турбидитовые (стадия 3) → молассовые, терригенные, пестро- и красноцветные, олистростромовые (стадия 4) → молассовые, угленосные (стадии 5, 6) → молассовые, терригенные морские и континентальные (стадии 5—7) → карбонатные, эвапоритовые (стадия 7).

При конкретном анализе процессов рудообразования особенно важно выявление переломного момента в ряду главной последовательности — времени достижения кульминации в максимальной кислотности пород и перехода к антидромной направленности.

На регрессивном этапе происходит расщепление магматических и рудных образований на ветви — возрастающей основности и возрастающей щелочности. Для антидромного ряда характерно, в свою очередь, расщепление на асхистовую и диасхистовую (лампрофиры и пегматиты) ветви, по терминологии Г. Розенбуша, дополняющие по составу друг друга (правило полярности В.М. Лодочникова).

В вулканоплутоническом и плутоническом рядах после достижения кульминации кислотности происходит расщепление с образованием в одном случае рядов сульфидных месторождений медно-молибденовых или олово-силикатных и олово-сульфидных формаций, поздних жильных полиметаллических, сурьмяно-ртутных, а в другом случае при увеличении щелочности — редкометалльных фельдшпатолитовых (апогранитовых) и редкометалльно-редкоземельных месторождений щелочных комплексов. Перелом от гомодромной к антидромной направленности, начало расщепления происходит в различных зонах на разных стадиях развития. В ранних ритмах это расщепление может начинаться с образования щелочных разностей (габбро-сиенитов) и комплекса даек "на уровне" габброидов и сопровождаться железо-титановым оруденением. В более поздних ритмах переход к щелочным разностям и основным дайкам происходит позже, "на уровне" диоритов, и проявляется в возникновении монцодиоритов, монцонитов, что особенно характерно для районов с железорудно-скарновым и медно-молибденовым оруденением. В третьем случае переход от гомодромного к антидромному ряду происходит на уровне гранитов и лейкогранитов и приводит к образованию субщелочных гранитов, онгонитов, литий-фтористых гранитов с комплексной редкометалльной минерализацией. В любом случае наряду с переходом к породам повышенной щелочности фиксируется и самостоятельный развивающийся ряд пород возрастающей основности — дайки лампрофиринов и габброидов в ранних ритмах и малые интрузии пестрого состава в более поздних.

Особенно существенно для понимания общих закономерностей развития подвижных областей и их металлогенической специализации обратить внимание на различную "интенсивность" проявления стадий в разновозрастных ритмах: в более молодых наиболее полное развитие получают все более поздние стадии [15].

Для каледонид Алтае-Саянской области кульминация развития приходится на рубеж стадий 3–4 мощного гранитоидного магматизма (плагиограниты, тоналиты, гранодиориты, таннульский комплекс, E_2) и связанного с ним разнообразного оруденения — железорудного, железо-медного, вольфрамового скарнового, кварцевозолоторудного.

Для герцинид Казахстана, Калба-Нарыма, Алтая, Средней Азии (Кураминская, Чаткальская зоны) и Южного Тянь-Шаня кульминационным моментом развития является уже рубеж стадий 4–5 — образование более продуктивных в плане эволюции гранитоидов гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций (C_3-P), а также орогенных вулканических комплексов (C_2-P_1). Соответственно и преимущественное оруденение "смещается" по схеме главной последовательности. Максимально развиты медно-молибден-порфировые (тип Коунрад и Кальмакыра), молибден-вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые скарновые (тип Майхуры), грейзеновые (тип Акчатау), кварцевожильные штокерковые (тип Байназара, Урзарсая), появляются редкометалльные апогранитовые (Центральный Казахстан) и иногда оловянно-силикатные месторождения (тип Трудового, Восточная Киргизия).

Наиболее ярко переломный момент геологической истории проявляется на стадии 5 с переходом от гомодромного к антидромному развитию в мезо-кайнозойских складчатых областях. В Забайкалье и Восточной Монголии переход от гомодромной к антидромной последовательности приходится на границу верхней юры и нижнего мела и предопределяет образование многих оловорудных, редкометалльных, флюоритовых и полиметаллических месторождений; на Хингане и в Приамурье — на границу нижнего и среднего мела, что совпадает с началом развития оловянного оруденения; на Северо-Востоке — на верхний мел; в Приморье — на палеоген, когда начинает проявляться антидромное развитие вулканизма, образуются малые интрузии и фиксируется оловорудная и полиметаллическая минерализация.

В Средиземноморском поясе в Восточных и Западных Карпатах такой перелом в направленности развития магматизма и рудообразования намечается в олигоцене и на границе олигоцена и миоцена. Начиная с этого времени в ассоциации с антидромным рядом от риолит-дацитов до андезит-базальтов проявляется главная характерная минерализация этого региона — полиметаллическая: месторождения Береговское и Беганское (СССР), Банско-Штявница (ЧССР), а также золото-серебряная "золотого четырехугольника" Трансильванской Румынии.

В пределах Малого Кавказа переломный момент истории развития приходится на рубеж N_1-N_2 . В этот период в Мисхано-Зангезурской зоне образуются медно-молибденовые месторождения (Дастакертское и Каджаранское). Позднее, в N_2-Q , на фоне развития антидромного ряда вулканитов трахириолиты → дациты → трахидациты → андезито-базальты формируются свинцово- и ртутно-сурьмяное оруденение.

Прослеживая переломные моменты в ходе геологического развития и стадии эволюции, на которые они приходятся, можно установить, что с течением времени такие переломы происходят на все более поздних стадиях развития, а их проявление закономерно "мигрирует" в зависимости от времени заложения ритмов и последующих тектонических движений.

ЭТАПЫ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Необходимо подчеркнуть различие в стадийности проявления главной последовательности развития формаций и подвижного пояса в целом. Ряды главной последовательности могут начинаться в разные моменты геологической истории и развиваться в последующем одновременно в различных зонах. Такие случаи многократной и разнопорядковой ритмичности в ходе формирования подвижного пояса чрезвычайно характерны и приводят к синхронному образованию и совмещению формаций различных стадий эволюции [20]. Однако в этой кажущейся очень сложной суммарной картине всевозможных интерференций, как установлено при сравнительном анализе металлогении различных регионов СССР, выявляются довольно выдержанные закономерности (рис. 2). В мезо-кайнозойских областях новые ритмы эволюции чаще всего начинаются с J_1, J_3, K_2 и эоцена (Средиземноморский пояс). В палеозойских областях новые ритмы начинаются с $V-E$ (Западные Саяны, Тува, Центральный Казахстан, Южный Тянь-Шань), $O-S$ (Урал — Тагило-Магнитогорская зона), D_{2-3} (Центральный Казахстан, Рудный Алтай, Урал), S_1 (Урал — Магнитогорская, Валерьяновская зоны), P_{1-2} — очень редки (Северный Памир, Южная Монголия).

Устанавливается определенное подобие в развитии палеозойских и мезо-кайнозойских подвижных поясов, что схематично отражено на рис. 2 в выделении двух возрастных шкал. При этом процессы рифтогенеза палеозой (E—O) и эвгеосинклинального развития (O—S) Урала и Казахстана сопоставляются с рифтогенезом и началом эвгеосинклинального развития мезозой в J_1-J_2 Кавказа, Северо-Востока, Сихотэ-Алиня.

Периоды D и K_2-P в определенном смысле подобны. В это время как в палеозойских, так и в мезозойских одновременно развиваются и орогенные вулcano-плутонические пояса, завершающие ранние ритмы развития (см. рис. 2, A, B), и рифтогенные вторично-эвгеосинклинальные образования начала новых ритмов (см. рис. 2).

Обращает на себя внимание сходство P—T и N—Q истории палеозой и альпид, когда образуются мощные покровы платобазальтов, перекрывающих обширные и различные по предшествующей истории области.

Схематичность рис. 2 не позволяет отразить всей сложности геологических процессов формирования подвижных поясов. Показанное расщепление эволюционных ветвей намечает лишь разделение вулcano-плутонического и собственно плутонического эволюционных рядов и не отражает перелома от прогрессивной гомодромной к регрессивной антидромной направленности, расщепление на поздних и конечных стадиях эволюции на основную и щелочную ветви, на асхистовую и диасхистовую и т.д.

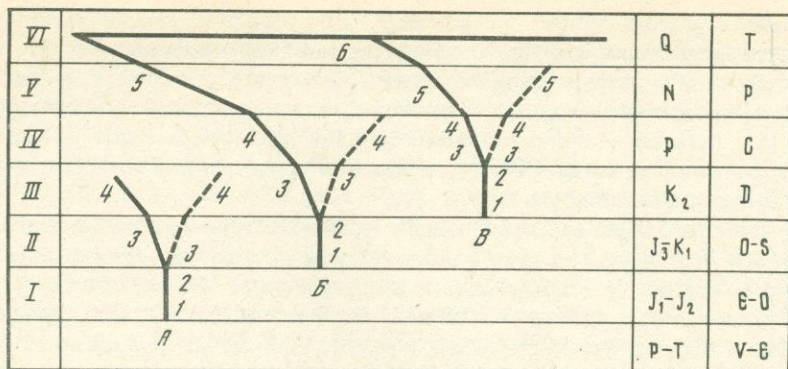


Рис. 2. Схема стадийности развития подвижного пояса (I-VI), отражающая неоднократность проявления новых ритмов эволюции

I-6 - стадии эволюции; сплошные линии - вулканоплутоническая ветвь, пунктирные - плутоническая; A-B - генерации рифтов и последующих ритмов эволюции; остальные пояснения в тексте

Реально в истории палеозойд и мезозойд новые ритмы начинались не 2 или 3 раза, как отражено на рис. 2, а 3, 4 и более раз. Это особенно характерно для таких областей, как Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Кавказ, Северо-Восток, Караякия, Сахалин и др. В Алтае-Саянской области полно проявлен салаирский ритм, начинающийся в вендкембри и заканчивающийся уже в среднем кембри обширными полями тоналитов сразу вслед за мощной эпохой складкообразования и сучивания пластин.

Во всех известных автору случаях при развитии новых ритмов сохраняется правило, отражающее общий геогенетический закон: каждый последующий ритм при подобии с предыдущим оказывается более продуктивным в плане эволюции, т.е. образования более поздних стадий эволюции получают в них все более полное и завершенное развитие (см. рис. 2, A, B). В итоге над складчатыми областями возникает единая "крышка" заключительных вулканогенно-терригенных формаций, которые по отношению к одним зонам, блокам и эволюционным рядам (см. рис. 2, A) воспринимаются как активизационные, а к другим (см. рис. 2, B, B) - как орогенные, но во всех случаях нормально продолжающие путь эволюции.

В целом может быть намечена шестистадийная схема развития складчатого пояса (табл. 2) со все увеличивающимся различием магматических и рудных формаций, зарождением новых эволюционных ритмов на стадиях I-III, максимальным многообразием типов зон и геологических и рудных формаций на стадиях III, IV и вновь все возрастающим однообразием поздних продуктов эволюции на стадиях V, VI. Все шесть стадий могут быть определенным образом увязаны со стадиями тектонического цикла развития подвижных областей с позиций тектоники плит, по Дж. Вильсону [25] и Л. Бауману [24].

Наиболее полное соответствие между стадиями эволюции рядов геологических формаций и стадиями становления складчатого пояса проявляется для более полно выраженных ритмов в палеозойских (O-T) и мезо-кайнозойских (J-Q) образованиях. Однако подобные совпадения стадий характерны лишь для отдельных структур. Реальная суммарная картина эволюционного развития различных зон складчатого пояса всегда сложнее и требует не одномерного, как обычно, а, по крайней мере, двухмерного изображения, подобного предпринятому на рис. 2.

Закономерности пространственного расположения зон в складчатых поясах дополняют отмеченную картину их развития во времени: на стадии I возникают единичные рифты, раздвиги, формируется океаническая кора; на стадии II образуются островодужные системы, закладываются новые рифты; на стадии III происходит коллизия в одних системах зон и заложение новых эвгеосинклинальных систем в других; на

Таблица 2

Сопоставление стадий развития подвижного пояса и стадий тектонического цикла, по Л. Бауману [24] и Дж. Вильсону [25]

Стадия развития подвижного пояса	Стадия, по [24, 25]
I. Зарождение (переходная от стабилизации к подвижной области)	1. Эмбриональная; возникновение сводового поднятия, эрозии, заложения рифтов, авлакогенов
II. Начальная	2. Рифтообразования; развитие траппов, расслоенных интрузий, карбонатитов
III. Ранняя	3. Ранняя, молодого океана, спрединга; образование эвапоритов, щелочных базальтоидов, горячие рассолы
IV. Поздняя	4. Зрелая, поздняя; раздвижение атлантического типа с формированием медноколчеданных и железо-марганцевых месторождений
V. Конечная	5. Резорбции, субдукции; сокращение океанов, образование систем желобов, островных дуг и окраинных бассейнов с разнообразным магматизмом и оруденением
VI. Заключительная (переходная к платформенной)	6. Закрывания океанов средиземноморского типа
	7. Коллизии гималайского типа, кислый магматизм покровов, образование чешуй, вдоль щитов – офиолитовых комплексов
	8. Покоя консолидированного кратона; образование обширных эпейрогенических поднятий и опусканий с незначительными движениями блоков

стадии IV одновременно в различных зонах сосуществует максимально различное количество геодинамических режимов – рифтогенез, коллизия, орогенез. Именно в эти периоды, приходящиеся на D в палеозоидах и K₂–P в мезозоидах, формируется максимальное разнообразие месторождений. Возникающие в этот период "вторичные" эвгеосинклинали в силу их места в общем процессе становления (III, IV стадии) отличаются особой продуктивностью (богатые полиметаллические, колчеданные месторождения, золото-серебряные, баритовые, железорудные и др.) и специфичным магматизмом – большей ролью кислых вулканитов повышенной щелочности. Для стадии V характерен более ограниченный набор геодинамических обстановок, преобладает сводообразование, проявляются контрастные и антидромные серии вулканитов, субщелочных–основных пород, интрузий пестрого состава, сопровождающихся флюоритовым, сурьмяно-ртутным, боросиликатным, пятиэлементным и другим оруденением.

На стадии VI намечается переход к платформенному развитию, проявляется "рассеянный" рифтогенез, возникают относительно однообразные основные и щелочно-основные вулканиты, щелочные базальтоиды, ультраосновные–щелочные интрузии, в ряде случаев нефелиновые сиениты, карбонатиты со свойственным им оруденением, а также расслоенные интрузии с признаками медно-никелевого, иногда титаномagneзитового оруденения.

Интересно отметить определенную компенсационность развития тектонических зон складчатых поясов, проявляющуюся как во времени, так и в пространстве. При этом выдвигается особая роль срединных массивов как наиболее перемещающихся в пространстве блоков складчатых областей – микроплит. Соответственно с тыловой стороны от них развиваются молодые рифты, а с фронтальной (по направлению перемещения) – островные дуги, зоны субдукции или даже орогенные вулканические пояса. Эта асимметрия находит подтверждение и в металлогении. Блоки срединных массивов в подвижных поясах нигде не окружены однотипными металлогеническими зонами.

В качестве наиболее ярких примеров можно привести цепочку "осевых" срединных массивов, разделяющих Средиземноморскую подвижную область, — Пононский, Родопский, Иранский и др., обладающих принципиально различной минерализацией вдоль северных и южных границ [21].

Заключение

Теория эволюционного анализа минеральных образований — геологических и рудных формаций, пород и руд — в геологической истории основывается на выделении их эволюционных и возрастных рядов и ритмов зональности для различных типов структурно-формационных зон складчатых областей. Представление о главной последовательности этих образований как наиболее общей, теоретически возможной, отражающей суммарную эволюцию формаций всех структурно-формационных зон позволило наметить этапы и стадии эволюции магматизма и оруденения конкретных структур.

Для определения этапов и стадий большое значение имеет выделение реперных формаций — индикаторов геодинамических обстановок начальных и конечных рифтовых стадий, а также переломных моментов геологической истории. Эти моменты совпадают с периодами активизации тектонических движений, приводящих в одних зонах к образованию шарьяжей, надвигов и мощному гранитообразованию, в других — к возникновению новых рифтовых, эвгеосинклинальных или вторично-эвгеосинклинальных прогибов, в третьих — к образованию орогенных вулканоплутонических поясов. Особо важное значение имеет перелом, связанный с периодом максимального сжатия и образованием батолитоподобных гранитоидов как в зонах сгучивания пластин (эвгеосинклинальный тип развития), так и в тыловых зонах поднятий за счет преобразования гранито-грейсовой коры. Для рудообразования также очень существен переломный момент эволюционного развития — переход от гомодромной к антидромной направленности магматизма и сопутствующего оруденения. Важным аспектом эволюционного анализа является выявление многопорядковой ритмичности процессов, приводящих к одновременному развитию в подвижных областях формаций различных стадий развития.

Для металлогенического районирования существенное значение имеет использование векторного анализа с выделением осевых зон рудоконтролирующих структур, их систем, фрагментов ненарушенных блоков, зон совмещения минерализации различных рядов.

Применение теории эволюционного анализа к рассмотрению металлогенических особенностей различных регионов СССР позволило с новых позиций оценить значение фактора металлогенической унаследованности, перерывов в эволюционном развитии магматических пород, длительности процессов формирования месторождений для прогноза и поиска оруденения.

Важно подчеркнуть и открывающиеся дополнительные возможности сравнительного металлогенического анализа регионов, познания природы эволюции рудообразования, выделения металлогенических эпох и рубежей и использования их для периодизации геологической истории.

Литература

1. Билибин Ю.А. Общие принципы металлогенических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 95–112.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Восток СССР. Л.: Недра, 1984. Т. 8. 555 с.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регион. Л.: Недра, 1986. Т. 7. 239 с.
4. Иванов С.Н., Русин А.И. Метаморфизм в крупном цикле формирования земной коры // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 3–12.
5. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 187 с.
6. Металлогеническая карта Алтае-Саянской складчатой области. М-б 1:500 000. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1987.

7. Металлогеническая карта Казахстанской складчатой области. М-б 1:1 500 000. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1986.
8. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов. М-б 1:1 500 000. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1982.
9. Металлогеническая карта Сибирской платформы. М-б 1:2 500 000. Л.: Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1984.
10. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1986. 749 с.
11. Кузнецов В.А. Рудные формации // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 3–14.
12. Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 224 с.
13. Магакьян И.Г. Металлогения. М.: Недра, 1974. 304 с.
14. Рудоносность геологических формаций структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 423 с.
15. Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1969. Т. 5. С. 303–332.
16. Рундквист Д.В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1985. Вып. 4. С. 407–421.
17. Рундквист Д.В., Розинов М.И. Анализ эволюционных рядов вулканических формаций орогенных областей с целью прогнозирования оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981. Т. 13. С. 96–106.
18. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Марин Ю.Б., Орлова М.Н. Магматические и ассоциирующие с ними редкометалльные рудные формации // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 187–200.
19. Смирнов В.И. Проблемы металлогении // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1979. № 6. С. 14–29.
20. Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // 27-й МКК. Доклады. Т.12. М.: Наука, 1984. С. 3–10.
21. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира. М.: Недра, 1972. 345 с.
22. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения земной коры. М.: Недра, 1983. 160 с.
23. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 423 с.
24. Baumann L. Der plattentektonische Zyklus und seine metallogenetische Bedeutung. Leipzig: VEB Deutsch. Verlag fur Grundstoffindustrie, 1984.
25. Wilson J.T. A new class of fault and their bearing on continental drift // Nature. 1965. Vol. 207. P. 343–347.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, В.И. Казанский, Н.С. Малич, А.А. Оболенский, Г.В. Поляков, В.М. Терентьев, П.М. Хренов, М.Л. Шерман Основные черты металлогении Сибири	5
Ч.Б. Борукаев, А.К. Башарин, Н.А. Берзин, О.А. Вотях, П.П. Кузнецов, А.Л. Матвеевская, В.А. Соловьев, Б.М. Чиков Геология и тектоническое развитие Сибири	13
В.С. Сурков, В.И. Лотышев, П.И. Морсин Глубинная структура литосферы Сибири	18
Г.В. Поляков, В.В. Золотухин, Ф.П. Митрофанов Магматические формации Сибири и их рудоносность	31
Ю.В. Комаров, Э.Н. Копылов Орогенная металлогения Сибири	46
Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова Металлогения Сибирской платформы	52
В.А. Нарсеев, И.Ф. Мигачев, В.М. Яновский, Р.Н. Володин, В.Д. Конкин, А.А. Фельдман Металлоносные структуры и формационные комплексы Сибирской платформы и ее обрамления	61
Б.Л. Залищак, В.Г. Хомич, Б.А. Зарубин, Э.Л. Школьник, С.С. Зимин, Н.Н. Серкин, П.Г. Недашковский, А.М. Ленников Проблемы металлогении юго-восточной части Сибирской платформы	67
В.С. Сурков, Ю.Г. Старицкий, В.А. Даргевич, С.Б. Шацкий Особенности металлогении Западно-Сибирской плиты	73
В.М. Терентьев Металлогения Алданского щита и сопредельных структур	79
А.Я. Кочетков, С.М. Кравченко, К.А. Лазебник Новые аспекты мезозойской металлогении Алданского щита	91
П.М. Хренов, Г.Я. Абрамович, М.П. Лобанов, Ю.П. Попов Металлогения краевых структур Сибирской платформы	100
В.И. Сотников, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский, В.И. Лебедев Закономерности формирования и строение Южно-Сибирской металлогенической провинции	113
К.Р. Ковалев Рудоносность венд-кембрийских формаций центрального и восточного сегментов Центрально-Азиатского подвижного пояса и регенерация оруденения	120
А.А. Оболенский, Н.С. Зайцев, В.И. Сотников, В.И. Коваленко, П.В. Коваль, М. Жамсран, Ж.Лхамсурен, А.С. Борисенко, А.П. Берзина, В.В. Ярмолук Основные проблемы металлогении Монголии	126
А.С. Борисенко, В.А. Скуридин, В.Л. Лебедев, Р.В. Оболенская, Ю.К. Березиков, В.А. Говердовский Металлогения рудного района юго-востока Горного Алтая и северо-запада Монголии	131
Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, В.Г. Пономарев, А.П. Хохлов, М.Л. Шерман Металлогения Енисейского края	140
Ю.В. Ильинский Эволюция металлогенических систем Алтае-Саянской складчатой области	148
Г.В. Андреев, П.Ч. Шобогоров, В.И. Игнатович Металлогения Саяно-Байкальской области многоэтапной активизации	155
В.С. Кузбный, Г.В. Филипов, Б.И. Суганов, Г.Г. Карасева Закономерности размещения эндогенного оруденения цветных металлов юга Красноярского края	162

В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, В.А. Коротеев, Е.А. Ананьева, Б.П. Рыжий, В.А. Верховцев, Ю.А. Полтавец Металлогения зоны сочленения Западно-Сибирской плиты и Урала	167
В.В. Старченко, Ю.М. Шувалов, В.И. Игнатович, И.Г. Рутштейн, В.С. Четкин Металлогения Забайкалья	173
Л.М. Парфенов, В.А. Трунилина, Г.Н. Гамянин, Я.В. Яковлев Геодинамика, магматизма и металлогения верхояно-колымских мезозоид	179
Л.И. Красный, Ю.В. Богданов, В.П. Феоктистов, В.В. Старченко Металлогения территории БАМ	189
Е.А. Кулиш, В.Г. Моисеенко Основные черты эндогенной металлогении восточной части зоны БАМ	197
О.А. Дюжиков, В.В. Золотухин, Г.И. Кавардин, Г.Г. Ремпель, С.Ф. Служеникин, Б.М. Струнин, Е.В. Туганова Мезозойская металлогения Таймыро-Норильского региона	203
Д.А. Додин, В.Ф. Кравцов, В.С. Голубков, Г.И. Кавардин, В.Е. Кунилов, Ю.Н. Седых, И.И. Сидоров, Л.Г. Сухов Металлогения никеленосных рудных районов норильско-талнахского типа	215
В.Г. Пономарев, У.А. Асаналиев, Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев, Л.Ф. Наркелюн, В.С. Салихов, А.И. Трубачев, А.А. Тычинский Рудные формации стратиформных месторождений цветных металлов Сибири и их металлогеническое значение	221
А.Е. Мирошников Средне-позднекембрийский телеорогенный меденосный бассейн краевой юго-западной части Сибирской платформы	227
М.П. Мазуров Основные закономерности размещения и формирования скарново-магнетитовых месторождений Сибири	234
А.Д. Щеглов Нелинейная металлогения (понятие и сущность проблемы)	240
Д.В. Рундквист Эволюционные ряды, ритмы зональности и главная последовательность развития геологических и рудных формаций	250

Научное издание

**Закономерности размещения
полезных ископаемых**
Том XV
(металлогения Сибири)

*Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию АН СССР*

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *Л.В. Русская*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37023

Подписано к печати 25.05.88. Т-07428
Формат 70X100 1/16. Бумага офсетная
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 22,1 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 22,2
Уч.-изд.л. 27,0. Тираж 700 экз. Тип. зак. 304
Цена 5р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

готовятся к печати книги:

Золоторудное поле Колар (Индия).

20 л.

В книге рассмотрены актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии уникального золоторудного поля Колар. Приведены сведения об истории освоения рудного поля, о горнотехнических особенностях освоения глубоких горизонтов. Большое внимание уделяется современным представлениям о геологической позиции оруденения, его зональности, условиям формирования месторождения, выделены поисково-прогнозные критерии на золотое оруденение коларского типа.

Для геологов, специализирующихся в области эндогенных рудных месторождений.

Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности.

20 л.

В книге представлены материалы о наиболее перспективных видах алюминиевого сырья — железо-алюминиевых рудах, алунидах, давсонитах, щелочных нефелиновых породах. Рассмотрены закономерности их размещения, палеотектонические и палеогеографические факторы бокситонакопления, физико-химические условия образования бокситов и небокситовых видов алюминиевого сырья, приведена их минералогическая и геохимическая характеристика, описаны методы поисков и разведки месторождений, критерии оценки рудоносности.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья.

25 л.

В книгу включены материалы по геологии и теории формирования рудоносных кор выветривания — бокситоносных, никеленосных, редкометалльных и других, а также связанных с ними различных неметаллических полезных ископаемых. Приведены данные детального минералогического исследования продуктов выветривания с использованием новейших методов локального анализа. Рассмотрены особенности гумидного выветривания на алюмосиликатных и карбонатных породах в течение фанерозоя и докембрия. Дана новая информация об аридном и криогенном выветривании.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Современные гидротермы и минералообразование.

14 л.

Сборник содержит оригинальный материал, полученный в результате изучения гидротерм Курильских островов, Камчатки и процессов минералообразования, обусловленных этими гидротермами. В первой части рассматриваются особенности состава и металлогенности гидротерм. Вторая — посвящена всесторонней характеристике новообразованных гидротермальных минералов. В третьей — характеризуются минералы и их ассоциации, формирующиеся в процессе разгрузки подводных гидротерм в Красном море и в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Для геологов, минералогов, геохимиков и океанологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ
ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой": 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12;
Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":
480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/0,9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш.Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р.Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/

5037

5p. 70k.