

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР



ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
МЕТАПЛОГЕНИИ
ТИХООКЕАНСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА

VI

40 Sn



ACADEMY OF SCIENCES OF THE U. S. S. R.
FAR EASTERN RESEARCH CENTRE
GEOLOGICAL INSTITUTE
PACIFIC COMMITTEE ON GEOLOGY AND METALLOGENY
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE R. S. F. S. R.
PRIMORSKY TERRITORIAL GEOLOGICAL DEPARTMENT
FAR — EASTERN TERRITORIAL GEOLOGICAL DEPARTMENT
MINISTRY OF HIGHER EDUCATION OF THE R. S. F. S. R.
FAR EASTERN POLYTECHNICAL INSTITUTE

MAIN PROBLEMS
OF METALLOGENY
OF PACIFIC ORE BELT

(Abstract. The 6-th All-Union Symposium on Metallogeny)

Vladivostok
1971

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ТИХООКЕАНСКИЙ КОМИТЕТ ПО ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ПРИМОРСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

553.2

1205

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

2/ (Материалы к VI Всесоюзному
металлогеническому совещанию)

Владивосток
1971



Издано по решению Ученого совета
Дальневосточного геологического института
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР

Редакционная коллегия: **Е. А. Радкевич** (ответственный редактор), **И. Н. Говоров**,
А. М. Кокорин, **Р. М. Колесникова**, **П. Г. Коростелев**, **В. Г. Моисеенко**, **П. Г. Недаш-**
ковский, **В. И. Смирнов** (главный редактор), **Г. М. Фремд**, **С. А. Щека**.

ВВЕДЕНИЕ

Проведение шестого Всесоюзного металлогенического совещания в г. Владивостоке, организуемого Научным советом по рудообразованию при отделении геологических и геофизических наук СССР, свидетельствует о большом значении, придаваемом научной общественностью и Академией наук развитию научных исследований на Дальнем Востоке.

Дальний Восток, богатый разнообразными полезными ископаемыми, изучен далеко недостаточно. На его необъятной территории, несомненно, еще будут новые важные открытия, которые значительно расширят минерально-сырьевую базу Советского Союза. Поставленные Директивами XXIV съезда КПСС задачи ускоренного развития производительных сил Дальнего Востока, увеличения добычи угля, олова, вольфрама, ртути, золота должны быть положены в основу обсуждения металлогенических проблем и прогнозов.

Шестое Всесоюзное совещание по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, в отличие от предыдущих, носит региональный характер и поэтому его тематика ограничена главным образом освещением металлогении Дальнего Востока. Но вместе с тем на материалах обширного и разнообразного Дальневосточного региона решаются и общетеоретические проблемы металлогении. Здесь встают вопросы о возможно первичной неоднородности земной коры и мантии, определившей специфическую металлоносность Тихоокеанского кольца, о влиянии особенностей развития зоны сочленения континента с океаном, где интенсивно протекают разнообразные геологические процессы, о тектонической активизации древних сооружений, проявление которой здесь определяет внешние границы Тихоокеанского пояса. На данном совещании подводятся итоги выполнения плана коллективных исследований, первоначально намеченного на первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении, и обсуждаются наиболее интересные выполненные работы и прогнозы рудоносности, сделанные на основе металлогенических обобщений.

Прошло более десяти лет после Первой конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, состоявшейся в 1960 г. в г. Владивостоке. В работе этой конференции принимали участие виднейшие специалисты по геологии и рудным месторождениям Дальнего Востока — работники научно-исследовательских институтов, геологических управлений и горно-обогатительных комбинатов.

Обсуждение на конференции общих проблем геологии и металлогении

нии Тихоокеанского рудного пояса и опубликование материалов конференции содействовало распространению идей о Тихоокеанском рудном поясе и оказало влияние на последующие научные и поисково-разведочные работы. После этого широкое развитие получили металлогенические исследования (особенно по металлогении рудных районов) в геологических управлениях, что позволило подытожить имеющиеся знания о рудоносных территориях и подойти к научно-обоснованным прогнозам, правильность которых была доказана последующими открытиями.

Выявлены новые месторождения в Комсомольском районе, подтверждающие высказанную на Первой металлогенической конференции перспективную оценку района (В. В. Онихимовский), открыты месторождения вольфрама (А. Н. Ивакин, Д. И. Ивлиев и др.) в выделенной ранее вольфрамоносной зоне Сихотэ-Алиня; выявлены слепые полиметаллические рудные тела на Тетюхинском рудном поле, возможность открытия которых доказывалась ранее, золото-медно-молибденовые руды в Кавалеровском районе Приморья. Подтверждены выводы о перспективности древних эвгеосинклинальных зон, обрамляющих Сибирскую платформу, на колчеданно-полиметаллические руды, умножилось количество золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском и Сихотэ-Алинском вулканических поясах, перспективность которых отмечалась на Первой Тихоокеанской металлогенической конференции. Интересны выявленные месторождения сурьмы и ртути и т. д.

Новые открытия заставляют пересматривать некоторые ранее принятые гипотезы и представления о металлогеническом профиле территорий. Выявляются районы совмещенного развития металлогении различного профиля. Границы рудных формаций оказываются не столь резкими, — возникают идеи о полиформационных комплексах и рядах рудных формаций, позволяющие избегать осложнений в определении формационной принадлежности месторождений в районах одновременного проявления различных типов оруденения.

Здесь мы являемся свидетелями того, как металлогенические идеи, если не прямо, то косвенно, содействуют новым открытиям и, наоборот, практические открытия заставляют пересматривать прежние представления и расширяют границы прежних понятий.

Научные исследования по плану, разработанному на Первой Тихоокеанской металлогенической конференции, завершились составлением крупных монографий, подготовкой и изданием карт различного типа. Под руководством Л. И. Красного (ВСЕГЕИ) издана геологическая карта Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса, составлены литолого-тектонно-магматические карты той же территории, металлогенические карты золота (В. Т. Матвеевко и др.), свинца и цинка (В. С. Кормилицы и др.), сурьмы и ртути (З. В. Сидоренко и др.). Составлена тектоно-геологическая карта всего Тихоокеанского пояса (ВСЕГЕИ при участии ДВГИ, редактор Л. И. Красный).

Большое значение имели работы, проведенные в Геологическом институте АН СССР, где были изданы тектонические карты Арктики и всего Тихоокеанского пояса (Ю. М. Пушаровский). Значительные исследования по геологии и металлогении Арктики проводились в НИИГА при участии Северо-Восточного геологического управления (Б. Х. Егизаров и др.).

В коллективных работах по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса активное участие принимали Институты Сибирского Отделения АН СССР — Дальневосточный геологический институт (головной по проблеме), Северо-Восточный комплексный институт, Институт вулканологии, Сахалинский комплексный институт и Якутский геологический институт. Эти работы продолжаются в Дальневосточном научном центре АН СССР, куда переданы институты восточного региона.

В Дальневосточном геологическом институте подготовлены обобщающие работы по фундаменту Тихоокеанского пояса (А. М. Смирнов и др.), метаморфическим толщам всего пояса (М. А. Мишкин, И. А. Тарарин, под руководством А. А. Маракушева), геохимии вулканических зон (И. Н. Говоров, В. Г. Сахно), геохимии золота (В. Г. Моисеенко); составлены металлогенические карты олова и вольфрама северо-западного сектора пояса и комплексная карта всего Тихоокеанского пояса (Е. А. Радкевич).

Фундаментальные новые данные для обоснования представлений о строении зоны перехода от континента к океану получены в результате больших геофизических (Институт физики Земли, Сахалинский комплексный институт), а также океанологических исследований (Институт океанологии и его Тихоокеанское отделение). Впервые на геологических и тектонических картах с большой долей достоверности показаны не только структуры континентов, но и океанического дна (карта Евразии, Тихоокеанского пояса).

Новые материалы получены по современным процессам — сейсмологии, вулканизму и, что особенно важно для металлогении, по современному гидротермальному минералообразованию (С. И. Набоко), проливающим свет и на процессы рудогенеза прошлых геологических эпох, особенно в вулканических областях.

На Дальнем Востоке за последнее десятилетие неоднократно проводились совещания и симпозиумы. Важным событием явилась выездная сессия Отделения наук о Земле, которая позволила при участии ведущих ученых страны обсудить важнейшие вопросы, волнующие геологов-дальневосточников. Проводились научные конференции и симпозиумы по специальным вопросам, петрографии, метаморфическим толщам, геологии и металлогении золота, геологии и металлогении олова и вольфрама, золотоносности Амурской области, вулканизму и связанному с ним оруденению. Проведен Советско-Японский семинар (г. Находка, 1970 г.), посвященный происхождению Японского моря.

По проблеме Тихоокеанского пояса и зоне перехода от континента к Тихому океану за последнее десятилетие опубликован большой материал, однако он далеко не охватывает всех интересных данных. Взаимная информация о результатах исследований — одна из задач совещания. Особенно важно обсуждение прогнозно-металлогенических карт и вытекающих из прогнозов направлений поисково-разведочных работ.

С другой стороны, несмотря на большой срок, прошедший после первой Тихоокеанской металлогенической конференции, многие вопросы по-прежнему остаются спорными. К главным из них относятся: направленность общего развития земной коры в зоне перехода от континента к Тихому океану и место оруденения в этом процессе; структурные металлогенические связи континентальной и островной части пояса; происхождение, природа и металлогеническое значение около-тихоокеанских вулканических поясов; значение и форма проявления процессов активизации и их роль в металлогении, общие закономерности размещения месторождений главных металлов, значение литологических, тектонических, магматических факторов; роль процессов метаморфизма в миграции и концентрации рудных элементов; проблема источника рудного вещества и в этом свете — направление поисков и многие другие.

Дискуссионный характер проблем не позволяет рассчитывать на однозначное решение многих из них. Однако по некоторым положениям могут быть получены определенные суждения, которые можно использовать в направлении поисковых работ. В этом свете научные дискуссии составляют вторую важную задачу совещания.

Наконец, третьей не менее важной задачей является координация и планирование будущих коллективных исследований и установление путей и способов обмена информацией, столь важных при современном широком развитии работ.

При организации совещания перед Оргкомитетом возникли большие трудности — лавина заявок на доклады никак не увязывалась с пожеланиями членов Тихоокеанского комитета об ограничении числа докладов и постановке лишь наиболее важных и принципиальных из них, заслуживающих общего обсуждения. Желая все же сделать доступным для ознакомления возможно более полный материал, Оргкомитет решил опубликовать представленные расширенные тезисы докладов в настоящем сборнике, а также в двух специальных тематических сборниках, посвященных глубинности и зональности оруденения и проблеме развития вулканических притихоокеанских поясов. Эти материалы могут быть обсуждены демонстрационным методом, а также в выступлениях на дискуссиях, организуемых в рамках регламента пленарных заседаний.

Настоящий сборник содержит следующие разделы: общие вопросы геологии и металлогении Тихоокеанского пояса и металлогении вообще — тектонические, магматические и иные факторы контроля оруденения, типы рудоносных территорий, значение процессов активизации в развитии рудоносных территорий, характеристика некоторых звеньев Тихоокеанского пояса, в том числе и зарубежных его частей; металлогения металлов: олова, вольфрама, сурьмы и ртути, свинца и цинка, редких металлов; геология и металлогения рудных районов.

После совещания предполагается опубликовать расширенные тексты наиболее важных докладов, а также наиболее интересные выступления в дискуссиях.

Е. А. Радкевич

**I. Общие вопросы геологии и металлогении
Тихоокеанского рудного пояса**

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА И ВОПРОСЫ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Л. И. Красный

(ВСЕГЕИ)

1. Первая геологическая карта, объединяющая крупнейший океан нашей планеты и обрамляющие его континенты — результат коллективной работы геологов Министерства Геологии СССР (ВСЕГЕИ, НИЛЗарубежгеология, НИИГА) и АН СССР (институты: Океанологии, Дальневосточный геологический, Геологических наук, Вулканологии, Сахалинский комплексный и др.). В основу составления карты, синтезирующей огромный материал, накопленный в разных странах, положен принцип выделения толщ по возрасту и составу (для магматических тел). При этом произведена корреляция разновозрастных образований от докембрия до кайнозоя. В океане показано размещение современных вещественно-генетических комплексов — обломочных, глинистых и биогенных и особо отмечены образования, содержащие примесь вулканического материала разного состава. Специальное внимание, учитывая Тихоокеанскую специфику, уделено кайнозойским вулканитам. Выделены серии: щелочная и щелочно-земельная, высокоглиноземистых базальтов, известково-щелочная, толеитовая и др. Формой знаков показаны вулканы: щитовые, стратовулканы, гийоты и вулканические горы. Даны цифры абсолютного возраста базальтов в океане. Карта подчеркивает значение мезозойского и кайнозойского интрузивного магматизма, что имеет непосредственное отношение к размещению эндогенной минерализации. Выделяются провинции: континентальная гранитоидная с подчиненным развитием андезитов и липаритов; окраинно-континентальная — вулканогенные пояса андезитово-риолитового (с подчиненным развитием гранитоидов) и базальтового профиля, окраинно-океанская с гипербазитовыми и базитовыми поясами и андезитовыми вулканитами, центрально-океанская с толеитовыми базальтами и восточно-тихоокеанская с наиболее примитивными (мантийными?) базальтами.

2. Намечаются пути геолого-структурного районирования, учитывающие данные физических полей.

А. Тихоокеанские окраины континентов различаются характером раздробления.

В Восточной Азии наблюдается тип древнего глыбового расчленения. Цепь массивов (платформенных, пограничных и др.), прослеживающаяся от Чукотского полуострова до Индокитая, и межглыбовые зоны с позднебайкальскими, герцинскими и мезозойскими складчатыми структурно-формационными комплексами северо-западного и широтного простирания, составляют структурную основу края мате-

рика. Только поздние мезозоида Сихотэ-Алиня, принадлежащие в палеотектоническом аспекте Ниппонской складчатой области, имеют тихоокеанское простираание.

Восточно-Австралийская линейная складчатая область состоит из складчатых систем с четко выраженным эвгеосинκлиналиным осадконакоплением в кембрии — позднем палеозое.

В Северной Америке различаются: Аляскинский геоблок, напоминающий глыбовые структуры Восточной Азии и Кордильерская линейная складчатая область, включающая Южную Аляску, западно-северо-американскую островную группу (система Инзуляр) и собственно Кордильерскую складчатую систему. Эта область длительного эвгеосинκлиналиного развития, как и Восточно-Австралийская, находится в зоне контрастного сочленения с ложем океана. Одни системы Кордильерской области закончили развитие в мезозое, другие — в конце мезозоя — начале кайнозоя и третьи — в кайнозое.

Восточнее Кордильерской складчатой области выделяется крайняя складчато-глыбовая система Макензи-Скалистых гор, возникшая на месте перикратонного прогиба, в котором с докембрия до палеогена накапливались осадки шельфового типа.

В окраинной части Южной Америки выделяется еще плохо изученная, в целом линейно-раздробленная Андийская складчатая область, наиболее древние (байкальские) части которой находятся в Восточной кордильере и массиве Сьерра-Пампа, а герцинские — в Береговой Кордильере Чили и Прекордильере. Значительные складчатые сооружения области принадлежат к мезозойским, позднемезозойским — раннекайнозойским и кайнозойским системам. Последние тяготеют к трансонам — Карибской и Скотия.

Б. Особое место среди окраинных Тихоокеанских структур занимает Циркумконтинентальный вулканогенный пояс, отчетливо прослеживающийся в гравитационном и магнитном полях. Его генеральное развитие относится ко второй половине юры, мелу и кайнозою. Континентальные вулканы андезитово-риолитовой линии (с заметным развитием гранитоидов) особенно характерны для этого пояса. В расчленении вулканических массивов имеются и резко выраженные провинциальные особенности. Развиваясь на наиболее жестких сооружениях (Притихоокеанская Антарктида), они приобретают характер типичных плато-базальтов.

В. Окраины, а иногда и более далекие части континентов, обрамляющих Тихий океан, обладают специфическим мезозойским и отчасти кайнозойским магматизмом и связанной с ним металлогенией. Выделяются провинции: гранитоидная с подчиненным развитием андезитов и липаритов (ведущие металлогенные элементы — золото, олово, вольфрам, молибден; характерные — мышьяк, свинец, цинк, тантал, ниобий, фтор, ртуть, сурьма); андезито-риолитовая с подчиненным развитием (ведущие металлогенные элементы, золото — серебро, ртуть, медь, сера; характерные — олово, бор, литий, свинец, цинк, висмут, фтор, сурьма).

Г. С процессами активизации тектоно-магматической или выраженной в других сопряженных или самостоятельных формах (сводовой, сводо-глыбовой, складчато-глыбовой, разломной и пр.) связано формирование внутриматериковых или окраинно-материковых рифтовых и близких к ним систем. Байкало-Южно-Якутская, Рио Гранде-Сан Луис, Альтиплано — примеры внутриматериковых рифтовых систем. Рифт Калифорнийского залива, гипотетический рифт залива Спенсер — озера Торрес — примеры окраинно-материковых рифтов, связанных с ветвями Восточного Тихоокеанского подвижного пояса. К рифтообраз-

ным системам можно отнести борозду Скалистых гор длиной 1600 км и упоминавшиеся вулканогенные пояса.

Д. В области стыков континентов имеют место крупные зоны раздвижений: между Азией и Австралией — Индонезийская, между Северной и Южной Америкой — Карибская, Южной Америкой и Антарктидой — Скотия.

Е. Кроме этих межконтинентальных областей, на геологической карте ярко выражены переходные зоны (транзоны) от континента к Тихому океану в Восточной Азии и на западной австрало-новозеландной части Тихого океана. Здесь наблюдается специфический и сложный магматизм, гипербазитовые и базитовые пояса и пояса андезитового вулканизма. Ведущие металлогенные элементы — медь, хром, ртуть, характерные — платина, сера, золото — серебро, асбест, барий, свинец, цинк.

Ж. В пределах транзоны известны многочисленные и разнообразные структурные элементы, номенклатура которых еще не устоялась. Выделяются: а) сопряженные структуры: глубоководные котловины окраинных морей; островные дуги и глубоководные желоба; б) поднятия разного типа: геоантиклинальные валы (Кюсю-Палау и др.), с вулканическими островами, покоящимися на широком сводовом поднятии; подводные геоантиклинальные системы без вулканов (хребет Ширшова, Беата и др.); геосинклинальные подводные вулканотектонические поднятия (Ямато, Бауэрса и др.); в) затопленные складчато-глыбовые горные системы (бордерленды американских геологов, например, Калифорнийский).

З. К дискуссионным проблемам принадлежит отнесение к транзоне континентальных склонов (морфодизъюнктивы, по номенклатуре НИИГА), выступающих в виде контрастной узкой пограничной планетарной зоны повышенной тектонической активности, где сочетаются линейные и глыбовые структурные элементы. Изучение геомаргинального процесса формирования пограничной полосы континент — океан — насущная задача тектонистов и геофизиков.

И. Эволюция тектоносферы привела к расчленению Тихого океана на крупные стабильные, асейсмичные области (талассократоны и в пределах их — талассоплены) и область Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, включающего георифтогенальные системы. Внутриокеанические вулканогенные пояса и нагорья характерны для первых областей. По периферии океана четко выражены перикратонные океанические валы, своеобразные компенсационные формы по отношению к глубоководным желобам и глыбовые (и сводово-глыбовые) поднятия. Общую структуру океана дополняют зоны крупных разломов. Размещение современных осадков и вулканитов, как хорошо видно на геологической карте, подчеркивает контуры важнейших структур.

К. Геофизические и буровые работы позволили уточнить мощность неуплотненных осадков и возраст относительно глубоких частей разреза (например, верхняя юра, на возвышенности Шатского). Магнитные, гравитационные, термические и другие исследования помогли уточнить геолого-структурное районирование. Так, исследование аномального магнитного поля выявило характерную георифтогенальную основную зону в Восточно-Тихоокеанском подвижном поясе, не выраженную в рельефе.

З. Сводка данных по геологии и структуре Тихого океана не подтверждает гипотезу раздвижения океанского дна в стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия. Более рациональной представляется модель геоблокового строения океана, транзоны и континентов с индивидуализированными особенностями крупных блоковых структур. Палеотектонические и палеогеографические данные о краевых частях континентов (например, восточной Австрии, запада Северной Америки)

свидетельствуют о длительности и унаследованности периферических геосинклиналей в палеозое и отчасти мезозое и кайнозое. Начиная с триаса, можно уверенно говорить о существовании Тихого океана в границах, близких к современным.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Е. А. Радкевич

(двги)

Металлогеническая карта Тихоокеанского пояса масштаба 1 : 10 000 000, составленная коллективом авторов, позволяет выяснить некоторые особенности развития Тихоокеанского пояса, имеющие не только региональный, но и общий интерес.

Тихоокеанский рудный пояс, сопрягающийся на севере с Арктическим, а на юго-западе со Средиземноморским, сравнительно консервативен в своих очертаниях, что позволяет заключить о древнем возрасте океанического устойчивого блока. Наиболее четко подчинены границам Тихоокеанского бассейна складчатые пояса Северо-Американских и Южно-Американских Кордильер, которые развивались длительно и полициклически — с неоднократным проявлением складчатости и погружением в пределах одной и той же зоны. Вероятно, окраины этой складчатой области частично были покрыты впоследствии морем, и наблюдаемые в настоящее время металлогенические зоны могут рассматриваться лишь как часть более сложной, распространявшейся на запад складчатой металлогенической области. В американской ветви наблюдается смещение во времени разновозрастных металлогенических зон: от невадийской — в главной зоне Северо-Американских Кордильер до ларамийской — в зоне Скалистых гор, представляющей миогеосинклинальный прогиб на платформенном основании.

Металлогения отмеченных зон определяется особенностями их развития и состава пород: невадийская эвгеосинклиналь, сложенная мощными вулканическими толщами основного состава и продуктами их перемыва, характеризуется развитием гранитоидов повышенной основности, сопровождающихся золотом. В то же время в зоне карбонатных пород ларамийской геосинклинали проявлены уже другие металлы: в связи с мелкими штоками гранитов повышенной основности — щелитоносные скарны, а в удалении от интрузивов и в ассоциации с субвулканическими верхнемеловыми третичными штоками — полиметаллические месторождения. Местами в связи с молодыми вулканитами интенсивно проявлены медь и золото. Металлогеническую особенность области составляет наложенный пояс верхнемеловых третичных вулканитов, заключающий мелкие месторождения олова риолитовой формации.

Тенденцию миграции возраста осложняет самая молодая прибрежная зона Неогенового разлома, контролирующего распределение ультрабазитов, ртутных, а также молодых золотых месторождений.

Четко выражена продольная зональность и в молодых складчатых областях Южной Америки. Здесь эвгеосинклинальная зона с медной (медно-порфировые руды) и золотой минерализацией мезозойского

и третичного возраста также пролегает вблизи побережья. В удалении же от берега в высокогорной области Анд вдоль наложенного миогеосинклинального раннепалеозойского прогиба в древнем кристаллическом основании локализуется сложная металлогеническая провинция Боливии с разновозрастным оруденением: триасовым в северной половине провинции и позднеогеновым в южной. В этой провинции в свою очередь устанавливаются металлогенические зоны второго порядка:

1) восточная — вольфрамо-оловянная, приуроченная к осевой части терригенного прогиба в зоне развития интрузивных и эффузивных пород;

2) переходная полиметаллическая, располагающаяся западнее в удалении от выходов изверженных пород;

3) крайняя западная — медная с месторождениями типа медистых песчаников (тип Коро-Коро) с медью первично осадочной, позднее, видимо, перегруппированной. Источником поступления меди в бассейн межгорного прогиба здесь служили, очевидно, эндогенные месторождения меди типа медно-порфировых руд и другие, характерные для мезозойского притихоокеанского металлогенического пояса.

Азиатская ветвь, хотя непосредственно и продолжает собою американскую, является значительно более сложной в металлогеническом отношении. Здесь уже нет резко выраженной параллельно-поясовой зональности с ориентацией металлогенических зон только вдоль обрамления, — ответвления Тихоокеанского пояса вдаются далеко на запад вдоль зон активизированных субширотных структур Тихого океана.

Непосредственно на сочленении с северо-западной оконечностью американской ветви сопрягаются структуры Тихоокеанского и Арктического складчато-металлогенических поясов. Американскую ветвь (рудноносные провинции Аляски) продолжает близширотная геосинклинальная складчатая зона, прослеживающаяся на запад вдоль побережья северных морей. В то же время здесь же к югу ответвляется пояс наложенных вулканических структур, следующих на юго-запад и подчеркивающих обрамление Тихоокеанской впадины. В отличие от американской, азиатская ветвь подразделена на две мегазоны: Внешнюю, расположенную на континенте, с сиалическим профилем минерализации (олово, вольфрам, золото) и Внутреннюю, протягивающуюся вдоль гирлянд островных дуг и современных притихоокеанских геосинклиалей. Последней свойственна минерализация фемического профиля (золото, медь, местами хром, никель, платина), и лишь локально, в отдельных блоках, здесь проявлена минерализация сиалического профиля (олово, вольфрам, молибден — средняя часть западной половины о. Хонсю).

Внутренняя мегазона развивалась длительно (с нижнего или среднего палеозоя) и характеризуется проявлением разновозрастной минерализации. Однако наибольшее значение здесь имеет поздняя — неогеновая рудная минерализация. Внешняя мегазона отличается преобладанием позднемезозойской минерализации, хотя местами встречаются и более древние месторождения, а в наложенных тектонических зонах — молодая (палеогеновая) минерализация.

Внешняя мегазона на Азиатском континенте сложна: она формировалась под влиянием близмеридиональных притихоокеанских структурных элементов и близширотных — внутриазиатских. Сочетание структурных элементов и особенно разрывов этих двух направлений местами обуславливает блоковую конфигурацию рудоносных площадей.

Ограничения Внешней мегазоны определяются границей распространения мезозойских магматических пород и связанных с ними рудных месторождений. Большей частью эти молодые магматические рудные образования прослеживаются далеко на запад, вглубь континента, вдоль активизированных древних субширотных нарушений. Благодаря

этому циркумпацифическая структура осложняется многочисленными параллельными близширотными ответвлениями (Монголо-Охотская, Южно-Китайская ветви и др.).

Вместе с тем на сочленении Тихоокеанской области с Арктической имело место формирование обширной полукольцевой зоны погружения древнего фундамента, огибающей Колымский срединный массив, ограниченный региональными разломами. В этой области обширного прогиба получила развитие огромная Верхояно-Колымо-Чукотская зона терригенных пород миогеосинклинального типа.

С другой стороны, по периферии Тихоокеанской впадины и дальневосточных морей располагались геосинклинальные линейные трюги уже тихоокеанского близмеридионального (точнее — северо-восточного) направления. К ним принадлежит Сихотэ-Алинская геосинклинальная область, которая развивалась как эвгеосинклиналь, с комплексом вулканитов начального этапа развития, а затем на поздних и завершающих этапах — как миогеосинклиналь с комплексом мощных терригенных толщ.

В сложно дифференцированных металлогенических провинциях характер металлогении в значительной мере зависит от состава пород, слагающих структурно-фациальные зоны. Однако важное влияние оказывают и региональные разломы, контролирующие распределение и типы магматических пород.

В общем выделяются следующие типы металлогенических зон:

1. Зоны оловянной (местами вольфрамовой) минерализации, приуроченные к терригенным геосинклиналям, которые отличаются развитием гранитных интрузий: а) с проявлением оловянно-вольфрамовых месторождений кварцевой и пегматитовой формации, связанных с кислыми гранитами, иногда локализующихся вдоль региональных структурных швов; б) с проявлением оловянных месторождений касситерито-сульфидной и касситерито-силикатной формации, удаленных от гранитов, иногда ассоциирующих с вулканическими породами, а также с дайками и мелкими массивами гранитоидов повышенной основности. Эти зоны обычно отвечают осевым частям миогеосинклинальных прогибов.

2. Зоны полиметаллических месторождений, приуроченные к карбонатным породам в краевых поднятиях геосинклинально-складчатых областей или прогибах (авлакогенах) на платформах.

3. Золотоносные зоны, приуроченные к разломам, сопровождаемым магматическими породами среднего состава и поясами даек (часто в активизированных эвгеосинклиналях).

4. Медно-молибденовые зоны вдоль разломов на сочленении разнородных структур с проявлением минерализации порфирирового и жильного типа, локализующиеся с субвулканическими телами пород повышенной основности и щелочности, нередко в пересечении продольных разломов поперечными.

5. Ртутно-сурьмяные зоны, приуроченные к разломам различного типа: а) обновленным «базитовым»; б) поясам кислых вулканитов, в) к разломам, не сопровождаемым магматическими породами. Особенно благоприятна карбонатная среда (авлакогены, краевые поднятия). Иногда месторождения проявлены на фланге зон: оловянных, полиметаллических и др.

6. Своеобразные металлогенические особенности имеют пояса вулканитов, приуроченные к планетарным системам разломов. Непосредственно с ними связаны месторождения серы и алунитов, с жерловыми фациями кислых вулканитов натрового типа (базальтоидного происхождения) — золото, медь и молибден, с калиевыми вулканитами — олово; на окраинах вулканических поясов вблизи суб-

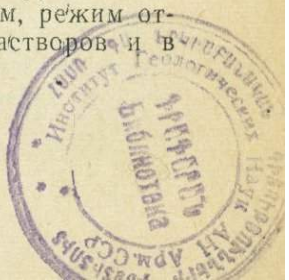
вулканических и жерловых тел проявляется разнообразная минерализация, тип которой зависит от локальных литологических условий (Pb — Zn — в карбонатных породах, Sn — в терригенных) и состава магматических пород. Минерализация чаще связана с глубинными магматическими очагами, общими как для вулканитов, так и для их интрузивных аналогов и рудных производных.

1205
Несколько иные закономерности распределения металлов характерны для активизированных платформенных сооружений, имеющих двухъярусное строение (дислоцированные породы фундамента и пологоскладчатые осадки эпиплатформенного чехла). Здесь удается выявить глубины, где состав вмещающих пород оказывает влияние на металлогеническую специализацию магм. Особенно отчетливо это устанавливается для районов развития полого дислоцированных платформенных карбонатных отложений, залегающих на сиалическом складчатом фундаменте. В таких областях, как Цзянси-Хунань-Гуансийская зона, где состав пород на разных отрезках отличен, отмечаются следующие закономерности: в области развития алюмосиликатных пород додевонского геосинклинального комплекса находятся биотитовые граниты с вольфрамовой и оловянно-вольфрамовой минерализацией кварцевой формации — кварцевыми жилами, грейзенами (вольфрамо-рудные районы провинции Цзянси). Восточнее — там, где на комплекс сиалических пород основания налегают известняки девона и карбона, смятые в пологие складки, на продолжении тех же рудоконтролирующих разломов встречаются гранитные интрузии, сопровождающиеся уже иным комплексом месторождений с широким развитием месторождений касситерито-сульфидной формации. Интересно, что и сами граниты несколько меняют свой характер. Они представлены аляскитами, реже нормальными гранитами и отличаются исключительно интенсивным проявлением пневматолита. Можно думать, что поглощение известняков в верхнем структурном этаже содействовало обособлению газовой фазы и усилению дифференциации самой гранитной магмы. Месторождения в различных типах пород в этих условиях отличны: в гранитах залегают те же кварцевые жилы, грейзены и пегматоидные обособления, что и в провинции Цзянси; на контактах гранитов с известняками развиты скарны; в удалении от контактов среди известняков — касситерито-сульфидные трубы и неправильные залежи.

Таким образом, в этих условиях возникают полиформационные ассоциации, причем отчетливо устанавливается влияние химизма руды, а также температурных условий на проявление той или иной рудной формации. Намечается вместе с тем определенная и концентрически кольцевая зональность относительно интрузивных массивов. Этот же набор формаций характерен и для других районов двухъярусного сложения с полого дислоцированными известняками над сиалическими комплексами.

Приведенные примеры показывают, что на тип минерализации прежде всего оказывают влияние вмещающие породы. Именно устойчивостью этого признака объясняется унаследованность минерализации в полициклических длительно развивавшихся рудоносных областях.

Влияние вмещающих пород на характер магматизма и оруденения может быть различным. В одних случаях оно выражено в заимствовании рудных элементов (например, золота и меди — из основных эффузивов, олова, молибдена — из терригенных пород); в других — химизм среды оказывает влияние на дифференциацию магм, режим отделения постмагматических растворов, состав самих растворов и в конечном счете определяет осаждение рудного вещества.



Сравнительное изучение рудных провинций Тихоокеанского пояса позволяет наметить причинную связь между особенностями металлогении, режимом развития и типом разломов на разных этапах развития территории. Региональные разломы определяют локализацию геосинклинальных областей, часто развивавшихся на уже консолидированном основании, а затем расчленение их на внутренние поднятия и прогибы разного типа; в послескладчатый этап они уже оказывают влияние на расположение цепочек интрузивных массивов различного состава или полей вулканитов, а также на локализацию рудных месторождений и отдельных жил. Если продольные разломы, в общем играющие главную роль в «планировке» металлогении обширной территории, обуславливают расположение и направление металлогенических зон, совпадающих со структурно-фациальными зонами или с разделяющими их разломами, то поперечные или диагональные разломы нередко являются границами рудных районов с различным типом минерализации. Они тоже развивались длительно, причем на ранних этапах предопределяли участки поперечных воздыманий и погружений, которые в будущем оказывались различными по типу магматизма и минерализации. Особенно сложно сочетание продольных и поперечных разрывов в областях активизации, где сами рудоносные площади часто приобретают характер не линейных зон, а блоков с прямолинейными ограничениями.

Изучение соотношения структур континента со структурами океанического ложа показывает взаимосвязь этих двух казалось бы принципиально разнородных элементов. Некоторые разломы, прослеживаемые в океаническом бассейне по цепочкам островных дуг и ориентировке глубоководных желобов, находят продолжение и в обрамляющих их континентах, где они трассируются цепочками интрузивов, распространением вулканических пород или других магматических, а также рудных образований (продолжение Алеутской дуги на Американском и Азиатском континентах, Бонинской зоны — в Японии и далее в Татарском проливе и др.). Может быть отмечено некоторое соответствие в ориентировке близширотных разломов, установленных в области океана, и широтных разрывных нарушений в зоне Северо-Американских Кордильер. Таким образом, оказывается, что разрывные элементы представляют тектонические единицы явно главенствующего типа, на порядок более высокого, чем собственно складчатые сооружения, характерные лишь для земной коры. Можно предполагать, что в глубинных оболочках Земли проявлены системы ослабленных зон, проекция которых выражена в земной коре в виде глубинных, иногда трансрегиональных разломов. Именно активные движения в области Тихого океана и его обрамления, которые, видимо, проявлялись еще на ранних этапах развития Тихоокеанского подвижного пояса, обусловили специфические условия развития этой территории и, в частности, необычайное богатство ее разнообразными эндогенными минеральными месторождениями.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

М. И. Ицксон, В. И. Бергер, Б. Х. Егизаров

(ВСЕГЕИ, НИИГА)

1. Авторами выполнен сравнительный регионально-металлогенический анализ Восточно-Азиатского (ВАЗ) и Аляско-Канадского (АКЗ) звеньев северной части Тихоокеанского пояса. Основное внимание уделено анализу данных по Аляске и Канадским Кордильерам с целью прогноза новых рудоносных территорий на Востоке СССР.

2. В мезозойской (невадо-ларамийской) системе Северо-Западных Кордильер проявлена поперечная металлогеническая зональность от Северо-Американской платформы до впадины Тихого океана. Она выражена сменой баритово-полиметаллического и полиметаллического оруденения медным и медно-молибденовым прожилково-вкрапленного типа, которое в приокеанских эвгеосинклинальных прогибах в свою очередь сменяется золотой, медно-колчеданной, колчеданной и железорудной минерализацией. Очерченная зональность хорошо согласуется с особенностями глубинного строения, отмеченного резким возрастанием базальтового и редукцией гранитного слоя коры в приокеанической зоне Кордильер.

3. Помимо особенностей глубинного строения, важнейшим фактором, влияющим на пространственное распределение месторождений и рудных районов АКЗ, являются глубинные разломы. Кроме продольных разломов, разграничивающих крупные структурно-формационные зоны (реки Тинтина, Дэнали и др.), особое значение имеют «поперечные» межблоковые швы. Наряду с известным ранее линеamentом Льюис-Кларк дополнительно выделены швы Кинг-Атабаска, Стикин, Брюин-Клондайк и Юкон-Поркьюайн. Площади на пересечении продольных разломов с системами межблоковых швов «антикордильерского» направления служили фокусами наиболее интенсивной минерализации. В такой позиции располагаются мощные рудные районы Кер Д'Ален, Сулливан, Клондайк, Кено-Хилл, Пинчи-Лейк и др.

Межблоковые швы являются трансрегиональными тектоническими и рудоконтролирующими системами, отвечающими линейным зонам активизации и рифтогенеза. Северо-восточные фланги этих систем фиксируются на западной периферии Канадского щита в виде мощных разломов вдоль рифтовых впадин озер Б. Медвежьего, Б. Невольничьего, Атабаска и др. Здесь они контролируют размещение крупных урановорудных, золоторудных, полиметаллических районов. В Кордильерах эти нарушения выступают в форме скрытых разломов фундамента (в понимании Е. А. Радкевич и И. Н. Томсона), с ними связаны поперечные зоны позднеорогенного медно-молибденового «порфирового» оруденения. Юго-западные фланги швов могут быть увязаны с крупнейшими структурами океанической коры — Алеутской дугой, океаническим разломом «Сервейор» и др. В целом намечаются контуры субпланетарной, отчасти рудоносной системы разломов древнего заложения, связывающей в единую мегаструктуру континентальную кору окраины Канадского щита и Кордильер с прилежащей частью океанической коры Тихого океана. Симметричная система швов, по-видимому, прослеживается в океан со стороны Азии.

4. На примере полиметаллического оруденения зоны Юкон-Оминька, золотоносных полиметаморфических образований Аляски, медно-колчеданных и медных месторождений Прибрежно-Островской зоны Кордильер установлен сложный и длительный характер концентрации руд и полихронность оруденения. В этой связи выявляется особо

существенная роль стратиграфического фактора, определяемая начальным сингенетическим накоплением рудного вещества с последующей его ремобилизацией в активизированных зонах.

5. Эндогенная металлогения мезозоид ВАЗ характеризуется концентрацией золота, олова, ртути, вольфрама, серебра. Отчетливо доминирует оруденение, ассоциированное с продуктами гранитоидных магм постгеосинклинальной стадии развития складчатых систем. Рудные месторождения стадии геосинклинального прогибания практически не проявлены.

Эндогенная металлогения мезозоид (невадид) АКЗ отмечена концентрациями золота, меди, молибдена, свинца, цинка, серебра, колчеданных руд, ртути. Подчиненное развитие имеют вольфрам, сурьма, никель, хром. В противоположность Азиатскому звену крупное значение имеет оруденение, ассоциированное с андезит-базальтоидными магмами раннегеосинклинальных офиолитовых прогибов (железо, медь, колчеданные руды, отчасти золото).

6. Общая металлогеническая особенность севера Тихоокеанского пояса — распределение золота в пространстве и времени. Проявления золотоносности разных типов опоясывают Притихоокеанскую область на огромном протяжении — почти непрерывной цепью от Забайкалья до Орогена и Калифорнии. Подтвержден намеченный ранее металлогенический (геохимический) пояс планетарного масштаба — Великая Северо-Тихоокеанская золотоносная дуга (Ицксон, Кормилицин, Красный, Матвеевко, 1960). В пределах этой дуги установлена полихронность и полигенность золотого оруденения, проявляющегося в различных формах от докембрия до мнoцена. Более фрагментарно может быть намечена, как полагает В. И. Бергер, подобная субпланетарная ртутноносная дуга.

Северо-Тихоокеанская золотоносная и ртутноносная дуги в целом отчетливо трансрегиональны. Они не коррелируются ни с типом земной коры, ни с геотектоническими особенностями территорий, которые они пересекают. Дуги, отчасти совмещенные, связаны с глубинной (подкоровой) регматической системой ослабленных зон древнего заложения. Эти зоны обрамляют северную часть Тихого океана и далеко уходят внутрь континентов. Они неоднократно подновлялись и активизировались, вплоть до новейшего времени. Развитие их сопровождалось не только привнесом новых порций рудных компонентов — золота и ртути, но и перераспределением этих металлов с образованием месторождений и протяженных геохимических аномалий (Ицксон, Бергер, 1971).

Таким образом, сравнивая ВАЗ и АКЗ, можно констатировать их металлогеническую гомогенность по золоту и ртути (т. е. по исходно «мантийным» элементам) и отчетливую контрастность по меди (АКЗ) и олову (ВАЗ), источники которых, очевидно, менее глубинны.

7. Результаты сравнительного металлогенического анализа положены в основу прогнозирования некоторых видов полезных ископаемых в советском секторе Тихоокеанского пояса.

а) На Северо-Востоке СССР в пределах выступов метаморфических пород Колымского, Омолонского и других массивов намечены перспективы на выявление золотоносности типа Юкона-Клондайка.

Обосновано предположение о существовании единой трансрегиональной мобильной Анюйско-Юконской зоны, ограниченной линеаментами, имеющими субпланетарный характер (разломные системы — Анюйская, Березовская, Брюин-Клондайк, Юкон-Поркьюпайн). Выделенная зона занимает буферное положение между Арктическим (арктидами) и Тихоокеанским (пацифидами) подвижными поясами. В АКЗ эта зона включает уникальные золотоносные районы Цент-

ральной Аляски, а также промышленные месторождения ртути и сурьмы. Продолжением зоны в пределах ВАЗ определяются крупные перспективы на золото и ртуть Анойско-Олойского блока и Северной Корякии.

б) Перспективы на медно-колчеданное и медно-молибденовое («порфировое») оруденение обоснованы для эвгеосинклинальной Корьяско-Камчатской системы. В качестве более молодого аналога поперечных медно-молибденовых зон Кордильер рассматривается зона Диагонального шва Камчатки. В пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса как перспективные на медно-молибденовое оруденение намечены блоки с относительно повышенной мощностью базальтового слоя (Ициксон, 1966) и блоки с проявлением эвгеосинклинальных тенденций в развитии геосинклинально-складчатого основания.

в) Полиметаллический пояс, связанный с краевыми складчато-глыбовыми системами южного и восточного обрамления Сибирской платформы, намечен по аналогии с зоной Юкон-Оминека АКЗ (отдельные части пояса были выделены М. И. Ициксоном, 1955; В. С. Домаревым, 1966; В. С. Кормилицыным, 1966). Обращается внимание на перспективность Юдомо-Майского района и Сетте-Дабана в отношении полиметаллического оруденения в докембрийских и раннепалеозойских толщах. Определившаяся направленность в развитии полиметаллической минерализации в сторону нарастания роли серебра в конечных членах полихронного ряда месторождений (тип Кено-Хилл, Галена-Хилл) позволяет считать весьма перспективными на существенно серебряное и серебряно-полиметаллическое оруденение районы Южного и Западного Верхоянья, где уже известны проявления такого рода.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В. А. Перваго

(Министерство геологии СССР)

1. До недавнего времени считалось, что металлогенические особенности Тихоокеанского рудного пояса характеризуют его как регион преобладающего развития оловянно-вольфрамового, золотого и в меньшей степени ртутного оруденения.

Анализ имеющихся данных по металлогении Тихоокеанского пояса указывает на более широкий круг металлов, которые уже обнаружены или могут быть обнаружены в пределах советской части пояса. К таким металлам относятся медь (в медно-порфировых месторождениях), свинец и цинк (стратиформные месторождения в карбонатных породах и жильные), молибден (штокверковые месторождения типа Клаймакс) и сурьма (жильные и пластовые месторождения в глинисто-карбонатных породах).

2. Подавляющее большинство месторождений медно-порфировых руд кайнозойского возраста сосредоточено в Тихоокеанском поясе мезокайнозойской складчатости на западном побережье Южной и Северной Америки, где как бы вырисовываются три крупных рудных узла — Перуано-Чилийский, Мексикано-Южно-Американский и Канадский.

Все эти месторождения связаны с субвулканогенными интрузивами и экструзивами, расположенными вдоль линейных зон разломов, и отличаются широким проявлением метасоматических изменений типа вторичных кварцитов.

Оруденение имеет штокверковый характер и представлено рассеянной вкрапленностью и мелкими прожилками. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, борнит, молибденит. В зоне окисления развиваются малахит, азурит, молибдит, а в зоне вторичного обогащения обычны халькозиновые руды, причем на отдельных месторождениях они содержат до 3,5—4% меди.

Среднее содержание меди невысокое и составляет обычно 0,7—1,1%, причем почти повсеместно присутствует молибден в количестве от 0,005 до 0,015%.

Масштабы месторождений медно-порфировых руд часто очень значительны. Так, запасы меди на месторождении Чукикамата оцениваются в 25 млн. т, Эль-Тельенте — 20 млн. т, Бингем — 15 млн. т. Остальные месторождения имеют запасы от 0,5 до 6 млн. т. меди. Общие запасы меди в медно-порфировых рудах на западном побережье Северной и Южной Америки оцениваются более чем в 100 млн. т.

В пределах советской части Тихоокеанского рудного пояса пока не известно месторождений меди медно-порфирового типа, если не считать отдельных находок в районе с. Мильково Центральной Камчатки, во вторичных кварцитах Нижне-Амурской области, среди кислых эффузивов Охотского вулканогенного пояса в Магаданской области и на Западном склоне хребта Сихотэ-Алинь в Южном Приморье.

Анализ геологических позиций кайнозойской Притихоокеанской складчатой области показал высокую перспективность этой территории в отношении месторождений медно-порфирового типа.

3. Значительная часть запасов свинца и цинка в мире приходится на долю стратиформных месторождений кайнозойского возраста, связанных с карбонатными породами, и жильных. Первые развиты в основном на территории Мексики и Южной Америки в пределах молодых складчатых сооружений Тихоокеанского пояса, а также в Южной Европе и Северной Африке в пределах Средиземноморского пояса. Пресобладающее количество жильных месторождений кайнозойского возраста сосредоточено во внешней зоне восточной части Тихоокеанского пояса на территории Северной и Южной Америки (70% запасов месторождений этой группы). Причем находятся они в зоне мезо-кайнозойской складчатости и связаны с молодыми неогеновыми интрузивами. Наиболее крупным районом является Кер-д-ален в США, где в рудах содержится 7,5% свинца и 4,5% цинка. Для всех этих месторождений характерна значительная выдержанность жил по простиранию (до 3,5 км) и на глубину (до 1000 м) при небольшой их мощности (1—3, реже до 6 м). Запасы свинца и цинка (по их сумме) колеблются для наиболее крупных месторождений от 600 тыс. т до 2—2,5 млн. т.

Аналогия структурных позиций районов указанных месторождений с территорией СССР и анализ фактических данных позволяют признать, что жильные месторождения кайнозойского возраста представляют интерес на территории Якутии, где зафиксирован ряд жильных месторождений в Южном и Западном Верхоянье, и на территории Магаданской области в пределах Охотско-Чукотской ветви Верхояно-Чукотской складчатой области. Здесь же, очевидно, могут быть встречены и стратиформные месторождения, связанные с карбонатными породами.

4. Вольфрамковые месторождения мезо-кайнозойского возраста на территории земного шара приурочены к Тихоокеанскому и Средизем-

номорскому поясам мезо-кайнозойской складчатости, а также к зонам молодых тектонических движений (зонам активизации) в древних складчатых областях, где происходило внедрение молодых, обычно средне- и верхнемезозойских интрузий вдоль зон крупных разломов.

В пределах восточной части Тихоокеанского рудного пояса, на территории Северной и Южной Америки, развиты как скарновые, так и жильные месторождения, причём скарновые месторождения встречаются, как правило, в Северной Америке (США, Канада), а жильные — главным образом в Южной (Боливия, Перу).

В Западной части Тихоокеанского рудного пояса, приходящейся на территорию СССР, известен ряд довольно крупных вольфрамовых месторождений. Это жильные месторождения Иультин и Тенкергинское на севере Чукотки, Агылки (скарновое) и Илинтас (жильное) в северо-восточной Якутии и Восток-2 (скарновое) в Приморье.

Для вольфрамовых месторождений свойственны: приуроченность к внешней части пояса у его границ с древними платформами или областями палеозойской складчатости; верхнемеловой, а иногда и палеогеновый возраст интрузий, с которыми связывается оруденение, наличие как жильных, так и скарновых месторождений; металлогеническая связь вольфрама с оловом.

Перспективны для выявления месторождений вольфрама: Верхоянская антиклинальная зона (восточная половина) от моря Лаптевых на севере до бассейна р. Юдомы на юго-востоке, в пределах которой находятся месторождения Агылки и Илинтас, а также палеозойское складчатое обрамление в западной части Колымского срединного массива; площадь развития нижнемезозойских образований в северной половине Чукотского полуострова; центральная часть Сихотэ-Алиня в пределах Сихотэ-Алинского антиклинория и его юго-западная часть, примыкающая к Ханкайскому массиву; район Баджалского и северная часть Бурейского хребтов в зоне сочленения мезозойской складчатой области с более древними складчатыми сооружениями.

5. На территории СССР не известны штокверковые собственно молибденовые месторождения кайнозойского возраста. В то же время в Северной Америке на территории США и Канады подобные месторождения широко проявлены (Клаймакс, Квеста-П и Гендерсон в США и Эндако, Алис-Арм, Сантайн-Крик и Лакитинг в Канаде). Все они приурочены к внешней границе Тихоокеанского складчатого пояса (краевая часть Северо-Американского щита) и контролируются мезо-кайнозойскими разломами, по которым происходило перемещение отдельных консолидированных блоков и внедрение молодых интрузий, несших оруденение.

Наиболее крупное месторождение этого типа — Клаймакс — приурочено к брекчированным докембрийским гранитам и кристаллическим сланцам, прорываемым штоком монзонит-порфиров миоценового возраста, вокруг которого развивается оруденение штокверкового типа с содержанием в руде 0,26% молибдена и 0,032% трехоксида вольфрама. На недавно открытом месторождении Гендерсон, находящемся, в 110 км восточнее, на контакте докембрийских пород со штоком палеогеновых монзонит-порфиров также развивается молибденовое оруденение.

На территории СССР оруденение этого типа следует искать только в тех частях Тихоокеанского складчатого пояса, где сохранились выступы древних пород, не переработанных более молодой складчатостью. Такими участками являются Охотский, Омолонский и Тайгоносский массивы, где на древних докембрийских породах развиты отложения платформенного чехла палеозоя, и находящаяся в такой же позиции северо-восточная оконечность п-ва Чукотки. Перспективны также и некоторые площади в верховьях р. Майи.

6. Около 75% мировых запасов ртути сосредоточено в трех крупных месторождениях: Альмаден в Испании, Монте-Амиата в Италии и Идриа в Югославии.

Остальные месторождения ртути всех стран мира (исключая СССР) имеют кайнозойский и мезозойский возраст, причем первые приурочены в основном к тихоокеанскому побережью Северной и в меньшей степени Южной Америки а также встречаются в Японии и на Филиппинах. Месторождения мезозойского возраста развиты преимущественно в Китае.

Месторождения ртути верхнемезозойского возраста в СССР находятся в Верхояно-Чукотской складчатой области и приурочены к западной границе Колымского срединного массива — к Верхоянской складчатой зоне и к Палаваямской зоне разломов, идущей от Чаунской губы к заливу Креста параллельно южной границе Чукотской плиты. Они приурочены к зонам глубинных разломов, обрамляющих более древние (домезозойские) консолидированные области (такие, как Колымский срединный массив и Чукотская плита), или находятся в зонах мезозойских складчатых сооружений у их границы с прогибами (например, Верхоянская антиклинальная зона и примыкающий к ней с запада Предверхоянский прогиб).

Месторождения Корякского нагорья и Камчатки по геологическим особенностям резко отличаются от месторождений других складчатых областей страны. Связаны они с областью современной вулканической деятельности и приурочены к меридиональным зонам разломов глубокого заложения. Все месторождения этого типа дают серии небольших секущих рудных тел. Аналогичные месторождения могут быть встречены и в зонах глубинных разломов на о. Сахалине.

7. Анализ материалов по месторождениям сурьмы показывает, что основные запасы заключены в двух основных типах месторождений: телетермальных низкотемпературных, дающих согласные залежи в карбонатных породах (в кремнисто-карбонатных брекчиях), более высокотемпературных сурьмяно-кварцевых и сурьмяно-золото-кварцевых жильных.

Наиболее крупные месторождения типа согласных залежей находятся в Китае. Залежи выявлены в кварцитах силура под экраном верхнедевонских сланцев (Сигуаньшань) или в зонах окремнения в известняках докембрия или палеозоя (провинция Чуйчжоу). При этом основные месторождения сосредоточены в пределах палеозойского чехла у восточной окраины Китайской древней платформы.

Сурьмяно-кварцевые жильные месторождения известны в палеозое, мезозое и кайнозое. Кайнозойские месторождения находятся в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов и в первом пространственно совпадают с зонами оловянного оруденения. Месторождения этого возраста обычно небольшие по своим размерам, но содержание сурьмы в них довольно высокое (до 20—25%). Так, в Боливии запасы в 400 тыс. т сурьмы распределены по 150 небольшим месторождениям.

В СССР наиболее крупным из жильных месторождений является недавно открытое в Якутии Сарылахское месторождение золото-сурьмяно-кварцевых руд, представленное жильным телом мощностью до 4 м, с содержанием сурьмы в руде до 25%. В 1969 г. в Тарын-Эльбанской зоне северо-западного простирания выявлено еще одно сходное по типу месторождение.

Наиболее важно, безусловно, нахождение месторождений типа согласных залежей. Однако имеющиеся данные не позволяют рекомендовать какие-либо конкретные районы в пределах Тихоокеанского пояса.

Перспективы на выявление в пределах советского сектора Тихо-

океанского пояса сурьмяных месторождений типа согласных залежей менее благоприятны. Наиболее оптимальными в этом отношении представляются районы восточной оконечности Алданского щита и Буринского массива, где геологическая обстановка сходна с сурьмяной провинцией Южного Китая.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Е. Д. Карпова

(ВСЕГЕИ)

В пределах консолидированных континентальных структур, представляющих собой крупные части древних платформ и разделяющих их планетарных подвижных поясов, развиваются однотипные глубинные процессы, которые обычно называют тектоно-магматической активизацией. Однако интенсивность магматизма при этом весьма изменчива, нередко он почти не проявлен. Следовательно, такие процессы правильнее называть «тектонической активизацией».

Для процессов фанерозойской тектонической активизации древних платформ и подвижных поясов типичны общие признаки:

1. Периодичность проявления, активизации в фанерозойской истории континентов с одновременным охватом гетерогенных структур в пределах очень крупных блоков коры (миллионы квадратных километров).

2. Процессы активизации крупных блоков распадаются на ряд стадий интенсивных движений, разделенных промежутками относительного тектонического покоя. Во многих блоках наблюдается 4—5 стадий, проявляющихся в интервале геологического времени в 100—250 млн. лет.

3. Основной стиль активизационной тектоники — контрастные глыбовые и сводово-глыбовые движения с обновлением древних глубинных швов и заложением новых, не согласных со структурным планом фундамента.

4. Типичные тектонические формы: своды и компенсирующие пологие впадины, системы горстов и грабенов, рифтовые системы, кольцевые и конические структуры.

5. Разнообразный, варьирующий по интенсивности интрузивный магматизм и наземный вулканизм с широким диапазоном глубин формирования и состава родоначальных магм (кислые, умеренно-кислые, субщелочные, щелочные, основные). Сближенность в пространстве и времени внедрения гипабиссальных интрузий и вулканизма с образованием неоднократно повторяющихся интрузивно-вулканогенных ассоциаций.

6. Верхний структурный ярус областей активизации образует системы локальных приразломных впадин и вулканотектонических структур. Наряду с ними иногда развиваются крупнейшие наложенные структуры, залегающие на гетерогенном фундаменте, — интрузивно-вулканогенные пояса и квазиплатформенные впадины, с осадками, напоминающими платформенные.

7. Формирование многочисленных, часто крупных промышленных месторождений W, Mo, Sn, Be, Bi, Nb, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sb, Hg, V флюорита, алунита и других полезных ископаемых. Особенно многообразны по типам месторождения эндогенной серии, образованные в гипабиссальных и приповерхностных условиях.

8. Металлогенический профиль активизированных областей разнообразен. Причины этого зависят от первичной неоднородности распределения многих рудных элементов в пределах крупных корово-мантийных блоков, что характеризует их потенциальную металлогеническую специализацию. Наиболее изменчива роль вольфрамовой, оловянной, бериллиевой, ниобиевой, медной и ртутной минерализации, которая не во всех активизированных областях имеет существенное значение. «Устойчивыми» элементами для всех активизированных областей являются Mo, Pb, Zn, Au, Ag, U, F (флюорит).

9. Характерна полихронность концентраций одних и тех же рудных элементов в однотипных и отличающихся по генезису месторождениях, образующихся на разновозрастных стадиях активизации. Последовательность формирования месторождений в активизированных областях весьма изменчива; общим устойчивым признаком служит наиболее позднее образование эндогенных флюоритовых и ртутно-сурьмяных месторождений, а также некоторых типов свинцово-цинковых и урановых месторождений. Среди последних, кроме эндогенных, имеются экзогенные эпигенетические месторождения и месторождения неясного генезиса.

10. Выделение различных металлогенических типов активизированных областей может быть сделано лишь условно и целиком зависит от интенсивности проявления тех или иных групп месторождений. Как на древних платформах, так и в подвижных поясах существуют сложные металлогенические области с разнообразными по составу месторождениями, которые можно подразделить на редкометалльно-полиметаллический (Сино-Корейский щит, Юго-Восточный Китай, Чешский и Центральнo-Французский массивы) и молибден-золото-медно-полиметаллический (западные штаты США, Чили, Чаткало-Кураминский район) типы, связанные переходами (Западное Забайкалье).

Существуют более простые металлогенические области с преобладанием месторождений одного-двух типов (например, золото-молибденовый пояс Забайкалья, Алданский щит). Особо выделяется флюорит-ртутно-полиметаллический тип металлогенических областей, или совмещенный с названными выше (Скалистые горы, внеальпийская Западная Европа, Чаткало-Кураминский район, Забайкалье), или существующий самостоятельно (ЮВ Китай, Донбасс, Таймыр, южная часть Северо-Американской плиты).

11. Термин «тектоническая активизация» полностью отражает существо наложенных глубинных геологических процессов, проявляющихся на древних платформах. Однотипные процессы, развивающиеся в планетарных подвижных поясах, могут называться тектонической активизацией лишь условно. Здесь они накладываются на гетерогенный, в разной степени консолидированный, фундамент и в том числе — на близкие по возрасту геосиклинально-складчатые структуры.

При работе над дальнейшим совершенствованием и упорядочением тектонической терминологии необходимо найти другой, более емкий термин, в одинаковой степени применимый к глубинным процессам глыбовой перестройки древних платформ и подвижных поясов.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ АНДИЙСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

Л. И. Клаповская, С. Е. Колотухина

(ИМГРЭ)

Общая протяженность складчатой системы Анд превышает 9000 км при ширине 600 км. Своеобразие строения Андийского сектора заключается в резком преобладании узких линейных субмеридионально-ориентированных структурных элементов, достигающих сотен и тысяч километров по простиранию.

Для геологического развития, тектонического строения и металлогении Андийской складчатой системы, как и Тихоокеанского кольца в целом, характерна продольная (субмеридиональная) и поперечная (субширотная) зональность, обусловленная в значительной мере существованием планетарных разломов (линеаментов) соответствующей ориентировки. Основными линеаментами, определившими геологическое строение Андийской складчатой системы, являются субмеридиональные Аргентинский и Перуанско-Боливийский глубинные разломы, заложенные еще в докембрии.

Зональное строение (особенно продольная зональность) Андийской складчатой системы отчетливо проявляется в расположении и ориентировке мезозойских прогибов и спряженных с ними геантиклинальных поднятий, а также кайнозойских краевых прогибов. Этому же направлению следуют выходы интрузивных пород Андийского батолита, вулканического пояса (с верхнетретичными, четвертичными и ныне действующими вулканами). Оси глубоководных желобов, расположенных вдоль Тихоокеанского побережья Южной Америки имеют такую же ориентировку.

Последовательное развитие и формирование всех этих структур как планетарных, так и региональных, обусловило особенности современного строения Андийской горной системы и распределение металлогенических провинций. В истории геологического развития этой области выделяются несколько основных этапов, каждый из них связан с формированием определенных подвижных поясов и систем разломов.

1. Рифейские отложения, обнажающиеся преимущественно в пределах берегового хребта Чили и в Восточной Кордильере, представлены разнообразными метаморфическими породами и изучены слабо. Поэтому говорить о каких-либо особенностях тектонического развития Андийской зоны и ее металлогении в этот период не представляется возможным.

2. Гессинклинальные условия, существовавшие в Андийской зоне с рифея, завершились в конце палеозоя варисийским складкообразованием, сопряженным с незначительными проявлениями магматизма. Палеозойское эндогенное рудообразование выражено сравнительно слабо. Наиболее существенная концентрация оруденения происходила в Передовой Кордильере Аргентины, где сосредоточены олово-вольфрамово-висмутовые, свинцово-цинковые, золото-серебряные и медные плутоногенно-гидротермальные месторождения, в основном жильного типа. Промышленное значение их по сравнению с более молодыми, сходными по типу, но гораздо более крупными и богатыми месторождениями невелико.

3. В ходе дальнейшего геологического развития, начиная с триаса, активизировались древние планетарные разломы и формировались новые, по которым происходили интенсивные вертикальные движения и одновременно усилилась вулканическая деятельность. В это время

заложились крупные прогибы (Главный и Восточный), разделенные геосинклинальными поднятиями. В подвижных поясах на границе прогибов и поднятий формировались ослабленные тектонические зоны, имеющие достаточно глубокое заложение, чтобы служить подводящими каналами для излияния лав, внедрения интрузий и привноса рудообразующих компонентов. С глыбовыми движениями альпийского цикла связано формирование Андийского многофазного батолита (Т — Рg). К интрузивам триасового возраста приурочены крупнейшие вольфрамово-висмутовые месторождения Северной Боливии (Кордильера — Реаль).

4. К концу мела — началу палеогена относится становление складчатой кайнозойской системы Анд. Этот этап характеризуется наибольшей интенсивностью тектонических движений в Андах (по сравнению с другими секторами Тихоокеанского кольца), широким развитием интрузивной и особенно эффузивной деятельности и наибольшей продуктивностью оруденения. С третичными субвулканогенными образованиями пространственно и генетически связаны медно-порфировые и типа «манто» месторождения Медного пояса Чили и Перу, оловорудно-полиметаллические провинции Боливии и Аргентины и полиметаллические провинции Перу. Отчетливо наблюдается общая закономерность — линейное распределение субвулканогенных проявлений и месторождений вдоль зон сочленения прогибов и геосинклинальных поднятий. В пределах оловорудного пояса Боливии с крупными региональными субмеридиональными разломами сопряжены поперечные локальные разломы. Вдоль них наблюдаются многочисленные штоки риолитовых и дацитовых пород, с которыми пространственно и парагенетически связаны богатейшие олово-серебряные и полиметаллические месторождения Боливии и Аргентины.

Высказанные впервые С. С. Смирновым соображения о планетарной металлогенической зональности в пределах Тихоокеанского кольца в дальнейшем получили подтверждение и развитие во многих работах советских и зарубежных геологов (Н. С. Шатский, Е. А. Радкевич, Ю. М. Пушаровский, М. И. Ицксон, Г. Штилле и др.). Так, для Тихоокеанской окраины СССР выделяются подвижные внешние и внутренние пояса с присущей им геохимической специализацией и характерными металлогеническими ассоциациями элементов. В какой-то мере зональность западной части Тихоокеанского кольца сопоставима с зонами, которые могут быть выделены в Андийском секторе. Такое сопоставление в свое время уже было сделано С. С. Смирновым, выделившим здесь оловорудную (внешнюю) и медную (внутреннюю) зоны. Между этими двумя зонами существуют постепенные переходы и, наряду с большой их геохимической контрастностью в региональном плане, наблюдается не слишком резко выраженная тенденция к обособлению таких элементов, как свинец, цинк, висмут, серебро, золото.

Для внешних металлогенических провинций Андийской зоны, расположенных в области сиалической коры континентального типа, свойственны широкое развитие кислых интрузий и субвулканогенных образований и концентрация олова, вольфрама, висмута, золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы и ртути; для внутренних, расположенных в области базифицирующейся океанической коры — развитие умереннокислых, средних и основных магматических и субвулканогенных проявлений и концентрация меди, молибдена, серебра, золота, свинца, цинка, висмута, селена, теллура и других элементов. Концентрация в этих провинциях (помимо меди) таких элементов, как хром, кобальт, никель и ванадий, может служить указанием на связь с глубинным магматизмом, возможно — с базальтовой оболочкой или верхней мантией.

Для всей Андийской складчатой системы характерна исключитель-

ная интенсивность тектонических движений и проявлений магматизма и вулканизма кайнозойского времени, необычная обширность и протяженность металлогенических поясов и провинций этой эпохи, широкое развитие субвулканогенно-гидротермальных месторождений.

ТИПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА

Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко

(ИГН АН КазССР)

Отечественная и зарубежная практика изучения геологических условий образования и закономерностей размещения рудных месторождений однозначно свидетельствует о том, что металлогеническая «специализация» тех или иных структурных элементов геосинклинальных складчатых систем находится в причинной взаимосвязи с особенностями их геологического развития.

В условиях конкретно взятого структурного элемента складчатой системы эти особенности отражают тип и продолжительность определенного тектонического режима развития, состав и количественные соотношения осадочных и магматических (вулканических, плутонических) формаций, тип складчатых и разрывных деформаций, роль состава и строения глубинных слоев земной коры и верхней мантии в профиле магматических и рудных проявлений и т. д. Совокупность индивидуальных особенностей развития отдельных элементов складчатой системы по существу предопределяет их металлогеническую специализацию и может служить объективной основой для типизации структурно-металлогенических (или структурно-формационно-металлогенических) зон.

На примере Казахстана сделана попытка произвести типизацию естественных вертикальных и латеральных рядов структурно-металлогенических зон с учетом особенностей их развития в геосинклинальном и орогенном этапах.

Геологическая история казахстанской части Урало-Сибирского складчатого пояса как планетарной структуры начинается с предрифейской тектоно-магматической активизации, положившей начало новому геосинклинальному мегациклу. Новейшие геолого-геофизические обобщения по Казахстану подтверждают давно высказанную мысль о том, что позднедокембрийские геосинклинали здесь закладывались на эпикорельском платформенном цоколе, имевшем сиалическую кору континентального типа. В целом эволюции рассматриваемого пояса от прогрессивного расширения геосинклинального процесса в начале мегацикла, с последующим его угасанием и формированием на месте геосинклиналей молодых складчатых зон, а затем превращением мобильного пояса в область заверщенной складчатости или молодую платформу, соответствует такой исторический ряд геосинклинальных структур: ортогеосинклинали — парагеосинклинали — тафрогеосинклинали.

Среди ортогеосинклиналей выделяются два типа: 1) линейные структуры, связанные с глубинными разломами или зонами их сгу-

щения; здесь сиалический эпикарельский цоколь, по-видимому, нацело переработан позднейшими геосинклинальными процессами; 2) блоковые или линейно-блоковые геосинклинальные структуры, в которых древний кристаллический цоколь не претерпел значительной переработки. В зависимости от характера развития геосинклинальные структуры объединены в классы, семейства и группы, соответственно которым выделяются классы, семейства и группы структурно-металлогенических зон. Такая типизация зон позволила отразить не только металлогеническую специализацию структурно-формационных зон определенного профиля развития, но и в ряде случаев оттенить масштабы оруденения и его генетическую принадлежность. Так, в структурно-формационных зонах ортогеосинклинального и парагеосинклинального классов развито оруденение существенно фемического профиля. Однако в зонах парагеосинклинального класса практически отсутствуют или весьма слабо развиты руды редких металлов и элементов, ванадия и фосфора.

Семейства структурно-металлогенических зон отличаются контрастностью состава промышленной минерализации: семейство зон эвгеосинклиналей — Fe, Cu, Mn, Au, Ba, Pb, Sn, Mo, семейство зон миогеосинклиналей — V, P, U, W, Mo Be, Sn, Fe (Cu?).

Металлогенические ряды иногда усложняются присутствием в них «чужеродных» рудных компонентов соседнего семейства. Как правило, в заметных концентрациях эти компоненты не встречаются. Аномальными являются крупные скопления меди со свинцом, цинком и реннем в месторождениях типа медистых песчаников. Природа генезиса таких скоплений пока не ясна, как еще не выяснено и возможное участие базальтоидного магматизма в формировании месторождений этого типа.

В основу выделения групп структурно-металлогенических зон положен формационный признак с оценкой роли магматических образований и степени их дифференциации. По этому признаку наметился ряд групп структурно-металлогенических зон, отличающихся либо составом оруденения, либо генетическими типами месторождений качественно однотипных руд. Наиболее насыщенными оказались четыре группы структурно-металлогенических зон. Две из них принадлежат к эвгеосинклинальному семейству и две — к миогеосинклинальному. В эвгеосинклинальном семействе основная масса рудных месторождений сосредоточена в группах с одинаковой ролью магматических и осадочных формаций и слабым начальным магматизмом. Характерна также приуроченность доминирующего количества месторождений к зонам с дифференцированными магматическими сериями и резко выраженная пестрота генетических типов месторождений в зонах ортогеосинклинального класса по сравнению с существенно стратиформным оруденением в зонах парагеосинклинального класса. В зонах со слабо дифференцированным магматизмом крупные скопления руд встречаются редко. Следует отметить существование своеобразных латеральных рядов структурно-металлогенических зон, в крайних членах которых проявлена резко различная по составу минерализация. Во всех промежуточных зонах таких рядов состав оруденения также носит промежуточный характер.

В группах зон миогеосинклинального семейства наблюдается также хорошо выраженная контрастность оруденения. В зонах со значительной ролью кремнисто-сланцевых формаций локализована основная масса руд ванадия, фосфора с молибденом и редкими элементами, в то время как зоны с преобладающей ролью терригенных формаций являются главной областью редкометального оруденения. Что касается тафрогеосинклиналей, то ограниченность развития этих структур в Казах-

стане и фрагментарная их рудоносность ограничивают возможность типизации структурно-металлогенических зон. Можно только указать на тесную связь с этими структурами медно-никелевых руд, ассоциирующих с расслоенными основными интрузиями платформенного типа.

Байкальские и каледонские срединные массивы характеризуются двумя типами металлогенических зон. Металлогенические зоны массивов, которые испытывали тенденцию к медленному погружению, содержат олово, вольфрам, молибден и редкие земли. Для структурно-металлогенических зон массивов, испытавших тенденцию к устойчивому воздыманию, свойственны проявления сульфидного никеля, тантала, ниобия, олова, золота и карбонатитов.



О РОЛИ СВОДОВО-ГЛЫБОВЫХ СТРУКТУР В РАЗМЕЩЕНИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

И. И. Бок, М. А. Абдулкабирова

(ИГН АН Каз. ССР)

1. Структуры, магматизм и оруденение северной части Центрального Казахстана формировались в следующих последовательно сменявшихся во времени условиях: геосинклинальных (дробление земной коры, заложение прогибов с выполнением их вулканогенно-терригенными осадками, с последующим образованием складчатых зон), орогенных, платформенных и в условиях активизации платформы.

2. В допалеозое северная часть Центрального Казахстана представляла собой платформу, которая в кембрии и ордовике раздробилась с образованием геосинклинальных прогибов, ограниченных глубинными разломами.

Вовлечение древней платформы в геосинклинальный режим происходило дифференцированно. Территория, расположенная на северо-запад от среднего течения р. Ишим, развивалась в геосинклинальных условиях лишь в раннем рифее, а Ишкеольмес-Ерментауская область — в кембрии. Начиная с раннего ордовика, геосинклинальный режим распространился и на Тенгиз-Кокчетавскую область. Однако некоторые участки здесь (Тенгизская и Шат-Кокчетавская глыбы) вообще не принимали участия в раннепалеозойском геосинклинальном этапе. Они в течение всего рифея развивались как области орогена, а в палеозое и раннем мезозое — в условиях активизации древней платформы. В геосинклинальный этап происходило интенсивное дробление допалеозойской платформы и дифференцированное погружение отдельных блоков с образованием линейных прогибов, обрамлявших участки, сложенные докембрийскими образованиями, которые являлись областями сноса. В прогибах отлагались вулканогенно-терригенные осадки. Временами изливание эффузивов сопровождалось внедрением малых интрузий габбро-диорит-диабазовой, ультраосновной и габбро-плагиогранитовой формации, с которыми парагенетически связана минерализация меди, никеля, кобальта, титана и железа. По своим масштабам минерализация геосинклинального этапа значительно усту-

пает ее проявлению в орогенный этап и во время активизации древней докембрийской платформы.

3. После таконской складчатости, приведшей к консолидации раннепалеозойских структур, рассматриваемый регион развивался в новых условиях — в условиях сводово-глыбового режима, резко отличного от геосинклинального.

Начиная с силура до юры, области раннепалеозойских складчатых зон развивались в условиях орогена, а уцелевшие древние блоки — в условиях активизации их. Ведущей формой структур этой эпохи являются сводовые поднятия, осложненные дифференцированными глыбовыми дислокациями. В начальные этапы развития, в силуре, образовались сводовые поднятия с большим радиусом кривизны. В это время в воздымающихся блоках формировались крупные гранитоидные массивы. В девоне начали преобладать глыбовые движения, деформировавшие и разрушившие сводовое поднятие с образованием на его поверхности, по разломам, узких, локальных компенсационных грабен. В девоне и карбоне в грабенах накапливались континентальные, реже морские осадки. Осадочные формации и строение грабен (штамповые, конседиментационные складки) свидетельствуют о формировании их в условиях длительного общего воздымания (девон, карбон и пермь). В целом в орогенный этап в регионе господствовало воздымание с образованием пологих сводовых поднятий, а в платформенный — прогибание с формированием плит и впадин.

Развитие сводово-глыбовых структур привело к значительной переработке консолидированного субстрата.

В эту эпоху в Центральном Казахстане сформировался ряд сводово-глыбовых структур — новых крупных тектонических элементов, равнозначных крупным складчатым зонам земной коры. Становление сводовых поднятий сопровождалось образованием специфических новых структур, магматизма и рудных месторождений, резко отличных от таковых геосинклинального этапа развития. Становление сводовых поднятий происходило в условиях орогенного режима, который многие исследователи рассматривают как новую стадию развития земной коры. Формирование сводовых поднятий являлось самостоятельным этапом, не зависящим от геосинклинального периода, что доказывается формированием наложенных структур, практически полностью автономных от складчатых зон фундамента.

4. Наиболее хорошо изучено Сарысу-Кокчетавское поднятие, расположенное в северной части Центрального Казахстана. Центр этой структуры — Тенгизский блок, испытавший на протяжении рифея-девона устойчивое воздымание, которое в карбоне и перми сменилось движением обратного знака, что привело к образованию позднепалеозойской впадины одноименного названия. Опускание происходило вдоль крупных разломов, фрагменты которых на отдельных участках служат границей Тенгизской впадины.

Одновременно с возникновением Тенгизской впадины сопредельные области воздымались с образованием на севере Северо-Казахстанского, а на юге Сарысу-Тенгизского сводов, представляющих крылья Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия.

5. Одна из особенностей геологического строения Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия — радиально-кольцевое строение, обусловленное процессами становления этой структуры. Такое строение подчеркивается радиально-кольцевым (исходящим из одного центра — Тенгизского блока) расположением глубинных разломов, ограничивающих крупные блоки. Эти разломы фиксируются размещением магматических пород, расположением позднепалеозойских грабен и подтверждены геофизическими данными. Многие из них, являясь про-

тяженными швами в подкоревой части земной коры, определяют главные черты пространственной локализации магматизма и оруденения. Наблюдаемый план размещения разломов сформировался главным образом в орогенный этап и обусловлен воздыманием Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия. Позднепалеозойские разломы предопределили размещение орогенных структур, интрузивов и оруденения, которые дают возможность реставрировать общий рисунок глыбовой тектоники региона.

6. Воздымание сводов сопровождалось внедрением крупных гранитоидных интрузий и образованием промышленной эндогенной минерализации. Различные условия развития крупных элементов Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия, а также формирование их на различном фундаменте отразились на характере магматизма и металлогении.

Каждая структура Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия характеризуется специфическим набором рудных формаций, что позволяет выделить самостоятельные металлогенические области. Северо-Казахстанский свод представляет собой редкоэлементно-золоторудный металлогенический пояс; Тенгизская впадина — область медистых песчаников, Сарысу-Тенгизский свод — железо-редкометалльно-меднорудный пояс. Перечисленные орогенные металлогенические пояса пространственно не совпадают с металлогеническими зонами геосинклинального этапа. Так, Северо-Казахстанский редкоэлементно-золоторудный пояс наложен на докембрийскую (Шат-Кокчетавскую) и раннепалеозойские (Восточно-Кокчетавскую, Калмыккульскую, Марьевскую и Ерментаускую) медно-железо-марганцевые металлогенические зоны. Металлогенические пояса и зоны этих двух этапов не только не совпадают, но и резко различны по масштабам оруденения. В орогенных металлогенических поясах и областях сосредоточены главные месторождения благородных, цветных и редких металлов, тогда как в геосинклиналях месторождения обладают скромными запасами различных полезных ископаемых (железа, марганца и меди).

7. Наиболее изучен и перспективен в данное время Северо-Казахстанский металлогенический пояс, пространственно совпадающий с одноименным сводом, являющимся северным крылом Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия. Северо-Казахстанский свод, начиная с силура до юры, испытал интенсивное, дифференцированное воздымание. В наиболее энергично воздымающихся блоках почти в течение всей эпохи сводообразования формировались огромные гранитоидные массивы; вдоль зон разломов, ограничивающих крупные блоки, внедрялись малые интрузии, изливались наземные кислые эффузивы. Для магматизма эпохи сводообразования характерен широкий диапазон состава магматических пород, представленных основными, умереннокислыми, кислыми, субщелочными и щелочными разновидностями. Соответственно и металлогения Северо-Казахстанского свода отличается значительным разнообразием типов эндогенной минерализации, в числе которых значительную роль играют месторождения золота и редких элементов, определивших металлогенический облик рассматриваемого региона. Большая пестрота оруденения обусловлена также неоднородностью фундамента и дифференцированным развитием отдельных блоков, сопровождавшимся фрагментарным подновлением разломов и создавшим сводово-глыбовое строение региона. Разные условия развития блоков в палеозое привели к формированию различных металлогенических зон, отличающихся особенностями структур, магматизма и оруденения.

8. В металлогеническом отношении северная часть Центрального Казахстана относится к числу полициклических рудных провинций. В противоположность установленной концепции, которая предпола-

гает образование главнейших структур, магматизма и оруденения. В геосинклинальный этап, автором доказывается, что они образовались в орогенную эпоху. В эту эпоху в Северо-Казахстанском своде сформировались четыре металлогенические зоны: Шатская, Коксеингирсорская, Кокчетав-Ишкеольмесская и Калмыккульская, отличающиеся друг от друга набором полезных ископаемых.

Развитие Северо-Казахстанского свода происходило в четыре стадии, характеризующиеся своими особенностями структур, магматизма и металлогении. В начальную стадию, в раннем силуре, в связи с энергичным воздыманием региона внедрились крупные гранитоидные массы, сопровождавшиеся образованием месторождений железа, меди, кобальта. Во вторую стадию (с конца силура в течение всего девона) сформировались промышленные месторождения золота и редких элементов. При этом в западной половине региона, в более интенсивно-воздымавшихся блоках, сформировались гранитоидные интрузии и связанные с ними месторождения молибдена, вольфрама и золота. В восточной части района в раннепалеозойских складчатых зонах внедрились интрузии контрастного состава и образовались месторождения золота, молибдена и меди. Здесь в конце силура формировались габброидные малые интрузии степняцкого комплекса и связанные с ними промышленные месторождения золота. В девоне, в зонах сочленения крупных блоков, вдоль глубинных разломов поступала магма пестрого состава с образованием пород вулканоплутонической формации и промышленных месторождений молибдена и золота.

В третью стадию в карбоне и перми в продолжавших воздыматься блоках происходило становление гранитных и граносиенитовых интрузий с последующими процессами грейзенизации и альбитизации, которые сопровождались локализацией руд олова, циркония, фтора и др. В эту же стадию, в зонах сочленения крупных блоков локализовались полиметаллические, ртутно-сурьмяные и мышьяковые месторождения, а в Тенгизской впадине — медные руды. В четвертую стадию, в триасе, вдоль глубинных разломов поступала магма контрастного состава (базальтоиды, альбитовые граниты и др.) и формировались месторождения тантала, ниобия, олова и др. генетически связанные с трещинными интрузиями альбитовых гранитов.

В целом главнейшие месторождения золота и других металлов Северного Казахстана, сформированные нередко в приповерхностных условиях, образовались в орогенном этапе.

9. В пространственном распределении интрузий и ассоциирующих с ними месторождений главное значение имеют глубинные разломы. Эндогенная минерализация, размещаясь вдоль глубинных разломов, образует рудные зоны. В Северо-Казахстанской провинции выделяется ряд рудных зон, которые пространственно размещаются закономерно: одни из них, дугообразно изгибаясь, прослеживаются в широтном направлении, другие имеют близмеридиональное простирание. Длина рудных зон — 400—750 км при ширине 1—5, реже — 10 км. В рудных зонах месторождения приурочены к участкам пересечения глубинных разломов (устанавливается поясное-узловое размещение оруденения). Этот важнейший геологический фактор представляет собой один из главных критериев генерального направления дальнейших поисков новых месторождений золота и других металлов. В связи со значительной ролью глубинных разломов в размещении геологических и рудных формаций поставлен вопрос о резком изменении направления дальнейших поисков месторождений полезных ископаемых. В зонах глубинных разломов отмечаются также позднепалеозойские грабены, вблизи которых часто располага-

ются месторождения золота. Вдоль мобильных разломов, сопровождающихся локальными проседаниями грабенов, очевидно, еще до возникновения последних создавались условия растяжения, благоприятные для поступления продуктов магматической деятельности и рудных растворов.

Установленные закономерности позволили на закрытых площадях выделить предполагаемые рудные узлы, в пределах которых в последние годы производственными организациями открыт ряд месторождений золота и рудных металлов, дать новую обоснованную оценку металлоносности Северного Казахстана и обеспечить конкретность в направлении поисковых и разведочных работ.

10. Изучение геологии и металлогении северной части Центрального Казахстана позволило по-иному подойти к оценке перспектив древних блоков. Так, например, Кокчетавская глыба, считавшаяся ранее стерильной в отношении полезных ископаемых, представляется перспективной для поисков золота, редких и других металлов. Обрамления активизированной глыбы перспективны для поисков полиметаллических руд.

11. Анализ особенностей тектоники, магматизма и металлогении этапов активизации в северной части Центрального Казахстана, реставрация элементов структур сводовых поднятий, оценка этапов движений и степени тектонической подготовки отдельных блоков, изучение активизированных зон разломов — первоочередная задача дальнейших геологических исследований. Возможно, такие исследования приведут к открытию новых рудных зон, узлов и месторождений на тех площадях, которые с позиций геосинклинального оруденения считались бесперспективными. Проведенными работами установлены большие потенциальные ресурсы полезных ископаемых северной части Центрального Казахстана, выдвигающие ее на одну из важных золоторудных провинций Советского Союза.

ПОЯСОВО-ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

К. Л. Бабаев

(САИГИМС)

В основании сводного стратиграфического разреза Западного Тянь-Шаня залегают докембрийские гранито-гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы (северный Тянь-Шань). Выше следуют мощные нижнепалеозойские флишондные, частью кремнистые, карбонатные и другие осадки, затем преимущественно карбонатные отложения среднего палеозоя и обломочные химические, местами вулканогенные образования верхнего палеозоя (южный Тянь-Шань).

Крайняя южная часть горно-складчатых сооружений Средней Азии существенно отличается от северного и южного Тянь-Шаня. В ее пределах развиты послегерцинские тектоно-магматические комплексы, в том числе крупные мезозойские гранитные батолиты (Памир).

Таким образом, горно-складчатые сооружения Средней Азии имеют в геологическом отношении отчетливо выраженное поясово-зональ-

ное, а в структурном — блоково-ступенчатое строение и постепенных переходов между геологическими подразделениями не существует. На основании этих особенностей в пределах восточной части Средней Азии выделяются следующие региональные геологические пояса или геолого-структурные блоки: Северо-Тяньшанский (каледониды), Южно-Тяньшанский (герциниды) и Памирский (герциниды и послегерциниды). При этом Южно-Тяньшанский блок по отношению к Памиру и северному Тянь-Шаню представляет грабен, зажатый между двумя крупнейшими глубинными разломами — главнейшим Тяньшанским на севере и Вахшским на юге. Северо-Тяньшанский блок соответствует горсту, южная часть (южная ветвь) которого эродирована больше, чем северная (северная ветвь).

Геологическое строение всех перечисленных региональных поясов-блоков неоднородное: каждый пояс имеет зональное строение и состоит из двух ветвей (северной и южной), имеющих свои особенности. Так, Северо-Тяньшанский пояс подразделяется на две крупные составные части — ветви, отличающиеся по характеру тектоно-магматических проявлений в пространстве и времени. Например, северная ветвь характеризуется как отчетливо выраженная зона активизации. Здесь на каледонское основание со сложным геологическим строением наложены герцинские тектоно-магматические процессы с образованием мощной толщи осадочно-вулканогенных формаций и проявлением довольно крупных послепалеозойских кислых и щелочных интрузий. Южная ветвь является относительно устойчивой частью каледонид; каледонский период характеризуется интенсивным проявлением магматизма. В среднем и верхнем палеозое осадконакопление и вулканизм были сравнительно незначительны, герцинский магматизм проявлен слабо.

Южно-Тяньшанский пояс расположен к юго-западу от главнейшей структурной линии Тянь-Шаня, которая служит резкой границей между северным и южным поясами или структурными блоками. Южный пояс сложен, в отличие от северного, отложениями среднего и верхнего палеозоя, которые широко прорываются герцинскими интрузиями преимущественно кислого состава.

Южный Тянь-Шань также имеет зональное строение, состоит из двух ветвей — северной и южной. Первая из них сложена мощной толщей карбонатной и верхнепалеозойской вулканогенной формации, собранной в брахискладки герцинского возраста; интенсивно проявлен глубинный магматизм гранитоидного ряда повышенной основности, а также гипабисальные кислые и щелочные формации. Южная ветвь южного Тяньшаньского пояса отличается рядом своеобразных геолого-структурных особенностей. Здесь широко развита мощная толща осадочно-метаморфических образований силур-девона, и преобладает интрузивная фация герцинского магматизма.

В палеозое регион испытал длительное прогибание, что обусловило накопление мощной флишовой толщи и слабое развитие вулканогенных образований. Для этой части орогена свойственна линейная складчатость, представленная серией антиклинорий широтного и субширотного простирания.

Территория Памира является составной частью огромного геосинклинального пояса азиатского материка, представляет зону, где сходятся мощные складчатые сооружения Кузнь-Луня и Каракорума, и, соответственно, состоит из двух ветвей — северной и южной. Северо-Памирская ветвь — область слабых послегерцинских тектоно-магматических процессов, наложенных на ороген. Южно-Памирская ветвь — территория сильнейших послегерцинских тектоно-магматических образований с развитием мезозойских батолитов.

Металлогенические особенности Средней Азии зависят от зонально-поясового ступенчатого строения горно-складчатых сооружений. В пределах Северо-Тяньшаньского пояса установлено 85 месторождений в условных единицах (или 75% общего количества учтенных по Средней Азии), Южно-Тяньшаньского, соответственно, — 395 (или 79%), Памира — 20 (или 4%).

Для Северного Тянь-Шаня характерна преимущественно свинцово-цинковая минерализация; в Южном поясе, кроме свинца и цинка, значительно развиты вольфрам, медь, золото, сурьма и ртуть, на Памире — редкие металлы и бор.

Количественные соотношения и качественная особенность рудной минерализации различных поясов складчатых сооружений объясняются не только характером их геологического строения, но и степенью эрозионного среза, в зависимости от которой устанавливается вертикальная зональность, имеющая существенное значение в оценке металлоносности территории.

По степени эрозионного среза горно-складчатые сооружения Средней Азии имеют отчетливо выраженную зональность. Этот процесс на Памире проявлен относительно слабо, на территории Южного Тянь-Шаня происходил в значительной степени и своего максимума достиг в Северо-Тяньшанском поясе.

Таким образом, горные сооружения Средней Азии в геоструктурном и металлогеническом отношении имеют классическую отчетливо выраженную площадную и вертикальную зональность.



ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАГЕНИИ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ АРКТИЧЕСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

**Б. Х. Егизаров, Б. В. Ермаков, И. Е. Драбкин, В. А. Титов,
М. И. Ицксон, В. И. Бергер**

(НИИГА, СВГУ, ВСЕГЕИ)

Корякско-Камчатско-Курильская и Аляскинско-Алеутская области составляют северную часть Тихоокеанского подвижного пояса (пацифид). Первая из них относится к областям полициклически-миграционного типа с эв- и миогеосинклинальным стилем развития, со смещением геосинклинальных систем (мезозойды — кайнозойды — современная Курильская геосинклиналь) в юго-восточном направлении — от континента к океану. Это смещение подчеркивается системами входящих углов, образованных пересечением зон глубинных разломов, представляющих собой внешнее ограничение геосинклиналей. Биссектрисы входящих углов указывают общее направление миграции геосинклинальных процессов, происходившей как вдоль, так и вкрест генеральному простиранию данной области.

Аляскинско-Алеутская область относится также к областям полициклически-миграционного типа с эв- и миогеосинклинальным стилем развития. Однако здесь миграция геосинклинальных процессов происходила вдоль Кордильерского пояса (ранние мезозойды — поздние мезозойды — современная Алеутская геосинклиналь), а также в

направлении от океана к континенту. Слабое выражение геосинклинальных формаций, синхронных кайнозоидам Олюторско-Восточно-Камчатской системы, свидетельствует об асимметрии строения северной части пацифид. Асимметричность подчеркивается и наличием вулканического пояса в Азиатской части пацифид. Вулканический пояс формируется на долго живущих разломах, ограничивающих пацифиды с северо-запада и запада, и по времени развития соответствует, вероятно, всему геосинклинальному циклу Корякско-Западно-Камчатской системы. Асимметричность, кроме того, проявляется в характере сочленения Алеутской дуги с кайнозоидами Камчатки (через Командорские острова) — на западе и с мезозоидами Аляски — на востоке.

Складчатые системы сопредельных регионов Арктического пояса (арктид) — Северо-Аляскинская и Новосибирско-Чукотская — характеризуются моноциклическим типом и миеосинклинальным стилем развития. Они сочленяются с пацифидами по зоне глубинных разломов Маккензи — Лена.

Можно предполагать, что перспективные на нефть и газ прогибы Арктической Канады, Северной Аляски, Чукотки, Восточно-Сибирского моря составляют единый арктический пояс нефтегазонакопления, приуроченный к арктидам и южному склону Гиперборейской платформы. Намечается также Северо-Тихоокеанский пояс нефтегазонакопления, включающий нефтегазонаосные прогибы Корякско-Камчатской и Кордильерско-Аляскинской складчатых областей.

Анализ имеющихся данных позволяет установить минерагеническую специализацию северной части пацифид и сопредельных районов арктид. Ассоциации металлов, дающих рудные концентрации в каждой из названных мегапровинций, позволяют наметить две главные группы: 1) металлы, в равной (сопоставимой) степени проявленные в обеих мегапровинциях (золото, ртуть); 2) металлы, типичные для каждой из мегапровинций (для арктид — олово, вольфрам, для пацифид — медь, колчеданные руды, в менее интенсивной форме — хром, никель, платина, олово).

Металлогеническая специализация этих геоструктур объясняется, вероятно, различиями в типе коры. Эпикратонный характер арктид предопределяет развитие в их пределах «коровых» элементов (олово, вольфрам). Развитие пацифид на субокеанической коре обуславливает фемический профиль минерализации и проявление более глубоких ассоциаций металлов (меди, железа, титана и в меньшей мере — хрома, платины, никеля).

Тектоническая асимметричность пацифид подтверждается и минерагеническими особенностями, связанными с вулканогенным поясом, который характеризуется высокой степенью металлоносности (золото, серебро, олово, молибден и др.).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН НЕКОТОРЫХ ЧАСТЕЙ ТИХООКЕАНСКОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ

К. Л. Волочкович, Е. Н. Алтухов, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов

(ИМГРЭ)

Закономерную связь редкометальных поясов с областями повышенной мощности континентальной коры отмечал еще С. С. Смирнов, выделявший внешний золото-редкометальный пояс Тихоокеанских мезозойд.

Проведенные нами многолетние исследования на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного в пределах как Тихоокеанского (Монголо-Охотский пояс, Забайкалье), так и Атлантического (Саяно-Алтайская, Тяньшанская, Казахская области) сегментов, подкрепляют первоначальные выводы С. С. Смирнова. Наиболее общим и главным из всех тектонических факторов, определяющим формирование металлогенических зон, в том числе редкометальных, является процесс становления сиалического слоя земной коры. В этой связи в основу типизации структур для целей металлогенического районирования необходимо положить признаки, которые учитывали бы мощность, время, интенсивность формирования гранито-метаморфического слоя и особенности его эволюции.

Теоретической основой анализа этих признаков служат представления о связи восходящих движений земной коры с формированием ее сиалического слоя, ростом астенолитов или разуплотнением мантии, а нисходящих — с процессом растяжения коры, либо ее рассасывания, либо уплотнения мантии. Основной метод этого анализа — историко-тектонический, в том числе формационный.

В Центрально-Азиатском складчатом поясе известны три типа геосинклинальных систем, заложенных на коре с различной мощностью гранито-метаморфического слоя.

Наиболее отчетливо они выделяются в Тихоокеанском сегменте, где в направлении от континента к океану в настоящее время выделяют геосинклинальные системы, заложенные на континентальной коре (Восточно-Верхоянская и др.), коре переходного типа (Охотско-Анадырская и др.) и океанической коре (Восточно-Камчатская и др.). В пределах изученной части Центрально-Азиатского пояса к первому типу относятся Саяно-Байкальская, Хингано-Гобийская и Джунгаро-Балхашская, ко второму — Кузнецко-Тувинская, к третьему — Зайсано-Южно-Монгольская. Сравнение перечисленных систем показывает, что наиболее длительно и активно процесс формирования гранито-гнейсовых корней протекал в геосинклинальных системах, заложенных на континентальной коре. Соответственно, на их площади широко развит гранитоидный (в том числе редкометальный) магматизм, продуктивный уже на геосинклинальном этапе развития. В геосинклинальных системах, развившихся на коре переходного типа, продуктивный редкометальный магматизм отмечается лишь на орогенном этапе развития. В геосинклинальных системах третьего типа редкометальные зоны не известны.

В пределах геосинклинальных систем их внутренними структурами, характеризующимися повышенной мощностью и более длительным временем формирования гранито-метаморфического слоя, являются, по мнению Н. А. Штрейса, геоантиклинальные поднятия, с которыми часто ассоциируют комплексы лейкократовых (в том числе редкометальных) доорогенных гранитов. Крупные ареалы гранитоидов связывают обычно и со сводово-глыбовыми поднятиями, возникшими в оро-

генный постгеосинклинальный этап развития складчатого пояса (Е. Д. Карпова, Ю. Кузнецов и др.) или в эпохи автономной активизации (А. Д. Щеглов). Анализ материала показывает, что наиболее продуктивны в отношении редкометальной минерализации области наложения эпигеосинклинальных орогенных поднятий на геоантиклинали. При этом различные типы геоантиклиналей по-разному влияют на металлогеническую специализацию комплексов, парагенетически с ними связанных. Миогеосинклинали обычно благоприятны для локализации редкометальных пегматитов (с акцессорными Be, Ta, Li, Nb, Cs, Pb) и гидротермалитов (с акцессорными Be, Mo, W, Sn); для лептогеоантиклиналей свойственна редкоземельная минерализация, а также минерализация с большим удельным весом халькофильных элементов.

Все многообразие структур, сходных по формационным признакам с геоантиклиналями, можно подразделить на группу активных и пассивных поднятий. К первой группе относятся все геоантиклинали, формирующиеся при преобладающей роли восходящих движений; ко второй — стабильные структуры, остающиеся поднятием при общем погружении области (рама геосинклинальной системы, срединные массивы и т. д.).

Наиболее полно типизация геоантиклиналей проведена для структур Атлантического сегмента, где по различным признакам выделяются: 1) миогеоантиклинали (амагматичные), лептогеоантиклинали (с повышенной магматической активностью), эвгеоантиклинали (с интенсивным магматизмом как интрузивным, так и эффузивным); 2) краевые и внутренние геоантиклинали; 3) остаточные (сходные со срединными массивами) и обращенные (возникшие из прогибов); 4) ранние (образованные на ранних этапах развития геосинклинальной системы) и поздние; 5) доскладчатые (геоантиклинальный формационный комплекс налагает без углового несогласия на геосинклинальный) и постскладчатые; 6) перикратонные геоантиклинальные системы (по Ю. А. Косыгину и др.).

В изученной части Тихоокеанского сегмента могут быть выделены все вышеперечисленные типы геоантиклиналей, в дополнение к которым следует отнести Агинскую структуру. Это древний срединный массив, в течение длительного времени испытывавший тенденцию к воздыманию и отличающийся от типичных срединных массивов тектонической активностью. В процессе мезозойской активизации он играл роль «геоантиклинали».

В рассматриваемых складчатых системах обоих сегментов наиболее крупные редкометальные металлогенические зоны парагенетически связаны с геоантиклинальными поднятиями (особенно с мио- и лептогеоантиклиналями) и областями орогенных поднятий, наложенных на геоантиклинали.

Примером геоантиклиналей, контролирующих редкометальные зоны, может служить Сангиленская (рифейские пегматиты). Присаянская перикратонная геоантиклинальная зона контролирует редкометальные пегматитовые пояса Восточного Саяна. Среди орогенных поднятий контролирующих редкометальные зоны, могут быть отмечены верхнепалеозойские — Туркестанская, Калба-Нарымская и др.

Редкометальные зоны, связанные с эпохами активизации известны в обоих сегментах. Так, в Атлантическом сегменте отмечается девонская редкометальная Каахемская зона, выделяемая по ареалу разновозрастных гранитов, приуроченных к площади сопряжения рифейских и салаирских структур. Последние в дорудную эпоху испытывали активное воздымание.

В Тихоокеанском сегменте редкометальные зоны эпохи мезозойской активизации приурочены к Агинскому срединному массиву и к другим частным структурам рифейд, испытавшим орогенное эпигео-

синклинальное воздымание (Моклакано-Могочинская, Урулюнгуевская, Борщевочная и другие редкометальные зоны).

Сравнение тектонических структур, контролирующих редкометальные металлогенические зоны в рассматриваемых складчатых системах Тихоокеанского и Атлантического сегментов, свидетельствует о их принципиальном сходстве, хотя редкометальная минерализация связана с металлогеническими эпохами разного возраста: в Тихоокеанском сегменте — главным образом с мезозойской, а в Атлантическом — с рифейской и позднемезозойской. Отмеченные закономерности, свойственные Центрально-Азиатскому поясу, видимо, можно распространять на другие, еще слабо изученные районы Тихоокеанского сегмента.



О ТИПАХ ОБЛАСТЕЙ ОРОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТЯХ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

И. Н. Томсон, В. С. Кравцов

(ИГЕМ)

Вопрос о типах и стадиях развития областей активизации был недавно рассмотрен А. Д. Щегловым (1970). Типы он выделяет в зависимости от характера взаимоотношений областей активизации с геосинклиналями. А. Д. Щеглов выделяет также две крупные группы структур областей активизации: 1) с отчетливо выраженными наложенными впадинами и 2) с преобладанием разрывных нарушений.

Ниже мы рассмотрим морфологические типы сводов и формационные типы областей орогенной активизации. На основе материалов по сравнительным исследованиям оловорудных районов, приуроченных к наложенным впадинам на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР, а также на основе изучения области мезозойской активизации Восточного Забайкалья и привлечения сравнительных материалов мы пришли к выводу, что типоморфными структурными формами в их пределах являются сводовые поднятия. Последние возникают в связи с тектоническими движениями положительного знака, преобладающими в условиях тектоно-магматической активизации в отличие от геосинклинальных условий.

Сопоставление структурно-морфологических черт сводовых поднятий, сформированных в различных условиях, позволяет выделить среди них два типа, в определенной степени соответствующих двум группам структур областей активизации А. Д. Щеглова. К первому типу относятся сводовые поднятия, сопровождающиеся грабеннообразными наложенными впадинами, которые чаще локализуются вдоль подошвы сводов. Своды этого типа, по-видимому, возникают в условиях общего тангенциального растяжения при воздействии местных вертикальных усилий. Своды другого структурно-морфологического типа сопровождаются не периферическими впадинами, а только разрывными нарушениями. При этом в подножье подобных сводов нередко развиваются надвиги. Своды этого типа возникают в условиях общего тангенциального сжатия.

Помимо структурно-морфологических типов сводовых поднятий, следует также различать структурно-формационные типы областей

активизации, в пределах которых образуются своды. В качестве важного критерия для распознавания этих типов мы выдвигаем особенности пространственных соотношений вулканогенно-осадочной и интрузивной групп формаций. Эти соотношения могут выражаться, с одной стороны, в пространственном совмещении этих групп формаций, с другой — в их четком обособленном развитии.

Различия в истории развития областей этих типов заключаются в следующем. В областях первого типа сначала возникают широкие впадины, наложенные на гетерогенный фундамент и выполненные вулканогенно-осадочной группой формаций. В следующую стадию происходит частная инверсия впадин и превращение их в сводовые поднятия. Этому времени соответствует внедрение интрузивов, которые прорывают вулканогенно-осадочные толщи впадин. Здесь чаще возникают своды второго морфологического типа (сопровождаящиеся разрывами). К его областям относятся вулканические пояса и впадины типа «дива». Особенности состава толщ, выполняющих впадины последнего типа, можно охарактеризовать на примере Омсукчанской, Мяо-Чанской и других впадин Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. Это континентальные вулканогенно-осадочные толщи, причем эффузивы низов разреза отличаются кислым составом и сменяются средними вулканитами в верхах разреза. Переслаивающиеся с ними осадочные толщи сложены терригенным, нередко угленосным материалом, который испытывает огрубление вверх по разрезу.

Интрузивы, внедряющиеся в пределах контура впадин в период их инверсии, отличаются сложностью состава, который меняется от габброидов ранних фаз до лейкократовых гранитов. Впадины сопровождаются оловорудной минерализацией касситерито-силикатной формации, а также золоторудной минерализацией. Иногда осадочный комплекс в них практически отсутствует, как, например, это имеет место в некоторых наложенных вулканогенных структурах Дальнего Востока (Баджальской и др.) Разрез толщ вулканических поясов сложен также целиком вулканогенными породами, которые в одних случаях изменяют состав от андезитовой формации к липаритовой и затем базальтовой, в других липаритовая сменяется андезитовой (Белый, Тильман, 1966). Вулканические пояса также претерпевают инверсию и прорываются интрузивами.

Существенно отличаются по истории геологического развития области активизации второго типа, где уже в начальную стадию происходит образование сводов. Наложённые впадины занимают в этом случае подчиненное положение по отношению к последним, располагаясь преимущественно в зоне их подножий. Наиболее характерная черта этих областей активизации — разобщение вулканогенно-осадочных и плутонических формаций, которые развиваются синхронно.

Впадины не претерпевают инверсии и сохраняют тенденцию к погружению и в неотектонический этап развития. В качестве примера можно назвать Восточное Забайкалье и Западную Чукотку (область Малоанюйского мегасвода, по А. И. Садовскому, 1965). В первую стадию развития областей этого типа во впадинах образуется толща субщелочной андезитовой формации, которая обнаруживает поокисление вверх по разрезу. На поздней стадии в этих же впадинах накапливаются терригенные угленосные толщи, которые испытывают огрубление состава к бортам впадин.

Эффузивы поздней стадии отличаются контрастным липарит-базальтовым составом. Интрузивы, локализующиеся во внутренних частях сводовых поднятий, внедряются в первую стадию их развития и принадлежат к двум формациям, образующимся последовательно. При этом ранняя гранодиорит-гранитная формация сопровождается

золотым, молибденовым оруденением, а формация лейкократовых гранитов — оловянно-вольфрамовым.

Особый — третий — тип областей активизации представляют собой некоторые платформы и щиты, где при развитии интрузивных формаций вулканогенно-осадочные толщи соответствующих эпох отсутствуют, или сильно редуцированы. Для этих областей характерны длительно и унаследованно развивающиеся сводовые поднятия, подвергшиеся гранитизации и прорванные интрузивами щелочного и субщелочного состава. На периферии сводовых поднятий нередко развиваются надвиги. В областях этого типа широким распространением пользуются редкоземельные месторождения.

Сводовые поднятия в областях активизации различных типов могут в заключительную стадию подвергаться распаду и погружению, которые часто сопровождаются излияниями базальтов.

В числе наиболее общих черт металлогении областей активизации различных типов можно назвать определенную зависимость в размещении металлогенических зон по отношению к крупным сводам. Эти зоны имеют тенденцию располагаться концентрически по отношению к последним.

ВЗАИМОСВЯЗИ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПЛАТФОРМ

В. И. Казанский

(ИГЕМ)

1. В последнее время толкование термина «тектоническая» или «тектоно-магматическая активизация» вышло далеко за рамки первоначального понятия. Высказываются и такие крайние точки зрения, согласно которым геосинклинальный процесс рассматривается как одна из форм активизации, а подавляющая часть эндогенных месторождений связывается с эпохой преобразования платформ и складчатых систем в сводово-глыбовые области. С такими тенденциями нельзя согласиться. При более строгом ограничении активизированных областей нельзя не учитывать место тектоно-магматической активизации в истории развития земной коры, абсолютную величину перерыва между процессами активизации и завершением геосинклинального цикла и, наконец, масштабы новообразованных тектонических структур.

2. Существуют разные подходы к анализу взаимосвязей региональных и локальных рудоносных структур активизированных областей: выявление тектонических элементов эпохи активизации и их отличий от собственно платформенных и геосинклинальных структур; выделение «сквозных рудоконцентрирующих» и «очаговых» структур, изучение влияния структурных этажей и ярусов на локализацию оруденения и т. д. Наша задача — установление связей между новообразованными и более древними структурами активизированных платформ, сопоставление условий размещения оруденения в разнородных тектонических блоках платформ подобно тому, как это сделано В. И. Смирновым для тектонических секторов геосинклиналей.

3. В Восточной Азии в мезозойскую тектоно-магматическую активизацию были вовлечены платформы разного возраста — на ар-

хейско-нижнепротерозойском, байкальском и каледонском основании. Их мезозойская тектоника во многом определяется степенью консолидации фундамента, которая влияет на мощность платформенного чехла, изменчивость фаций платформенных отложений и, в конечном счете, на характер складчатых и разрывных нарушений. Внедрение мезозойских интрузивов, с которыми ассоциируются разнообразные постмагматические месторождения, сопровождалось резкой перестройкой тектонического плана. Они наложились на самые разнородные структурные элементы предшествующего платформенного этапа развития, что и определило многообразие рудных районов и рудных полей.

4. При систематике рудных районов и рудных полей необходимо четко разграничивать два круга явлений: 1) эволюцию тектонических форм и рудоносных структур в истории развития активизированных платформ и 2) влияние структурных этажей на локализацию эндогенного оруденения определенного возраста в конкретном регионе.

5. В центральной части Алданского щита геологическая позиция и структура докембрийских флогопитовых и железорудных месторождений целиком определяется их формированием в условиях ультраметаморфизма. Отсюда и приуроченность месторождений к периферии гигантского купола, возникшего в процессе становления кристаллического фундамента, пространственная связь с узкими зонами изоклинальной складчатости, будинажа и гранитных инъекций, соскладчатые формы флогопитоносных залежей, пересечение их blastomylonитами альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма и т. д. Массивы центрального типа, сложенные ультраосновными — щелочными породами, возникли после образования платформенного чехла. Однако и в этом случае специфика месторождений, залегающих в массивах центрального типа, определяется не влиянием структурных этажей. В качестве главного структурного фактора здесь выступает высокая механическая активность магматического расплава.

6. Влияние структурных этажей на локализацию мезозойского золотого оруденения в Центрально-Алданском районе несомненно. Оно выражается в различной морфологии рудных залежей (пологие лентообразные тела в кембрийских доломитах и на контакте кембрийских известняков с юрскими песчаниками, крутые линзовидные жилы в омоложенных нижнепротерозойских разломах фундамента), в закономерной приуроченности месторождений разного типа к опущенным и приподнятым блокам, в пространственной связи пологих рудных залежей с крутопадающими жилами, уходящими из доломитов в подстилающие ультраметаморфические породы, и т. д.

7. Резкие изменения наблюдаются при существенных различиях этажей по разрезам и степени метаморфизма слагающих их пород. Например, в Нанлинском районе (Южный Китай) песчано-сланцевая луньшаньская свита по составу почти не отличается от перекрывающих ее нижнедевонских терригенных отложений, слагающих основание платформенного чехла, и вольфрамовые жилы имеют одинаковую морфологию и состав в тех и других породах. В верхней же части платформенного чехла преобладают карбонатные отложения, к которым приурочены скарновые месторождения вольфрама, свинца, цинка, мышьяка. В этих случаях лучше говорить просто о влиянии литологического состава рудовмещающих пород.

О ТИПАХ ОЧАГОВЫХ СТРУКТУР И СВЯЗИ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

М. А. Фаворская, И. Н. Томсон

(ИГЕМ)

1. Авторами ранее было выдвинуто представление об очаговых структурах как специфических эндогенных дислокациях, возникающих над участками глубинного разуплотнения масс. Среди них большое значение имеют купольные поднятия над очагами палингенных магм. Структуры этого типа связаны переходами с вулканическими кальдерами.

2. Статистическая обработка данных по Восточному Забайкалью, югу Дальнего Востока и другим территориям показала, что размеры очаговых структур в плане отвечают в большинстве случаев преобладающим размерам наиболее хорошо изученных кальдер и колеблются в пределах от 100 до 1500—2000 кв. м.

3. Образование купольных поднятий описываемого типа тесно связано с внедрением кислых, умереннокислых и субщелочных интрузивов. Эта связь подтверждается постоянной пространственной сопряженностью упомянутых структур и выходов интрузивов преимущественно гипабиссального и приповерхностного типа.

4. Интересная особенность очаговых структур — длительное сохранение тенденции к поднятию, в связи с чем они дают в современном рельефе характерные структурные формы.

5. «Вулканические купола», в понимании Вильямса, не являются аналогами отмеченных выше купольных поднятий со значительно большими размерами. Аналогами этих последних при вулканических процессах можно считать поднятия, названные А. Ритманом «сводовыми вулканотектоническими поднятиями» и «вулканотектоническими горстами».

6. В зависимости от особенностей геологической обстановки, сопровождающей формирование купольных структур, возникают разные морфологические типы последних. На участках, отличающихся слабой тектонической нарушенностью, возникают округлые поднятия с изгибом вмещающих толщ. При наличии обрамляющих разломов купольные поднятия приобретают неправильные очертания или в результате перемещения вдоль этих последних, или благодаря ограничивающей барьерной роли разломов в период формирования поднятия. При этом возникают различные переходные формы от округлых куполов до полигональных горстов, сохраняющих, однако, внутреннюю расчлененность последних.

7. Системы внутренних дислокаций неодинаковы для изометричных и удлиненных очагов поднятий. Первые характеризуются концентрическими и радиальными разломами, вторые — концентрическими и дугowymi открытыми в сторону крыльев куполами, или осевыми и поперечными дислокациями.

8. Перечисленные дислокации, непосредственно связанные с ростом купольных поднятий, в дальнейшем нередко осложняются специфическими структурами распада. Этот процесс находится, как правило, в связи с общей сменой режима соответствующего мегаблока. При этом происходят проседания центральных частей купола по обрамляющим разломам и дифференциальные движения по секущим линейным нарушениям регионального плана. Процесс разрушения купольных поднятий сопровождается излиянием базальтов.

9. Как отмечал ранее Уиссер, очаговые структуры имеют важнейшее металлогеническое значение, контролируя рудные узлы и поля,

Это в первую очередь подтверждается наличием концентрической зональности в размещении различных типов оруденения относительно купольных структур. Существенна также роль внутренних дислокаций в размещении оруденения. В наиболее распространенном случае это приводит к концентрическому или радиальному размещению рудных тел.

10. При дифференциальных подвижках по системам внутренних нарушений наиболее перспективными в отношении рудоносности оказываются приподнятые секториальные блоки. В то же время в куполах, претерпевших последующий распад, рудоносными нередко оказываются наиболее погруженные блоки. Последние, однако, в период рудообразования занимали приподнятое положение и погрузились значительно позднее в связи с деструктивными процессами регионального плана.

11. Еще одной особенностью размещения оруденения, связанного с купольными структурами, является его приуроченность к осложняющим крупные купола более мелким поднятиям того же типа. Отмечается также приуроченность рудных полей к местам перекрытия периферических участков двух соседних куполов.

12. Установленные закономерности — важный критерий при прогнозе оруденения для областей орогенной активизации и в том числе — для Тихоокеанского рудного пояса.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

М. А. Мишкин, И. А. Тарарин

(двги)

Разнообразные по возрасту и структурному положению метаморфические формации Тихоокеанского пояса представляют образования различных стадий эволюции геосинклинальных подвижных зон — от наиболее ранних до завершающих, сопровождающихся становлением гранитондов. В основу выделения метаморфических формаций положены следующие признаки: 1) состав первичных осадочных и вулканогенных образований, 2) особенности минеральных ассоциаций метаморфических пород, отражающие термодинамические ($P-T$) условия метаморфизма, 3) особенности химического состава метаморфических пород и минералов, обусловленные геохимическим режимом метаморфизма.

По составу исходных пород метаморфические формации отвечают протогеосинклинальным, эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным первичным образованиям. Геохимический профиль метаморфизма каждого из выделенных рядов формаций характеризуется, соответственно, как натровый, кали-натровый и калиевый.

По термодинамическим условиям формирования в составе каждого ряда выделены три группы метаморфических формаций: 1) глубинные формации регионального метаморфизма ($P_s > 7,5$ кб; $T = 700-900^\circ$); 2) среднеглубинные формации регионального метаморфизма

($P_s = 5,5-7,5$ кб; $T = 500-900^\circ$), 3) малоглубинные формации контактово-регионального и контактового метаморфизма ($P < 5,5$ кб; $T = 200-900^\circ$).

Каждому ряду и группе метаморфических формаций свойственны определенные особенности магматизма и рудоносности.

Начальные стадии развития геосинклиналей (протогеосинклинали), отчетливо проявленные во внешней (океанической) зоне Тихоокеанского пояса, характеризуются накоплением мощных кремнисто-вулканогенных и граувакковых толщ и внедрением гипербазитов. Метаморфические формации протогеосинклинальных складчатых структур относятся к натровому геохимическому профилю, обусловленному спецификой первичных образований и составом метаморфизующих растворов. Для них типичны спилиты, глаукофановые, альбитовые, жадеитовые сланцы, амфиболиты, пироксен-амфиболовые плагиогнейсы и эклогиты. Для рудной минерализации присуще распространение первичных эксталяционно-осадочных медноколчеданных и железо-марганцевых месторождений, особенно в малоглубинных метаморфических зонах внешней области Тихоокеанского пояса — мезозойских (Самбава, Ново-Гвинейская, Тиморская, Калифорнийская) и палеогеновых (Филиппинская и др.). Среди эндогенных месторождений, связанных с этими зонами, важное значение имеют месторождения меди, золота, хрома, никеля, платины и платиноидов.

В эвгеосинклиналях, прошедших полный цикл развития, основные вулканы и кремнисто-граувакковые толщи сменяются терригенно-осадочными, отличающимися в целом более высоким отношением калия и натрия, что определяет кали-натровый геохимический профиль метаморфических формаций. Среди метаморфических пород широко распространены филлиты, слюдяные сланцы, биотит-амфиболовые, амфиболовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, местами эклогиты. Зонам распространения этих формаций сопутствуют интрузии габбро-плагиогранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Для метаморфических формаций кали-натрового ряда характерно широкое развитие метаморфогенно-осадочных марганцево-железорудных и железорудных (иногда фосфоритоносных) месторождений (типа железистых кварцитов), известных в глубинных метаморфических комплексах древних щитов и в более молодых складчатых областях. Железорудные месторождения глубинных формаций часто подвергнуты значительной метасоматической переработке (месторождения Алданского щита и др.). В меньшей степени метасоматические изменения проявлены в месторождениях протерозойских метаморфических зон — Становой, Маченренской (месторождения Цзинанцунь, Мусан, Пуюндон) и палеозойских — Джагдинской и др.

Особую роль играют коренные месторождения золота латераль-секреционного типа, связанные с кварцевыми жилами и сегрегационными обособлениями кварца. За счет этих месторождений и рудопроявлений, наиболее типичных в формациях малых глубин, часто образуются промышленные россыпи золота (Юго-Восточная Аляска, Джагдинская зона, Срединная зона Камчатки и др.).

Высокометаморфизованные пелиты формаций кали-натрового ряда служат источником глиноземистого сырья — кианита, силлиманита, андалузита (формации архея Алданского щита, протерозоя Становика, Калифорнии и т. д.).

Разнообразная эндогенная минерализация формаций кали-натрового ряда представлена месторождениями меди, золота, свинца, цинка, вольфрама, серебра, молибдена, титана, редких металлов (месторождения метаморфических зон Японии, Северо-Американских Кордильер и Анд Южной Америки).

Миогеосинклиналильные комплексы, наиболее широко развитые в области континентального обрамления Тихоокеанского пояса, характеризуются накоплением мощных терригенно-карбонатных толщ при отсутствии основного вулканизма. Метаморфические формации, связанные с этими образованиями, представлены филлитами, слюдяными сланцами, мраморами и различными калишпатсодержащими гнейсами, в которых калий преобладает над натрием. В зонах формаций калиевого ряда широко распространены калиевые гранитоиды.

Особенностью метаморфических формаций калиевого ряда является распространение осадочно-метаморфогенных месторождений разнообразных металлов. Месторождения железа и марганца связаны здесь, в отличие от вышеописанных формаций, с первичными терригенно-осадочными толщами. Они отмечаются в глубинных (месторождения Пуксанли, Такхен и др.— Сино-Корейский щит) и малоглубинных (Хинганское — Бурейнский массив, Кабаргинское — Ханкайский массив, Ривонское — Маченренская складчатая область и др.) формациях. Эти формации интересны также в отношении полиметаллов (месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза — Австралия), титана (рутил и ильменитсодержащие сланцы и кварциты архея Наннимского и Кимчекского массивов, верхнего протерозоя Ханкайского массива и др.). Месторождения меди (Удоканское месторождение медистых песчаников Становой зоны), урана (месторождение Рам Джангл — Австралия), ванадия (Минас Рагра — Перу) встречаются преимущественно в формациях малых глубин.

Из неметаллических полезных ископаемых важное значение имеют графит, фосфориты и высокоглиноземистое сырье (кнанит, силлиманит, андалузит). Крупные месторождения чешуйчатого графита приурочены к глубинным докембрийским комплексам (месторождения Кимчек, Обок, Тэянли и др.— Сино-Корейский щит), а аморфного — к малоглубинным (месторождения Окчхонской синклиналильной зоны юга Кореи, Катазиатского антиклинория юго-восточного Китая и т. д.).

Типичны месторождения апатита, не связанные с железорудным осадконакоплением и представленные апатитоносными мраморами и кремнисто-карбонатными породами. Они известны в глубокометаморфизованных архейских формациях щитов, массивов (месторождения Енью, Сечен Сино-Корейского щита, Люмао, КНР и др.), а также в складчатых протерозойских (месторождение Симпхун Маченренской складчатой области Кореи, Хайчжоу, КНР и др.) и палеозойских (Лаокайский апатитоносный бассейн Северного Вьетнама) областях.

Эндогенная минерализация формаций калиевого ряда исключительно разнообразна. Отличительной чертой глубинных архейских формаций является развитие флогопитоносных скарнов. В протерозойских формациях распространены метасоматические месторождения железных и боратовых руд, талька и магнезита, слюдоносные и редкометалльные пегматиты. Гранитоидный магматизм, проявленный в формациях различной глубинности, сопровождается месторождениями олова, вольфрама, золота, свинца, цинка, редких металлов. Особенно важное значение среди них имеют месторождения олова и вольфрама в малоглубинных зонах регионально-контактового и контактового метаморфизма (мезозониды Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской, Бирмано-Малайской складчатых областей, палеозониды юго-восточного Китая и восточной Австралии).

В пределах Тихоокеанского пояса наблюдается последовательная смена докембрийских метаморфических зон слабо эродированными палеозойскими, мезозойскими, кайнозойскими, что отражает смещение метаморфической активности от континента к океану. Выделенные в

этих зонах группы метаморфических формаций характеризуются определенными металлогеническими особенностями, обусловленными первичной природой геосинклинальных комплексов, условиями глубинности метаморфизма и его геохимического режима.



РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ХАРАКТЕР СВЯЗИ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

М. Г. Руб

(ИГЕМ)

1. В пределах Тихоокеанского пояса широко развиты гранитоиды, возраст которых колеблется от докембрия до неогена.

Анализ существующих литературных данных и личные материалы позволяют выделить среди гранитоидов Тихоокеанского пояса три главных генетических группы: 1) палингенные — сиалические граниты, возникшие в результате плавления земной коры; 2) гранитоиды, являющиеся дифференциатами базальтовой магмы; 3) реоморфические или автохтонные гранитоиды, образовавшиеся в результате гранитизации. Гранитоиды отмеченных групп отличаются по ряду геолого-петрографических, петрохимических и геохимических признаков.

2. Важную роль в рудоносности играют палингенные интрузивные гранитоиды, которые в большинстве случаев являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений и оперяющим их трещинам. В ряде случаев при формировании рудоносных гранитоидных комплексов большую роль играли процессы тектономагматической активизации.

3. Возраст пород, слагающих рудоносные гранитоидные комплексы, различен. В настоящее время известны нижнепалеозойские (535—470 млн. лет), среднепалеозойские (450—416 млн. лет), верхнепалеозойские (305—240 млн. лет), поздне триасовые — раннеюрские (210—180 млн. лет), верхнеюрские (150—140 млн. лет), нижнемеловые (120—104 млн. лет), верхнемеловые (95—70 млн. лет), палеогеновые (60—40 млн. лет) и неогеновые (30—15 млн. лет) рудоносные комплексы. Однако распространенность этих комплексов и практическое значение сопровождающих их месторождений различны. Так, среди оловоносных комплексов наиболее широко развиты мезозойские, особенно верхнемеловые; среди редкометальных наряду с мезозойскими большую роль играют среднепалеозойские, а среди золотоносных — мезозойские и третичные гранитоиды.

4. Рудоносны обычно интенсивно дифференцированные многофазные интрузивные комплексы, наиболее поздние дифференциаты которых представлены аляскитовыми или лейкократовыми гранитами, часто повышенной щелочности. При этом оловоносные, редкометальные и вольфрамоносные комплексы характеризуются повышенным содержанием калия, а золотоносные — натрия. Иногда рудоносны кислые вулканоплутонические ассоциации, в которых отчетливо установлена комагматичность эффузивных и интрузивных образований. В ряде случаев при формировании рудоносных гранитоидных комплексов боль-

шую роль играют процессы ассимиляции и гибридизма, происходящие на разных глубинных уровнях.

5. Породы рудоносных магматических комплексов характеризуются обычно повышенным содержанием рудных элементов и летучих компонентов, содержание которых и дисперсия содержания резко увеличиваются в поздних наиболее кислых дифференциатах.

О большой роли летучих, особенно фтора, при формировании редкометальных оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов свидетельствуют: наличие флюоритсодержащих шаровых лав, литий-фтористых кварцевых кератофилов (онгонитов), обогащенных фтором и литием, протолитионитовых гранитов, а также повышенное количество в породообразующих минералах гранитов (в биотите и кварце) летучих компонентов, содержание которых увеличивается в отмеченных минералах поздних наиболее кислых дифференциатов. В породах рудоносных гранитоидных комплексов наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием рудных элементов Sn, Be, Ta, Nb, W) и летучих компонентов, в частности, фтора.

Изучение поведения летучих элементов в магматических и сопровождающих их постмагматических образованиях Приханкайского района позволяет предполагать, что фтор находится в магматическом расплаве с самого начала образования палингенной магмы и связан с глубинным источником, а бор попадает во время продвижения фронта магмообразования за счет вовлечения в сферу магмообразования песчано-глинистых отложений, богатых бором. В связи с этим рудоносные (вознесенские) граниты и сопровождающие их постмагматические образования обогащены и фтором, и бором. Именно в этом районе развиты турмалин-флюоритовые оловянные руды, где фтор и бор присутствуют примерно в равных количествах.

6. Образование рудоносных магматических комплексов обусловлено: а) особенностями химизма вещества очагов магмообразования, в которых возникала палингенная гранитная магма; б) составом и количеством газовой фазы; в) полнотой процессов дифференциации с участием газовой фазы, приводящих к накоплению рудных элементов и летучих компонентов в остаточном магматическом расплаве; г) явлениями ассимиляции и гибридизма, в результате которых происходит накопление одних элементов и рассеивание других; д) составом глубинных растворов, принимавших участие в палингенном магмообразовании, и другими факторами.

7. Металлогенетическая специализация, или рудообразующая способность гранитоидных комплексов (т. е. способность концентрировать и отделять рудные элементы и летучие компоненты), определяется не только повышенным содержанием отмеченных элементов и газовой фазы в магме, но также характером распределения этих элементов и благоприятными геологическими и физико-химическими условиями, в которых происходит формирование данного комплекса, что приводит не к рассеиванию, а к концентрации полезных компонентов в остаточном магматическом очаге. Кроме того, как отмечал И. Н. Говоров, большое значение имеют также кристаллохимические факторы, заключающиеся в различной способности рудных и редких элементов к вхождению в кристаллические решетки породообразующих и аксессуарных минералов, а также в способности рудных элементов отделяться от магматического расплава в составе газовых дистиллятов и остаточных гидротермальных растворов.

Показателем рудообразующей способности гранитоидных комплексов является существенное увеличение содержания рудных элементов и летучих компонентов и дисперсии содержания этих элементов в породах поздних фаз и субфаз по сравнению с ранними. В ряде случа-

ев в рудоносных специализированных гранитоидных комплексах рудные элементы и летучие компоненты образуют самостоятельные акцессорные минералы. Если порообразующие минералы отражают обычно качественные и количественные соотношения петрогенных элементов в горных породах, то акцессорные минералы отражают особенности состава и количественных содержаний рудных и летучих элементов. Исследования последних лет показали, что акцессорные минералы — главные концентраторы рудных элементов и летучих компонентов и один из индикаторов металлогенической специализации гранитоидных комплексов. Другим индикатором являются слюды: биотиты, протолигиониты, мусковиты. Состав и количество акцессорных элементов в слюдах позволяют судить о характере и масштабах металлогенической специализации.

8. Как показали работы многочисленных исследователей и автора, с рудоносными гранитоидными комплексами в пространстве и времени связаны оловорудные бериллиевые, танталовые, вольфрамовые и другие месторождения. Однако характер этой связи различен. В одних случаях это связь генетическая, в других — парагенетическая.

Оловянные и редкометальные месторождения связаны с развитием многофазных интенсивно дифференцированных гранитоидных комплексов. При этом отделение рудоносных растворов от магмы происходило неоднократно после образования интрузивных пород различных фаз и субфаз. Однако максимальное количество рудоносных растворов выделялось после образования наиболее поздних кислых производных, представленных лейкократовыми и аляскиновыми гранитами, и являлось дериватом остаточного магматического расплава, насыщенного рудными элементами и летучими компонентами. Таким образом, одни месторождения (грейзеновой и кварцево-вольфрамит-касситеритовой формации) связаны непосредственно генетически с гранитами заключительных фаз, а другие (касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной, слюдисто-бертриндит-фенакитовой и др.) являются дериватами остаточного магматического очага. Вопрос о связи с гранитоидными комплексами свинцово-цинкового, молибденового и золотого оруденения еще недостаточно разработан и дискусионен.

В последние годы в связи с развитием новых методов исследования (определение изотопного состава, состава газовой фазы и газовых включений в минералах гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований, применение более чувствительных методов спектрального и химического анализа, исследования на микроанализаторе, электронном микроскопе и т. д.) появились дополнительные факты, подтверждающие и развивающие выдвинутые нами критерии. Применение этих методов поможет, вероятно, углубленному изучению характера связи как оловянного, редкометального, вольфрамового, так и молибденового, свинцово-цинкового и золотого оруденения с гранитоидными комплексами. Кроме того, дальнейшее комплексное детальное геолого-петрографическое и петрогеохимическое изучение рудоносных гранитоидных комплексов и сопровождающих их постмагматических образований позволит установить место рудных процессов в общем ходе развития магматизма и решить вопрос о составе рудообразующих растворов и возможных источниках рудного вещества.



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ, СВЯЗАННЫЕ С ФАЗОВЫМ РАЗВИТИЕМ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ МАЛЫХ ГЛУБИН

Ф. Р. Апельцин

(ВИМС)

Высокая вязкость гранитных расплавов, сокращение и исчезновение в глубинных частях гранитных интрузивов пород поздних фаз заставляют усомниться в возможности их образования путем многократного поступления расплавов из глубинных очагов. Фиксируемые в таких интрузивах фазовые отношения между последовательно формирующимися типами пород следует рассматривать как следствие многократного преобразования гранитного субстрата.

Поздние фазы гранитов, формирующиеся ближе к поверхности интрузива, всегда обогащаются щелочными полевыми шпатами, минералами с водой и другими летучими, что свидетельствует о более низкой температуре ликвидуса их кристаллизации. Этому способствует падение внешнего давления и возрастающая в расплаве активность сильных щелочей, летучих и кислорода, в свою очередь связанного со степенью водонасыщенности силикатной системы и степенью диссоциации воды.

Взаимоотношения гранитов поздних фаз с ранними гранитами субстрата представляются противоречивыми, отвечающими признакам то повторного внедрения, то метасоматического замещения пород более ранних фаз. Вероятнее всего, существуют оба типа соотношений, но на разных уровнях единых магматических колонн. В их корневых зонах более отчетливо фиксируется замещение гранитоидов ранних фаз, связанное с метасоматическим преобразованием; при этом основными реакциями минеральных преобразований являются: замещение плагиоклаза микроклином, слюд и амфиболов — щелочными полевыми шпатами (или более поздними слюдами), кали-натровых полевых шпатов — существенно калиевыми и др. Многие из таких реакций протекают с экзотермическим эффектом, что поддерживает запас тепловой энергии системы. Метасоматоз в определенных условиях переходит в плавление субстрата (при сближении его состава с более низкотемпературной эвтектикой, благодаря разрыву связей алюмокремниевых тетраэдров летучими, деполимеризации и т. п.); в результате этого верхние части гранитоидов поздних фаз более отчетливо выступают как эруптивные тела. Так как составы гранитоидов последовательно сменяющих друг друга фаз отвечают все более низкотемпературным эвтектикам, плавление может наступать не только в результате накопления тепла метасоматических реакций, но и на фоне некоторого общего понижения температуры системы.

Многократные минеральные преобразования в субстрате формирующихся гранитных массивов (куполов) с периодическим и неравномерным плавлением (в локальных зонах) выступают в качестве одной из ведущих причин кристаллохимического перераспределения химических элементов (в том числе рудных элементов-примесей) между минеральными фазами гранитов и равновесными с ними в периоды их кристаллизации растворами. В этом следует видеть одно из важнейших условий металлогенической специализации и потенциальной рудоносности гранитов разных фаз полигенных интрузивов.

Поскольку пространственное положение потенциально рудоносных гранитов поздних фаз в сложно построенных интрузивах зависит от локальных зон падения внешнего давления, закономерности их размещения определяются следующими ведущими факторами:

а) степенью и интенсивностью денудации воздымающихся блоков земной коры, заключающих очаговые структуры формирующихся гранитных массивов;

б) положением и тектоническим режимом развития структур, выводящих глубинные гранитизирующие растворы в этажах, расположенных ниже корневых зон гранитных массивов;

в) элементами морфологии гранитных массивов и структурами вмещающих толщ, особенно обновленными в периоды формирования гранитоидов поздних фаз.

Перечисленными структурными элементами по существу контролируется положение не только гранитоидов поздних фаз, но и различной гипогенной минерализации, располагающейся зонально прежде всего по отношению к телам гранитоидов поздних фаз развития в длительно формировавшихся массивах гранитоидов.

В пределах мезозойд Тихоокеанского пояса примеры таких соотношений между гипогенной минерализацией и находящимися ниже уровня ее вскрытия гранитами поздних фаз наиболее отчетливо фиксируются в полях месторождений кварцевого и прейзенового типов касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, нередко также в турмалиновом и других типах месторождений касситеритово-силикатной формации.

МАГМАТИЗМ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

П. Е. Бевзенко, П. Г. Недашковский

(ДВГИ)

Полученные в последние годы новые данные о составе и распространенности природных серий изверженных пород на океанических островах, островных дугах и орогенических поясах, обрамляющих Тихий океан, значительно расширяют наши представления о возможных связях магматического процесса и источника рудообразования с глубинным строением Земли.

1. Развитые на внутриокеанических островах, срединно-океанических хребтах и подводных поднятиях серии вулканических пород (океанические толеиты, субокеанические базальты, щелочные базальты и трахибазальты) представляют собой производные верхней мантии и характеризуют магматизм «океанической» стадии развития земной коры. Основные тенденции процессов выплавления и дифференциации вещества океанической мантии сводятся к последовательному обогащению формирующихся расплавов калием и другими элементами (Rb, Sr, Ba, Pb, U, Th), концентрация которых считается характерной для сиалического слоя коры (Енгель, Енгель, 1968). Наличие в щелочных базальтах повышенных концентраций рудных элементов Sn, Pb, Zn, Be, W, Mo, а также В и F (Сахно, Говоров и др., 1970) и появление существенно калиевых их разностей (трахибазальт-трахитовые серии) открывают новые аспекты решения проблемы калия и источника рудообразования.

2. Магматизм «андезитовой» зоны Тихоокеанского бассейна, в противоположность океаническому, представлен известково-щелочными сериями пород. По петрографии и химизму основная масса неоген-

четвертичных и современных лав островных дуг принадлежит к базальт-андезит-кератофировому типу ассоциаций (Бевзенко, Бурьянова и др., 1970; Бевзенко, 1970), выступающему в качестве эталона вулканической деятельности Тихоокеанского «огненного» кольца.

Геологические, петрогеохимические и геофизические данные однозначно указывают на связь «андезитового» вулканизма островных дуг с подкоровыми глубинами (Горшков, 1963, 1967; Купо, 1959, 1956; Kushiyo, Kuno, 1963; Мархинин, Стратула, 1959 и др.). Исходной для данного вулканизма является дифференцированная толеит-базальтовая магма, генерировавшаяся путем селективного выплавления в более глубоких частях мантии (60—80 км) по сравнению с океаническими (45—60 км, Гавайя). Соответственно, геохимия пород островных дуг и состав связанных с ними рудных проявлений (Неверов, 1970) определяются мантийно-базальтоидным спектром рудных элементов (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Hg, S).

3. Так как именно через геосинклинальный процесс осуществляется развитие земной коры в направлении от океанической к континентальной, геосинклинальный магматизм неизбежно должен включать элементы мантийных, базальтоидных и чисто коровых процессов магмообразования. Сообразно с этим можно выделить четыре генетических класса изверженных пород, отображающих связь геосинклинального магматизма с глубинным строением Земли: 1) породы базальтоидной магмы, 2) базальтоидно-анатектоидной, 3) анатектоидной и 4) щелочной.

1) Формации пород базальтоидной магмы характеризуют доорогенный (спилито-диабазовая, габбро-диабазовая; спилито-кварц-кератофировая, габбро-плагиогранитная формации) и раннеорогенный (базальт-андезит-кератофировая, диорит-плагиогранитная формации) магматизм эвгеосинклиналей. Структурная сопряженность этих серий пород с офиолитовыми комплексами, их близкое петрогеохимическое сходство с океаническими толеитами и другие данные позволяют отнести все эти образования к производным верхней мантии. С некоторой долей условности доорогенный магматизм палеоэвгеосинклиналей (включая гипербазиты) может быть сопоставлен с георифтогенальным, а раннеорогенный — с «андезитовым» магматизмом островных дуг. Подобная аналогия может быть распространена и на источник рудообразования.

С формациями пород данного генетического класса связаны месторождения хромита, медно-никелевых, титано-магнетитовых, железорудных (Гаринское), железо-марганцевых (Джагдинское, Кабаргинское) и некоторых колчеданных (медно-полиметаллических, медно-золото-серебряных) руд.

2) Производные базальтоидно-анатектоидной магмы отображают постинверсионную (син- и посторогенную) эволюцию геосинклинального магматизма, выражающуюся сменой раннесинорогенных известково-натровых магм (базальт-андезит-натролипаритовая, габбро-адамеллитовая ассоциации) поздние- и посторогенными магмами нормального (базальт-андезит-липаритовая, габбро-гранитная ассоциации) и существенно калиевого (базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, габбро-монзонит-гранитная ассоциации) типов. Наличие в составе производных этих магм контрастных (базальт-липаритовых и габбро-гранитных) формаций пород указывает на участие в них базальтоидной магмы, стимулировавшей в процессе своего поднятия образование очагов контаминированной кислой (гранитоидной) магмы.

Металлогения рассматриваемого генетического класса пород наиболее многообразна и в значительной мере определяется унаследованным мантийно-базальтоидным спектром рудных элементов, дополняющимся некоторыми специфическими компонентами (Sn, W, Be,

Li и др.) сиалического профиля (Говоров, Филиппова и др., 1970). Раннесинорогенные андезит-натролипаритовые и габбро-адамеллитовые ассоциации пород (позднепермские вулканиды и интрузии Тайпинлин-Гродековской зоны Приморья и КНР, туманганский комплекс Северо-Восточной Кореи, серия дьенбьенфу Индокитая и др.) сопровождаются месторождениями железа, меди, полиметаллов, золота и некоторых редких (W, Mo) металлов.

С андезит-липаритовыми и габбро-гранитными сериями пород (меловые вулканиды и интрузии Охотско-Чукотского, Удско-Зейского, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенов; нижеамурская серия Северного Сихотэ-Алия, Ст₂; миоценовые эффузивы и субвулканические интрузии Нижнего Приамурья, Центральной Камчатки и др.) связаны месторождения золота, серебра, вольфрама, молибдена, полиметаллов, сурьмы, ртути и др. Посторогенные калий-натровые (омсукчанская) и существенно калиевые (мяо-чанская, бачелазская) серии пород контролируют промышленную оловянную и олово-полиметаллическую минерализацию главнейших оловянных районов Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

3) Магматические производные анатектоидной магмы представляют как орогенный миогеосинклинальный, так и квазикратонный «сиалический» магматизм подвижных зон, проявляющийся в вулканогенно-интрузивной (андезито-гранодиоритовые, липарито-гранитные формации) и плутонической (плагиогранитные, тоналит-гранодиоритовые, гранитные батолиты) формах. Возможность образования палингенно-анатектоидной магмы в сиалическом слое коры обоснована экспериментально (Фон Платен, 1967; Винклер, 1969; Грин Рингвуд, 1968; Менерт, 1970 и др.).

Большой металлогенический интерес представляет вулканогенно-интрузивная группа гранитоидов, характеризующаяся высокой степенью дифференцированности пород (появление в большом объеме лейкократовых и ультракислых разностей) и обогащенностью остаточных расплавов летучими компонентами. Источник рудных компонентов данной группы пород связан преимущественно с исходным сиалическим субстратом, рождающим анатектическую магму (Говоров, Мишкин и др., 1970; Говоров, Недашковский и др., 1970).

Типичные примеры формаций пород анатектоидного класса: средне-позднеюрские гранит-лейкогранитовые комплексы Восточного Забайкалья (шахтоминский, монголийский, цаганолуевский, кукульбейский, харалгинский, гуджинский и др.), Восточной (шархадинский, хайдельгерханский) и Центральной (эгиндаринский) Монголии, жаохэйский, дахичженьский комплексы Китая, тончхонский гранитный комплекс Кореи, гранитоиды Бирмано-Малайского оловоносного пояса, позднеюрско-нижнемеловые гранитоиды Верхояно-Чукотской складчатой области и другие. Названные серии изверженных пород контролируют крупнейшую в мире оловянно-редкометалльную провинцию Востока Азии.

4) Формации пород щелочной магмы натрового и калиевого рядов характеризуют базальтоидный магматизм субплатформенной стадии эволюции подвижных областей. Исходными для их образования являются щелочная оливин-базальтовая (натровая) и лейцит-базальтовая (калиевая) магмы, выступающие в качестве аналогов щелочно-базальтовых серий океанов. Это дает основание относить щелочные формации орогенов к производным верхней мантии.

С щелочными комплексами натрового и калий-натрового рядов (интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных гранитов и др.) связан промышленный тип редкометалльно-редкоземельной (Be, Nb, TR, Zr, U и др.) минерализации Тихоокеанского пояса, а также

нефелина, вермикулита и других полезных ископаемых (Залищак и др., 1963, 1966).

4. В геологической истории Тихоокеанского пояса комплекс намеченных петрогенетических групп пород геосинклинального магматизма проявлялся на протяжении не менее шести тектоно-магматических эпох (протерозойской, байкальской, каледонской, раннегерцинской, тихоокеанской, кайнозойской). Наибольшее металлогеническое значение имеют две последние эпохи, контролирующие специфическую (оловянно-редкометалльную, оловянно-полиметаллическую, золотую) минералогению Тихоокеанского пояса.

Общая направленность эволюции магматизма от древних к более молодым эпохам выражается в относительном снижении роли мантийно-базальтоидного и прогрессивном возрастании роли анатектоидного магматизма, что связано с общим утолщением сиалической коры. Исключение составляет субплатформенный щелочно-базальтоидный магматизм завершающих стадий развития подвижных поясов, связанный с расколами коры, уходящими в мантию.

5. Устанавливающиеся геологические, петрографические и петрохимические аналогии между георифтогенальным и андезитовым вулканизмом островных дуг, с одной стороны, и палеозвгеосинклинальным (доорогенным и раннеорогенным) магматизмом орогенических поясов — с другой, позволяют прийти к выводу о сходном плане структурного развития этих областей и о приложимости актуалистического принципа к познанию истории их развития.

ЗАВИСИМОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОТ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

**С. Д. Туровский, Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев,
Я. И. Колесников, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович**

(Ин-т геол. АН Кирг. ССР, Гомельский гос. ун-т)

1. Существование тесной зависимости геохимической и металлогенической специализации и рудогенерирующей способности магматических образований (магматических комплексов, отдельных интрузивных фаз) от геологических и геотектонических условий их формирования и становления признается всеми. Однако эта взаимосвязь часто представляется слишком туманно и в самых общих чертах. Причина этого — в слабой изученности описываемого явления, в отсутствии броских, отчетливо проявляющихся признаков подобной зависимости. Последнюю приходится выявлять многообразными и скрупулезными исследованиями, что существенно затрудняет решение проблемы в целом.

2. К настоящему времени авторами накоплен достаточный фактический материал (в основном по Северному и Центральному Тянь-Шаню), позволяющий более уверенно осветить некоторые вопросы поставленной проблемы.

3. Под геохимической специализацией магматических образований авторами понимается резко увеличенное (положительная специализация) или резко уменьшенное (отрицательная специализация) содер-

жание в магматических породах (и в исходных магмах) рудных элементов (в том числе редких и рассеянных) по сравнению со средними кларками этих элементов для соответствующих типов пород региона или, в крайнем случае, земной коры.

Металлогеническая специализация магматических образований — это реализованная их положительная геохимическая специализация в виде разнообразных по масштабам и генетическим типам месторождений и рудопроявлений. Эта реализация могла осуществиться благодаря благоприятному сочетанию физико-химических, термодинамических и геологических факторов магматизма.

Рудогенерирующая способность магматических образований — количественное выражение физико-химических, термодинамических и геологических возможностей, обуславливающих масштабность рудогенеза соответствующих магматических образований.

4. Геохимическая специализация магматических образований (магматических комплексов, отдельных интрузивных фаз) практически не зависит от геологических и геотектонических условий их формирования и становления. Она является функцией химизма родоначального протемагматического источника и геохимических особенностей и свойств отдельных рудных элементов в процессах магматического минералообразования.

5. Металлогеническая специализация, ее характер и масштабы находятся в теснейшей зависимости от геологических и геотектонических условий магматической и кристаллизационной дифференциации, т. е. формирования магматического комплекса и становления отдельных интрузивных фаз. Среди этих условий особо большое влияние оказывают: глубина формирования, положение участка среди региональных структурных элементов, характер геотектонического режима участка в период проявления магматизма, активность тектонической жизни участка, его структурно-тектоническая подготовленность.

6. В описываемой проблеме следует различать две стороны. Во-первых, влияние геологических и геотектонических условий на послепостинтрузивную металлогеническую специализацию и рудогенерирующую способность отдельных интрузий, т. е. на масштабы и характер рудогенеза, сопровождающего становление интрузивных фаз магматического комплекса, конкретных интрузивных тел (пепматиты, альбититы, скарны, грейзены, кварц-редкометалльные жилы и др.), и, во-вторых, влияние этих условий на послемагматическую металлогеническую специализацию магматического комплекса в целом, т. е. на масштабы и характер рудогенеза, завершающего тектоно-магматический этап и проявляющегося в период формирования малых интрузий (различные послемагматические гидротермальные рудные образования).

7. Устанавливается, что для первого случая благоприятными условиями являются: проникновение интрузий в тектонически стабилизированные участки, подвергающиеся предрудной активизации (древние ядра, срединные массивы, участки ранней складчатости); трещинный характер интрузий; небольшая глубина их становления (гипабиссальный или приповерхностный их тип); разрядка тектонических напряжений на участке только в виде разрывных нарушений; повышенная тектоническая активность; интенсивная раздробленность участка.

Для второго случая наиболее благоприятны участки, только что испытавшие или испытывающие заключительные стадии главной складчатости; некоторая пластичность вмещающей среды; возникновение крупных долгоживущих разрывных нарушений; гипабиссальное залегание рудогенерирующего источника; значительная тектоническая активность. Именно эти условия способствуют концентрации рудного материала, образованию крупных месторождений.

8. Рудогенерирующая способность интрузий в еще большей степени

зависит от геологической обстановки их становления. Здесь существенное влияние оказывают тектоническая активность участка, размеры и фазовость интрузии, химический и литологический состав, жесткость или пластичность вмещающего обрамления, условия залегания и проницаемость вмещающих пород, величина перепадов давлений и температур, глубина формирования.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Б. Л. Залищак

(двиги)

Щелочной магматизм Тихоокеанского пояса обнаруживает ряд характерных особенностей в пространственном размещении и времени проявления определенных формаций щелочных пород.

Массивы ультраосновных щелочных пород так называемого центрального типа локализуются по окраинам древних платформ, имеют верхнепротерозойский — кембрийский возраст и, вероятно, к развитию Тихоокеанского пояса прямого отношения не имеют.

Наиболее ранними, связанными с заложением Тихоокеанского кольца, являются позднепалеозойские — раннемезозойские интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов, сопровождающиеся редкометальными месторождениями (п-ов Корея, Сихотэ-Алинь). Внедрение их происходило после завершения герцинской складчатости, а пространственное размещение определялось внутренними областями складчатых систем и глубинными региональными разломами продольного и поперечного направлений. Особенно интересны ассоциации щелочных пород с более ранними гипербазитами (Сихотэ-Алинь, возможно, Айрон-Хилл в Колорадо). Редкометальная минерализация, сопровождающая эти интрузии, имеет важное промышленное значение. Руды представлены преимущественно автотомасоматическими альбититами с цирконом, пироксеном, колумбитом, окислами титана; главные рудные элементы — ниобий, цирконий, элементы цериевой группы. Из рудных полезных ископаемых промышленное значение имеют нефелин (алюминиевое сырье) и вермикулит. Наряду с нефелиновыми и щелочными сиенитами проявились экструзии щелочных пород раннемезозойского возраста (Сихотэ-Алинь).

В областях тихоокеанской складчатости мезокайнозойский гранитоидный магматизм завершают щелочные граниты верхнего мела — палеогена (западная окраина Омолонского массива, юго-восточная окраина Алданского щита, Бурейский массив, Сихотэ-Алинь, Северный Вьетнам, Северная Корея, Центральная Монтана, Донегал в Австралии). Это определяет их пространственное размещение: с одной стороны, они встречаются в областях длительного и интенсивного посторогенного гранитоидного магматизма и приурочены иногда к зонам региональных разломов, с другой — проникают далеко во внешние зоны пояса и краевые зоны платформ по долгоживущим разломам. Такие зоны не всегда сопровождаются другими кислыми интрузивными и эффузивными породами. Массивы щелочных гранитов немногочис-

ленны, но относительно равномерно распределены в пределах всех складчатых систем Тихоокеанского пояса. Формация щелочных гранитов представляется наиболее перспективной в отношении редкометального оруденения. В щелочных гранитах известны рудопроявления альбититов с цирконом, пирохлором, слюдами, редкоземельно-карбонатные и кварцмолибденитовые жилы и зоны; главные рудные элементы — цирконий, ниобий, редкие земли иттриевой и цериевой групп.

С массивами нормальных гранитов в ряде случаев связаны щелочные и нефелиновые сиениты, возникающие в результате замещения карбонатных или основных пород (Дежневский массив).

Наибольшее развитие в пределах Тихоокеанского пояса и океанической платформы получили щелочно-габброидные формации, относящиеся к кайнозою и антропогену. Ассоциации этих формаций характеризуются исключительным разнообразием по составу, условиям залегания и пространственному размещению. Очевидно, что базальтоидный магматизм в океане и на материках обусловлен внедрением первичной магмы в общем близкого состава и одними геотектоническими причинами. Установлено четкое генетическое деление щелочных базальтоидов на магматические серии (ассоциации, комплексы, вулканические центры):

1) натровые (нефелиновые базальтоиды, сиенит-кринакитовые комплексы) — восточная окраина Ханкайского массива, Сихотэ-Алинь, Северная Корея, Сахалин, Омолонский массив, Охотско-Чукотское вулканическое звено, Таити и Самоа, Гавайские острова (серия Го-полуду), плато Колорадо, Фронтальный хребет Скалистых гор, западная окраина Канадской платформы, западный Техас, Мексиканская прибрежная равнина, восточный Отаго в Новой Зеландии, юго-восточная Австралия;

2) калиевые (лейцитовые базальтоиды) — северо-восточная часть Китайской платформы, Нижнее Приамурье, Центральный Сихотэ-Алинь, Анюйский антиклинорий на Северо-Востоке СССР, западный склон Камчатки, плато Колорадо, Вайоминг, Центральная Монтана;

3) смешанные (базальт — андезит — дацит — трахит — риолит — комендит) — Северная Корея, Япония, северо-восточный Китай, Санта-Крус в Калифорнии, Йеллоустон, Перу.

Калиевые и смешанные серии приурочены к областям с развитой корой континентального типа. Первые тяготеют к региональным разломам на стыках сочленения древних структур с областями молодой складчатости, вторые — к областям кайнозойской складчатости. Видимо, калиевые серии являются самыми молодыми на материках среди базальтов. Непосредственная связь промышленных месторождений с ассоциациями щелочных базальтоидов не установлена. Однако можно предполагать алмазность некоторых нефелин-базальтоидных комплексов, образование ниобиевых карбонатитов в лейцит-базальтоидных комплексах, связь месторождений урана со смешанными сериями.

Генетическая самостоятельность формаций щелочных пород определяется тем, что каждая из них в истории геологического развития региона проявляется только один раз. Появление комплексов одной формации более или менее синхронно во времени в удаленных друг от друга регионах Тихоокеанского пояса и отвечает одним и тем же этапам геологического развития этих регионов.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Р. Н. Абдуллаев, Г. В. Мустафаев

(Ин-т геол. АН Азерб. ССР)

1. Раннегеосинклинальный (юра — неоком) магматизм альпийского этапа Малого Кавказа наиболее интенсивно проявлен в пределах Сомхито-Агдамской зоны, представляющей эпизвогеосинклинальную область, наложенную на раздробленный нижнепалеозойский субстрат Закавказского массива. Наличие древнего субстрата, подстилающего юрскую вулканогенную толщу и его блоковое строение, подтверждается геофизическими данными и небольшими выходами нижнепалеозойских метаморфических сланцев в приподнятой части зоны. Вулканогенные образования в пределах зоны имеют большую мощность и сопровождаются генетически связанными с ними гранитоидными плутонами.

2. Для начальной стадии раннегеосинклинального магматизма Сомхито-Агдамской зоны типично проявление байосской контрастной базальт-липаритовой формации с инициальным вулканизмом андезитобазальтового состава в раннем байосе и извержением продуктов кислой магмы липарито-дацитового состава в позднем байосе.

3. Батский вулканизм характеризуется широким развитием андезитобазальтовых, андезитовых вулканических пород, сопровождаемых широким генетическим спектром смешанных вулканогенно-осадочных пород. С завершением раннегеосинклинального вулканизма (поздняя юра) связано проявление слабодифференцированной андезитовой и андезито-дацитовой формации.

4. Деятельность байосского вулканизма завершается формированием плагиогранитовых интрузивов, а позднеюрского — внедрением гранодиорит-кварцдиоритовых массивов. Как байосские, так и позднеюрские магматические образования составляют самостоятельные вулканоплутонические ассоциации, состоящие из вулканических и плутонических фаций, находящихся в сложных взаимоотношениях.

5. В петрохимическом отношении и вулканические и плутонические образования относятся к щелочно-земельному ряду пород с явно выраженным натровым характером и повышенным содержанием кремнезема и глинозема. В целом дифференциация шла в сторону возрастающей кислотности и щелочности. Одновременно понижалось содержание магния, железа, кальция.

Петрологические, петрохимические, минералогические, геохимические особенности вулканических и плутонических образований раннегеосинклинального этапа магматизма Малого Кавказа свидетельствуют о том, что эти образования являются продуктом контаминированной кислым материалом сырья дифференцированной базальтовой магмы, предопределившей их металлогеническую специфику.

6. Завершающие стадии среднеюрского и верхнеюрского магматизма — наиболее активные рудообразующие этапы в мезозойское время.

В средней юре интенсивный рудогенез связан с верхнебайосским числым магматизмом — кварцевыми плагиопорфирами в эффузивной и плагиогранитами в интрузивной фациях. Рудные формации представлены серно- и медноколчеданными, колчеданно-полиметаллическими месторождениями и гематитовыми, баритовыми и полиметаллическими рудопроявлениями. Месторождения редких и рассеянных элементов не установлены. В связи с кварцплагиопорфировым составом пород верхнего байоса более вероятно установление новых месторождений элемен-

тов халькофильной группы, в первую очередь меди, цинка, свинца, и некоторых других.

7. В завершающую стадию верхнеюрского магматизма происходило формирование многочисленных интрузивных комплексов, с которыми связаны месторождения различных генетических типов: колчеданные, гидротермальные, скарновые. Ведущие рудообразующие элементы — железо, медь, цинк, свинец, кобальт; подчиненные — золото, мышьяк, барий и др. Таким образом, с верхнеюрско-нижнемеловым интрузивным комплексом, как и со среднеюрским, также связаны месторождения халькофильной группы элементов, тогда как редкометальное оруденение не проявлено. Это обусловлено генезисом интрузивов, являющихся дифференциатами контаминированной базальтовой магмы.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ФИГУРА КОНКРЕТНОЙ ИНТРУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ ИНТРУЗИВОВ

А. Н. Леонтьев

(ИМГРЭ)

Предпринимавшееся за последние годы сравнение «рудноносных» и «безрудных» интрузивов было основано или на статистической оценке петрографо-геохимических параметров пород, или на оценке их положения в геологической структуре, или на оценке степени их эрозионного вскрытия. Очевидно, что все эти вопросы являются частными по отношению к более общей задаче построения эмпирической модели конкретной металлоносной интрузивной формации, т. е. установления границ ее распространения, общей пространственной фигуры, закономерных переходов в строении и составе интрузивов по латеральным и вертикальным направлениям, крупноплощадной рудно-петрографической зональности в разных ее срезях. Интрузив может быть «безрудным» и по существу, и в результате неблагоприятного эрозионного среза, поэтому прогнозирование месторождений может основываться лишь на достаточно полном знании структуры формации или интрузивного узла, дополненном реконструкцией надинтрузивных зон.

В Восточном Казахстане и на Алтае позднепалеозойские редкометаллоносные граниты образуют четыре более или менее замкнутых ареала — Чингиз-Тарбагатайский, Алтайско-Калбинский, Монголо-Алтайский и Северо-Алтайский. Из них три последних могут рассматриваться как морфологически выделенные части единой прииртышской гранитовой формации С₃Р (Леонтьев, 1969), которая либо синхронна чингиз-тарбагатайской (Р), либо древнее ее.

Алтайско-Калбинский ареал имеет форму замкнутого, вытянутого к северо-западу кольца размерами 470×180 км. «Пустая» осевая зона его (300×80 км) совпадает с Рудно-Алтайским линейным поднятием поверхности базальтового слоя, а наиболее насыщенные продольные боковые цепи интрузивов — с ее прогибами (Любецкий, 1965). Широкое и сложное по форме юго-восточное замыкание кольца находится в области утолщения земной коры, а узкое и определенное северо-западное замыкание — в области ее утонения. Исследованные геофизиками

интрузивы незначительно расширяются с глубиной и имеют размеры по вертикали от 3 (более сильно эродированные, неявно кольцевые) до 8 км (неполностью вскрытые, явно кольцевые), т. е. обладают формой сплюснутых цилиндров с расположенными по периметру выступающими кверху зубцами (Ц. Калба). На переходе из нижнепалеозойского структурного яруса в перекрывающие его складчатые отложения средне- и верхнепалеозойского возраста верхние части интрузивов нередко имеют характер гарполитов, погружающихся в сторону приразломных шовных прогибов (СЗ Алтай). Характерно ритмическое чередование более крупных (20—30 км в поперечнике) и более мелких (8—10 км) интрузивов по простирацию кольца и их группировка в виде незамкнутых овалов (80—100 км).

Рудоносные интрузивы сосредоточены в сегментах рассматриваемого кольца, наложенных на стабильные и относительно поднятые геантиклинальные блоки с отрицательными аномалиями силы тяжести и характеризуются там обилием поздних дериватов. Находящиеся в такой позиции Центральном-Калбинский и Тигирекско-Кольванский рудные районы расположены симметрично друг другу, над одними и теми же горизонталями подошвы базальтового слоя. Проявления редкометалльных пегматитов примыкают непосредственно к шовным краевым разломам поднятий, а проявления редкометалльного оруденения гидротермально-грейзенового типа смещены в глубь поднятий, к слабее эродированным интрузивам периферии ареала. В шовных зонах смятия имеется небольшое число молибден-вольфрамовых и редкометалльно-сульфидных месторождений. Интрузивы в замыканиях и во внутренних частях кольца обеднены поздними дериватами и не несут явного оруденения.

Монголо-Алтайский ареал имеет форму овала, разомкнутого на северо-востоке, с общими размерами 500×200 км. Цепь примерно из 30 интрузивов окаймляет изнутри Монголо-Алтайский антиклинорий и характеризуется шириной от 30 (в местах крутого изгиба) до 100 км (в юго-восточной продольной боковой ветви). «Пустая» осевая зона ареала (220×120 км) имеет угловатые очертания и совпадает с Саксайским синклинальным прогибом антиклинория. Наибольшие сгущения интрузивов локализованы в относительно поднятых антиклинальных блоках, в зонах глыбового дробления и наложенных вулканогенных впадинах девонского возраста. Благодаря высокогорному рельефу граниты и их жильные поля вскрыты в вертикальном интервале до 2,5 км, причем устанавливается смена штокообразных и трещинных тел сверху межформационными гарполито- и лакколитообразными телами значительно большего сечения, с гребневидными выступами. Интрузивы центрального типа свойственны для срединных, наименее нарушенных блоков антиклинория и лишь как исключение встречаются в зонах смятия. От Алтайско-Калбинского ареала к Монголо-Алтайскому в целом намечается возрастание мощности земной коры. Рудоносно в этом случае большинство интрузивов; наиболее продуктивны те из них, что занимают центральное положение в кристаллическом ядре Верхнеиртышской антиклинальной зоны (юго-восточная ветвь ареала). Проявления редкометалльных пегматитов вытянуты вдоль краевой шовной зоны разломов, в бортовой части антиклинория; редкометалльные граниты и гидротермалиты смещены вглубь поднятия и к апикальным частям интрузивов. В узкой изогнутой северо-западной ветви ареала крупноплощадная рудная зональность в явном виде отсутствует, все оруденение относится к кварцевожильно-грейзеновому типу и лишь количественно возрастает по направлению к краевому Чуйскому разлому.

Чингиз-Тарбагатайский ареал позднепалеозойских аляскитовых гранитов находится в области отрицательных аномалий силы тяжести и непосредственно связан с северо-прибалхашской системой глубинных

подвижных зон, контролировавших размещение гранитов акчатаусского типа (Щерба, 1960). Он имеет резко вытянутую (до 600 км по простиранию Чингизского мегантиклинория, при ширине не более 50 км) линейную форму, осложненную на юго-востоке овальным изгибом и на северо-западе крестообразным пересечением с ассоциацией интрузивов Успенской зоны. С юга ареал не замкнут. «Пустая» срединная его зона имеет размеры 370×100 км. Практически все интрузивы — изометричные, центрального типа, с поперечником 15—20 км — ассоциируются с более древними биотитовыми гранитами, граносиенитами, граносиенодиоритами; в свою очередь, к ним приурочены более поздние поперечные дайковые пояса щелочных гранитов и гранит-порфиров. Строение изученных эталонных интрузивов — конически-кольцевое, с увеличивающейся от осевой части к краевому Калба-Чингизскому разлому сложностью возрастного ряда гранитов. Незначительные признаки рудоносности выражены у большинства интрузивов. От юго-восточной оконечности ареала к северо-западной происходит смена специализации интрузивов: пегматиты с аксессуарной редкоземельной минерализацией хрусталеносные и керамические пегматиты — рассеянная ниобий-цирконий-редкоземельная минерализация в гранит-аляскитах — молибден-вольфрамовые и редкометальные кварцево-жильно-грейзеновые проявления — молибденосные грейзены и хрусталеносные пегматиты.

Охарактеризованные примеры, а также примеры Кукульбейского кольцевого и других ареалов в Восточном Забайкалье, указывают на существование переходных форм между замкнутыми кольцевыми и приразломными линейными цепями интрузивов — те и другие относятся к проявлениям внегеосинклинального магматизма, так или иначе связаны с поздней активизацией глубинных подвижных зон, являются внутрикоровыми, обладают выраженной редкометальной специализацией, отличаются по своему строению от площадных или поясовых ассоциаций анизотропных батолитов и мигматит-плутонов.

Пространственная фигура формаций, как следует из анализа геофизических данных, во всех случаях плоская, имеет глубину по вертикали всего 20—30 км, при ширине гранитных цепей 30—100 и размере ареалов 400—600 км. Корни формаций теряются в базальтовом слое. Намечается последовательное общее расширение интрузивных цепей кверху (в 2—3 раза в интервале 5—8 км, считая от подошвы базальтового слоя) и затем резкое выклинивание, что находит себе аналогию в закономерно расширяющихся в виде пучка магматогенных рудных полях (Иванкин, 1970). Осевыми структурными элементами кольцевых и полукольцевых ареалов являются относительно погруженные блоки геантиклинальных поднятий, входящие обычно между двумя соседними ветвями крупных линейментных систем глубинных разломов. Линейные цепи интрузивов центрального типа связаны со скрытыми глубинными расколами фундамента. «просвечивающими» таким образом через породы вулканогенно-осадочного чехла.

Кольцевые ареалы гранитных интрузивов обладают относительно наиболее упорядоченным (симметричным, центрированным, зональным) строением, позволяющим предсказывать вероятное местонахождение рудоносных интрузивов.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ

Г. М. Власов

(ДВГИ)

В позднемиоценовое время на периферии Тихого океана сформировались фокальные зоны, падающие под материк и представляющие поверхности поддвига океанической коры под сиаль. У выхода их на дно океана образовались эвгеосинклинальные прогибы внешних дуг, сходные с современными океаническими впадинами. Развитие этих прогибов, с проявлением магматизма преимущественно основного и ультраосновного состава, продолжалось и в палеогене. В краевых частях сиаля материков, как реакция на рост этих прогибов, образовались трещины, вдоль которых сформировались краевые «риолитовые» вулканоплутонические пояса. На вовлеченных в погружение краях материков возникали тыловые прогибы — структуры, близкие к краевым прогибам срединных геосинклиналей. В фокальных зонах формировались (на глубинах 150—200 км) очаги андезитовых магм, которые в условиях сжатия не имели свободного сообщения с поверхностью.

В начале миоцена на месте эвгеосинклинальных прогибов поднялись геантиклинали внешних дуг. Рядом с этими поднятиями (со стороны материка) в последующем начали расти цепи вулканических островов с преобладающим андезитовым составом лав (внутренние вулканические дуги). Причиной их возникновения явилась смена условий сжатия расширением и образование в связи с этим глубоких расколов. В последующем островные вулканические цепи преобразовались в хребты.

В итоге образовался наблюдающийся сейчас на периферии Тихого океана позднемиоценовой—кайнозойский структурный комплекс, включающий (в направлении от океана к континенту) внешние дуги, внутренние дуги, краевые вулканические пояса, тыловые (краевые) прогибы. Каждый из перечисленных элементов структурного комплекса характеризуется особенностями состава отложений, взаимоотношений между отдельными членами их разрезов, дислокаций, состава магматических продуктов, металлогении и пр. Выделение в переходной зоне от Тихого океана к континенту этих элементов (в качестве подзон) представляет удобный способ тектонического районирования Тихоокеанского подвижного пояса. Вулканические зоны внешних и внутренних дуг, а также краевых вулканических поясов могут считаться главными вулканическими зонами у Тихого океана, развившимися на различных типах земной коры (соответственно): океаническом, переходном и континентальном.

Сходные (но, вероятно, имевшие свои особенности) структурные комплексы образовывались у Тихого океана и в более раннее время, до палеозоя включительно.

Внешним дугам с базальтовым субстратом свойственны в ранней стадии их формирования такие типичные «базитовые» металлы, как хром, медь, платина и др. Позднее, по мере проявления и роста коры переходного типа, образуется спилито-кератофировая формация с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами, а в еще более поздний период происходит внедрение плагιοгранитов, у контактов которых проявляются магнетитовые скарны.

Развитие металлогении внутренних вулканических дуг как бы продолжает, начиная с раннего миоцена, эволюцию рудного процесса внешних дуг, которые в это время уже теряют свою подвижность. Рудообразование во внутренних (андезитовых) дугах начинается колчеданно-полиметаллическими рудами, в составе которых появляются в значительных количествах рудные элементы: с одной стороны, более «сиалические», чем

свойственные внешним дугам (свинец, цинк и др.), с другой — менее «глубинные» (золото с серебром, сурьма, ртуть, мышьяк). В местах утолщения земной коры, например, у окраин средних массивов, развиваются молибденовые рудопроявления.

Первоначально, при подводном вулканизме, рудоносные гидротермы формировали эксгальационно-осадочные колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко. При последующем развитии во внутренних дугах вулканоподнятий и переходе вулканизма из подводных условий в субаэральные, колчеданные месторождения преобразовывались в пресилитовый рудный ряд, сформированный растворами того же состава (преимущественно хлоридными), содержащий те же металлы, что и эксгальационно-осадочные руды (с добавлением лишь «сиалического» молибдена), но отличающийся от последних способом отложения рудных минералов, формой рудных тел, составом околорудных измененных пород. Это в основном жильные и штокверковые, частично метасоматические образования, примерно с той же зональностью, что и в колчеданно-полиметаллических месторождениях, но лишь растянутой в вертикальном направлении.

Дальнейшее направленное геологическое развитие внутренних дуг обуславливает последовательное развитие все более и более приповерхностных и низкотемпературных рудных формаций, вплоть до специфической серно-колчеданной, распространенной в позднеплиоцен-раннечетвертичных отложениях Тихоокеанского пояса. Эти наиболее молодые серно-колчеданные залежи Тихоокеанского пояса существенно отличаются от руд Куроко однообразием состава руд, тесной ассоциацией с залежами самородной серы, интенсивными окolorудными изменениями кислотно-го характера, небольшой глубиной оруденения (от десятков до 300 м).

Если рассматривать современные процессы во внутренних дугах, то можно прийти к выводу, что в некоторых районах и сейчас происходит сложение руд пресилитового ряда (медь, молибден, свинец, золото, серебро, ртуть, мышьяк).

Так как островные дуги развиваются последовательно по простиранию, от материков в сторону океана, приматериковые окончания дуг обычно характеризуются большей мощностью земной коры, чем их средние приокеанические части. Этим объясняется наличие у окончаний Курило-Камчатской дуги (в Корякском нагорье и на Кунашире) оловорудных проявлений. В то же время средние части дуг имеют еще недостаточную мощность земной коры для формирования даже колчеданно-полиметаллических месторождений. Поэтому большинство последних тяготеет в Тихоокеанском поясе к приматериковым частям внутренних вулканических дуг.

Переходя из внутренних вулканических дуг в более континентальную обстановку краевых вулканических поясов, мы встречаемся с магматическими породами и рудами, отвечающими уже зрелой континентальной коре. Соответственно с кислым составом пород, в краевых вулканических поясах появляются олово, вольфрам, редкие земли. Господствующим генетическим рядом рудных формаций здесь является олово-полиметаллический.

Принципиальное отличие краевых вулканических поясов от вулканических зон внешних и внутренних дуг — их наложенный характер, а отсюда и неоднородность субстрата. В зависимости от состава последнего видоизменяется состав руд. «Пестрота» металлогении краевых поясов определяется также и промежуточным их положением между внутренней и внешней зонами Тихоокеанского рудного пояса. В силу неодинаковой мощности земной коры в различных частях пояса, верхний уровень магмообразования местами проходит ниже сиала, и здесь сказывается влияние на металлогению андезитовой формации, появля-

ются металлы пропилитового рудного ряда (Комсомольский рудный район).

В отношении распределения в Тихоокеанском поясе процессов рудообразования во времени намечаются интересные закономерности. Кроме раннего миоцена, процессы растяжения в поясе (с излияниями больших масс андезитовых и базальтовых лав) имели место в позднем мелу (сенон), среднем эocene, позднем миоцене и в конце плиоцена—начале плейстоцена. В последующие отрезки времени проявлялось сжатие, происходили процессы дифференциации в магматических очагах, в поздние стадии развития которых формировались игнимбриты. Эти стадии, непосредственно предшествовавшие эпохам растяжения и излияниям новых порций основных лав, отличались особенно большой рудной продуктивностью (конец мела — начало палеогена, поздний олигоцен, средний миоцен, поздний плиоцен). Можно думать, что поступление в эпохи растяжения в земную кору глубинного магматического материала обогащает ее рудными компонентами. Последующее сжатие создает условия для образования относительно закрытых магматических и гидротермальных систем, в которых происходят дифференциация магм и обособление рудных эманаций. Последние получают доступ к поверхности при развитии трещиноватости в самом начале эпох растяжения. Причины подобных пульсаций тектонического процесса со сменой периодов сжатия и растяжения, судя по их почти повсеместному проявлению в пределах Тихоокеанского пояса, большим масштабам и периодичности, имеют планетарный характер. Пока в достаточной мере учитывается металлогеническое значение позднемеловой — раннепалеогеновой и среднемиоценовой эпох и, по-видимому, недостаточно учитываются руды позднеолигоценовой (в краевых вулканических поясах) и позднеплиоценовой (во внутренних вулканических дугах) эпох.

Все изложенное показывает, что рудообразование в Тихоокеанском подвижном поясе представляет длительный прерывисто-непрерывный процесс, тесно связанный с развитием земной коры. Общий ход рудного процесса согласуется с происходящим наращиванием сialа у континентов, периодически прерываемым излияниями базальтовых магм.

На примерах рудных районов Тихоокеанского пояса видно, что при классификации эндогенных руд целесообразно выделять генетические рудные ряды, а в пределах последних — разноглубинные рудные формации. Понятие «рудная формация» в этом случае будет включать представления не только о вещественном составе, но и о глубине образования руд, о вмещающих руды породах, о характере газо-гидротермальных и других процессов, обуславливающих рудоотложение. Генетический же рудный ряд объединяет родственные рудные формации, свойства определенные типу и состоянию земной коры, определенным геолого-тектоническим условиям (т. е. в конечном счете — определенному типу металлогенических провинций).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ЗОН СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Г. М. Фрейд

(двпи)

Вулкано-тектонические структуры — это элементарные ячейки (структурные единицы), участвующие в строении вулканических поясов и зон. Автономное развитие этих структур на гетерогенном фундаменте, испытывающем блоковые перемещения, обуславливает неоднородное строение вулканических поясов и специфические особенности их металлогении, совмещающей в ряде случаев многие черты внешних и внутренних зон Тихоокеанского рудного пояса.

Металлогеническая специализация автономных вулкано-тектонических структур определяется разнообразными факторами, среди которых первостепенное значение имеют: тип вулкано-тектонических структур и длительность их развития, строение и состав фундамента; петрохимические и геохимические особенности магмы в глубинном и близповерхностном очагах, степень ее дифференциации и контаминации, характер дизъюнктивной тектоники, уровень эрозионного среза.

Тип структур. Среди отрицательных вулкано-тектонических структур выделяются три главных типа (Фрейд, 1969; Фрейд, Рыбалко, 1970). Первый тип — вулкано-тектонические депрессии, образующиеся при погружении крупных блоков (40—60 км и более в диаметре) складчатого фундамента. Депрессии выполнены мощными толщами вулканитов — продуктами эффузивной и эксплозивной деятельности трещинных и центральных вулканов, приуроченных к разломам, ограничивающим структуру. Второй тип — кальдерные депрессии — результат оседания кровли близповерхностных очагов. Они отличаются меньшими размерами (10—30 км в диаметре). Третий тип — сложные полигенные депрессии, образующиеся при развитии структур второго типа в структурах первого типа.

К положительным вулкано-тектоническим структурам относятся вулкано-купольные поднятия, связанные либо с внедрением магмы, либо с относительной приподнятостью блоков фундамента (Фрейд, Рыбалко, 1970).

Строение и состав фундамента. Фундамент оказывает существенное влияние на металлогеническую специализацию. Во-первых, в субстрате фундамента заключены магмо- и рудопроводящие глубинные разломы, а также промежуточные и близповерхностные магматические очаги. Таким образом, состав пород фундамента определяет характер контаминации и дифференциации магмы, ее петрохимические и геохимические особенности, а также состав рудных флюидов. Во-вторых, на контактах складчатого фундамента и вулканитов, заполняющих депрессии, возникают своеобразные реакционные зоны повышенной проницаемости, особенно благоприятные для рудоотложения.

Магматические очаги. В формировании вулкано-тектонических структур участвуют глубинные мантийные очаги с неконтаминированной базальтовой магмой и близповерхностные очаги. Последние делятся на периферические, заключающие в себе дифференцированную и контаминированную глубинную магму, и анатектические, преимущественно с кислой гранитной магмой, образовавшейся при палингенезе и анатексисе пород складчатого фундамента и мощных вулканогенных толщ вулкано-тектонических депрессий. Магмы периферических очагов отличаются по своим геохимическим и металлогеническим особенностям от анатектических. Глубинные дифференцированные магмы перифериче-

ских очагов главным образом андезито-дацитового и липарито-дацитового состава со сложным набором элементов отражают состав глубинной магмы и вмещающей среды. С этими магмами генетически связаны полиметаллические, золото-полиметаллические, касситерито-силикатные, касситерито-кварцевые, медно-турмалиновые, медно-порфириновые, шеелитовые, киноварные и другие месторождения. Анатектические магмы более кислые, в основном липаритового состава. Отличаются газонасыщенностью и взрывчатостью. С ними связаны в первую очередь золото-серебряные, отчасти ртутные месторождения.

Дизъюнктивная тектоника. Рудоконтролирующие дизъюнктивные нарушения, связанные с вулкано-тектоническими структурами, по генезису делятся на два типа. Первый тип — глубинные разломы, ограничивающие вулкано-тектонические депрессии. Это прямолинейные или дугообразные разломы большого радиуса кривизны, часто специализированные в металлогеническом отношении. Глубинные разломы и зоны разломов могут одновременно ограничивать несколько вулкано-тектонических структур, вытянутых в одном направлении. К разломам и оперяющим их трещинам приурочены цепочки интрузивных и экструзивных массивов, а также метасоматические рудные залежи, жилы и штокверки.

Второй тип — локальные разломы, развивающиеся в пределах только верхнего структурного этажа. Они возникают в процессе образования кальдер при проседании кровли близповерхностных очагов. В морфологическом отношении это кольцевые системы, развитые по периферии кальдерных депрессий, а также системы радиальных разломов, нередко раскалывающих структуру по типу «битой тарелки» (Шеймович, 1971).

Кольцевые и радиальные разломы обычно залечены экструзиями, внедряющимися на заключительных стадиях деятельности магматического очага. С разломами и экструзиями парагенетически связано оруденение.

Уровень эрозийного среза. Для вулкано-тектонических структур сохраняются общие закономерности горизонтальной и вертикальной метасоматической и рудной зональности. Для метасоматических пород эта закономерность проявляется в ряду пропилиты — вторичные кварциты — ортоклазовые метасоматиты (Власов, 1963 и др.). Для оруденения характерны переходы с глубиной золото-серебряного оруденения в полиметаллическое и оловянное.

Металлогеническая специализация. Для вулканических поясов и зон Дальнего Востока намечаются в общем виде некоторые типы вулканотектонических структур, благоприятные для концентрации ряда ведущих металлов.

Касситерито-силикатная и касситерито-кварцевая формации. Наиболее благоприятными структурами для этого типа месторождений являются вулкано-тектонические депрессии и вулканотектонические поднятия верхнемелового — палеогенового возраста. Обрамление (складчатый фундамент) состоит из песчано-сланцевых терригенных осадков триаса и нижнего — верхнего мела. Вулканиты андезитодацитового состава, выполняющие депрессию, и комагматические экструзивы, — продукты деятельности трещинных вулканов, связанных с периферическим очагом глубинной дифференцированной магмы. Дизъюнктивная тектоника проявлена в виде системы ограничивающих структуру разломов и диагональных трещин, к которым приурочены экструзии, субинтрузии и оруденение. Примером могут служить вулканотектонические депрессии Ужак в северном Сихотэ-Алине, Якутинская и Березовская в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе и др.

Касситерито-сульфидная формация. Месторождения этой формации приурочены к крупным вулканотектоническим депрессиям, реже кальдерам проседания, выполненным вулканитами липарито-дацитового состава — продуктами трещинных эксплозий перифериче-

ских очагов. Важную роль играют и вулcano-тектонические поднятия. Фундамент образован терригенными геосинклинальными толщами мезозойского возраста. Оруденение и сопутствующие ему кислые экструзии развиты на периферии депрессии под контролем продольных и поперечных ограничивающих депрессию разломов. Примерами служат Монауская депрессия в Северном Сихотэ-Алине, Янтарная депрессия и Ванчинская кальдера в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе и др.

Свинцово-цинковая скарновая формация. Благоприятными для этой формации являются крупные простые или полигенные вулcano-тектонические депрессии и вулcano-тектонические поднятия. В строении фундамента принимают существенное участие карбонатные, песчано-сланцевые и кремнистые породы. Вулcanoгенные образования в нижней части разреза вулcano-тектонических депрессий имеют липаритовый и липарито-дацитовый состав, в верхней части — андезитовый и андезито-дацитовый. Оруденение развито на периферии структур и в породах фундамента. Генетически оно связано с деятельностью периферического очага контаминированной андезито-дацитовой магмы, пространственно — с приразломными зонами повышенной геохимической активности на контакте карбонатно-терригенных пород фундамента и вулканитов депрессии (Солонцовская полигенная структура и Горбушинское вулcano-тектоническое поднятие с приуроченными к ним месторождениями Тетюхинской группы).

Свинцово-цинковая (с оловом, медью и серебром) формация. Встречается в кальдерах проседания, заполненных кислыми вулканитами верхнемелового-палеогенового возраста. Фундамент — песчано-сланцевые толщи мезозоя. Оруденение приурочено к зоне обрамляющих кольцевых разломов; генетически связано с периферическими очагами контаминированной глубинной магмы (Тетюхинская кальдерная депрессия с месторождениями Довгалевским, Завадским, Ахобинским и др.). Благоприятными для данной формации являются и вулcano-купольные структуры. В них полиметаллическое оруденение встречается в концентрических разломах на склонах купола совместно с оловорудными проявлениями (Снежинское вулcano-купольное поднятие в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе).

Золото-сульфидная (среднетемпературная) формация. Наиболее благоприятные вулcano-тектонические структуры — крупные вулcano-тектонические депрессии, либо сложные полигенные депрессии, сочетающие особенности структур 1-го и 2-го типа. Фундаментом подобных структур служат терригенные геосинклинальные толщи нижнего структурного этажа, а в кальдерах проседания также вулканиты верхнего структурного этажа.

Не менее благоприятны для локализации оруденения и вулcano-купольные структуры, в строении которых принимают участие близповерхностные гранодиоритовые интрузии. Золото-кварцевые с сульфидами жилы и штокверки приурочены к экструзивным и субвулканическим штокам среднего и умеренно кислого состава, которые локализуются в пределах кольцевых и радиальных систем разломов. Примеры подобных специализированных структур известны в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе (Сандаговская полигенная депрессия с приуроченным к ней Тенфурувским стратовулканом датского возраста, палеогеновые депрессии Нижнего Приамурья), в Охотско-Чукотском поясе (Нелькандинская вулcano-тектоническая структура) и в других вулканических поясах.

Золото-серебряная (низкотемпературная) формация. Месторождения этой формации связаны преимущественно с кальдерами проседания, входящими в состав более крупных вулcano-тектонических структур. Пространственно и генетически оруденение связано с кольцевыми интрузиями и экструзиями кислых дифференциатов ба-

зальтовой магмы, либо с кислой анатектической магмой близповерхностных очагов, а также с системами кольцевых и радиальных разломов вулcano-купольных структур, развивающихся как самостоятельно, так и в пределах вулcano-тектонических депрессий. Возраст структур и оруденения — преимущественно мел-палеогеновый и неогеновый. Примерами могут служить Арманская, Нанкалинская, Карамкенская кальдеры Нелькандиинской группы (Охотско-Чукотский пояс), Белогорская структура (Нижнее Приамурье), структуры Центрально-Камчатского вулканического пояса и др.

Сурмяно-ртутная формация. Благоприятными структурами для месторождений этой формации являются верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые кальдерные депрессии (структуры 2-го типа) и вулcano-купольные поднятия. Рудоконтролирующие структуры — кольцевые и радиальные разломы, залеченные экструзивными и интрузивными породами среднего состава; характерно широкое площадное развитие гидротермально измененных пород — вторичных кварцитов и пропицитов (Таухинская депрессия Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, ряд депрессий Охотско-Чукотского, Центрально-Камчатского и других вулканических поясов Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса).

О ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В. Л. Барсуков

(ГЕОХИ)

1. Рассмотрение существующих гипотез об источнике рудного вещества гидротермальных месторождений и способе его поступления в рудобразующие растворы показывает, что хотя каждая из них применима к объяснению происхождения тех или иных типов месторождений, совокупность всех имеющихся гипотез не исчерпывает всего многообразия гидротермального минералообразования. Это свидетельствует о полигенетичности рудного вещества и заставляет не только критически подходить к применимости в конкретных случаях существующих гипотез, но и искать иные возможные способы поступления рудных элементов в гидротермальные растворы, иные источники рудного вещества.

2. Изучение условий образования оловорудных месторождений позволило установить, что источником рудного вещества для этих месторождений являются «оловоносные» гранитоиды. Мобилизация олова из них гидротермальными растворами происходит при постмагматических изменениях пород, когда минералы-концентраторы и минералы-носители олова в породах замещаются новообразованными минералами, лишенными возможности изоморфной фиксации рудного элемента. Для месторождений олова кварц-касситеритовой формации этот способ поступления олова в гидротермальный раствор является, по-видимому, определяющим, тогда как для месторождений сульфидно-касситеритовой формации — сопутствующим, дополнительным.

3. В ряде районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений устанавливается оторванность во времени их образования от гранитного магматизма и по крайней мере парагенетическая связь с проявлением трахи-андезитового магматизма, развитие которого, как и размещение месторождений, контролируется разломами и зонами трещиноватости глубокого заложения, обусловившими проявление блоковой тектоники в период послеорогенной тектонической активации этих участков

Тихоокеанского рудного пояса. Повышенная оловоносность трахи-андезитовых пород, приуроченность тектонических блоков, несущих оловянное оруденение, к участкам резкого уменьшения мощности консолидированной коры и уступчатого подъема границы Мохоровичича, независимое от строения пересекаемых структурно-фациальных зон накопление вдоль глубинных зон дробления больших количеств калия, бора, олова и других металлов — все это свидетельствует о значительной роли глубинного, подкорового источника рудного вещества для сульфидно-касситеритовых и некоторых других месторождений, формирующихся в краевых частях континентов.

4. Обнаружение резко повышенных содержаний Sn, Си и ряда других рудных элементов в глубинных фациальных разновидностях перидотитов верхней мантии и неминуемый сброс этих металлов и калия на глубинах, примерно отвечающих глубине выплавления андезитов в переходной зоне материк — океан при фациальном переходе одних перидотитов в другие, вызванном повышением в этих участках геотермического градиента в период тектонической активации, заставляют принять гипотезу о преимущественно глубинном, мантийном источнике рудного вещества сульфидно-касситеритовых и ряда других месторождений Тихоокеанского рудного пояса.

Это выдвигает некоторые новые аспекты подхода к металлогении олова и позволяет высказать предположение, что размещение сульфидно-касситеритовых месторождений олова в пределах Тихоокеанского рудного пояса закономерно приурочено к границам участков блокового подъема границы Мохоровичича, парагенетически связано с развитием в этих местах трахи-андезитового магматизма и сопровождается площадным проявлением интенсивного калиевого метасоматоза. Поэтому для выявления перспективных для нахождения сульфидно-касситеритовых месторождений площадей в пределах Тихоокеанского рудного пояса целесообразно проведение достаточно подробного картирования поверхности Мохоровичича, аэрогамма съемки для обнаружения зон проявления калиевого метасоматоза и изучение металлоносности вулканоплутонических трахи-андезитовых формаций.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

М. А. Михайлов

(ДВГИ)

1. При изучении эндогенных месторождений большое внимание уделяется рудно-петрохимическому составу вмещающей среды, накладывающей определенный отпечаток как на процессы кристаллизации металлоносных интрузий, так и на характер постмагматического оруденения. Многие исследователи считают, что неоднородность рудной минерализации в одинаковых по условиям рудогенеза структурно-формационных зонах определяется, вероятнее всего, именно первичной геохимической специализацией вмещающей среды. Появляется много новых данных, свидетельствующих о том, что размещение многих эндогенных месторождений находится в функциональной, а часто и в прямой зависимости от средних содержаний элементов в осадочных толщах различных зон рудной провинции. Особенно большой интерес этот круг вопросов при-

обретает в последнее время, когда все больше и больше исследователей придерживаются представлений о том, что возможным источником многих металлов значительной части гидротермальных месторождений могут быть скорее всего не глубинные магматические расплавы, а осадочные и метаморфические породы.

2. По данным многих исследователей, возраст большинства дальневосточных эндогенных месторождений олова, вольфрама, золота и полиметаллов считается ранне- и позднемеловым; часть рудопроявлений и месторождений золота и полиметаллов имеет более молодой возраст: поздний мел — палеоген. В окраинных зонах Монголо-Охотской складчатой области, кроме того, имеет место золотое и молибденовое оруденение юрского возраста.

Большая часть рудных месторождений Дальнего Востока сформирована в породах геосинклинальных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций пестрого литологического и фациального состава.

3. Для выявления металлогенической специализации осадочных толщ особое внимание уделялось характеру распределения в породах таких элементов, как олово, вольфрам, молибден, золото, медь, цинк и свинец. Выбор именно этих элементов обусловлен главным образом тем, что некоторые из них (олово, вольфрам, золото) являются типоморфными для всего Тихоокеанского рудного пояса, а остальные — для отдельных его звеньев или зон. В меньшем объеме, в основном для выявления роли вулканизма при осадконакоплении, изучались элементы из группы железа (никель, кобальт, ванадий и хром).

Обработка геохимических данных основана на формационном анализе.

4. Основной материал получен при изучении ряда опорных разрезов мезозойских отложений, развитых во внешней части Тихоокеанского подвижного пояса (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области) и внутренней (Западно-Камчатско-Корякская складчатая область и Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная область). Опорные разрезы выбирались с таким расчетом, чтобы на основании анализа собранного материала можно было получить максимальную информацию о металлогеническом фоне наиболее типичных структурно-фациальных зон, а при дальнейшем сравнении и интерполяции данных — построить формационно-геохимические профили, характеризующие зоны как вкрест простирания, так и по простиранию.

5. Сравнительный анализ распределения рудных элементов в палеозойских и мезозойских осадочных толщах отдельных структурно-фациальных зон показал, что между подстилающими палеозойскими и перекрывающими их мезозойскими формациями имеется определенная унаследованность. Преемственность в поведении олова и редких элементов в общем разрезе Верхояно-Чукотской складчатой области (от докембрия до верхнего мела — палеогена) установлена И. Я. Некрасовым. Таким образом, данные о распределении рудных элементов в мезозойских формациях с некоторой долей условности могут характеризовать и палеозойские формации соответствующих структур длительного развития.

6. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации различных структурно-фациальных зон Дальнего Востока характеризуются определенными количественными соотношениями рудных элементов, которые подчеркивают специфику седиментационной металлоносности. «Профилирующими» элементами Сихотэ-Алинской складчатой области являются олово, вольфрам и, в меньшей мере, молибден, общие содержания которых в отдельных типах пород и формациях намного превышают кларковые концентрации. Металлогеническая специализация палеозойских и мезозойских осадочных толщ Монголо-Охотской складчатой области определяется главным образом золотом. Медь, цинк и свинец содержат

ся в осадочных формациях этих областей в количествах, близких к кларковым или даже ниже кларковых значений.

Для мезозойских отложений внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса свойственна в общем негативная металлогеническая специализация на олово. Некоторые районы этой части пояса характеризуются повышенными содержаниями молибдена (Западно-Камчатская зона) и меди (Малая Курильская гряда). Концентрация свинца, цинка и вольфрама во внутренней части пояса почти повсеместно близка к кларковей.

7. Содержания рудных элементов в значительной степени подвержены литологическому контролю. Так, например, разновозрастные кремнистые породы из различных структурно-фациальных зон практически стерильны на олово; этот элемент накапливается, как правило, в глинистых и алевро-глинистых породах. В глинистых сланцах, особенно обогащенных органическим материалом, концентрируются также молибден и вольфрам. Большинство карбонатных пород содержит незначительные количества рудных элементов. Лишь цинк и свинец иногда отмечаются в некоторых известняках (главным образом в глинистых разновидностях) в количествах, превышающих кларковые значения. Распределение золота даже в однотипных породах одних и тех же структурно-фациальных зон весьма неравномерное. Наиболее резкие колебания в его содержании по типам пород наблюдаются в прибрежно-морских комплексах; для них характерно быстрое увеличение содержаний золота в ряду: глинистые породы, песчаники, конгломераты. Это связано в основном с механической дифференциацией обломочного материала при осадконакоплении. Кроме того, золото, как правило, содержится в повышенных количествах в кремнистых породах некоторых структурно-фациальных зон.

8. Одной металлогенической специализацией вулканогенно-осадочных толщ, основанной лишь на выявлении региональных кларков тех или иных пород и формаций, не всегда можно объяснить процессы мобилизации металлов из вмещающих толщ при наложении на них тектономагматической деятельности или метаморфизма. Эффект этого процесса можно оценить, лишь располагая данными о балансе форм химических соединений металла в породе. В первом приближении этот вопрос решался путем выявления количественных соотношений элементов, входящих в хемогенную часть осадочной породы, связанную с комплексами поглощенных оснований и входящих в кристаллические решетки различных минералов. По такому балансу в общем виде можно судить о доле участия в породах легкорастворимых, труднорастворимых и нерастворимых химических соединений. Особый интерес в этом отношении должны представлять комплексы легкорастворимых химических соединений.

Экспериментальными данными установлено, что некоторые типы осадочных пород содержат в легкорастворимых формах меди до 2%, свинца до 10%, а вольфрама и молибдена до 2—3%.

9. Изучение распределения рудных элементов в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах следует продолжать по двум направлениям.

Во-первых, необходимо накопление материала по содержанию элементов в различных типах неизмененных пород из различных структурно-фациальных зон, которые характеризуются различными рудопоявлениями и месторождениями. По мере накопления таких данных появится возможность построения совмещенных металлогенических и формационно-геохимических (или рудных палеогеохимических) карт и схем. Последние, кроме данных по фоновому содержанию элементов, должны содержать сведения о формах нахождения в породах и количественных соотношениях компонентов.

Во-вторых, после детального изучения отдельных опорных разрезов необходимо переходить к площадному формационно-геохимическому

изучению с учетом всех особенностей обстановок осадконакопления (литологические, фашиально-палеогеографические и др.). Это, безусловно, позволит определить не только общие и частные закономерности связей осадконакопления с геохимической историей ряда элементов, но и выявить отдельные моменты, благоприятные для концентраций тех или иных металлов (например, прибрежно-морские комплексы пород).

Все это должно помочь однозначно как решению общей проблемы, связанной с источниками рудного вещества, так и выработке рациональных геохимических критериев при поисках различных полезных ископаемых.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

**Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян, Л. Н. Бельчанская, И. И. Гетманский,
Т. А. Морозова**

(ИМГРЭ)

Исследованиями последних лет, проведенными в ряде рудных районов страны, выявлены главные особенности формирования первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. Установлена и, на примере ряда рудных районов, практически доказана высокая геологическая и экономическая эффективность использования первичных ореолов для оценки перспектив рудоносности на глубину, а также при составлении прогнозно-металлогенических карт. Одновременно выяснены закономерности строения ореолов, позволяющие понять механизмы образования месторождений.

Успехи, достигнутые в изучении и практическом использовании первичных ореолов, в частности в Средней Азии, стимулировали расширение работ по их изучению и постановку подобных исследований в новых регионах, в том числе и на месторождениях Тихоокеанского рудного пояса.

Исследованные месторождения сульфидно-касситеритовой формации закономерно сопровождаются интенсивными первичными ореолами определенного ряда элементов-индикаторов, по размерам существенно превосходящими соответствующие рудные тела. Так, например, на месторождении Верхнее вертикальная протяженность надрудных ореолов над скрытым оруденением превосходит 270 м. В строении первичных ореолов месторождений сульфидно-касситеритовой формации установлена отчетливая вертикальная зональность: в верхних частях околорудного пространства развиты более широкие и интенсивные ореолы свинца, цинка и серебра, постепенно сменяющиеся с глубиной ореолами меди, висмута, молибдена, олова, кобальта, мышьяка и вольфрама.

Первичные ореолы месторождений кварц-касситеритовой и сульфидно-касситеритовой формаций практически идентичны по элементному составу и вертикальной зональности, но существенно отличаются соотношением параметров: если на месторождениях сульфидно-касситеритовой формации из элементов-спутников олова максимальные по размерам и интенсивности ореолы образуют медь, серебро и цинк, то на месторождениях кварц-касситеритовой формации на первом месте находятся мышьяк и вольфрам. Такая особенность ореолов может быть использована для определения в необходимых случаях принадлежности выявлен-

ных при поисках геохимических аномалий к той или другой формации.

Первичные ореолы полиметаллического оруденения, исследованные на Николаевском месторождении С. В. Григоряном и А. Ф. Миронюком, также обладают значительными размерами: вертикальная протяженность ореолов основных элементов-индикаторов данного типа оруденения достигает километра. Зональность ореолов, как и на полиметаллических месторождениях других рудных провинций, выражается в закономерной смене по вертикали надрудных элементов (мышьяк, сурьма и др.) подрудными (висмут, кобальт, олово и др.).

Изучение первичных ореолов ртутных месторождений рассматриваемой провинции, начатое только недавно, показывает, что ореолы этих месторождений также многокомпонентны: в них наряду со ртутью фиксируются аномальные содержания мышьяка, сурьмы, свинца и других элементов. Следует, однако, отметить, что ореолы элементов-спутников ртути являются, как правило, слабоконтрастными и требуют применения специальных способов «усиления».

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЬЕЗОКВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЗАРУБЕЖНЫХ И ВОСТОКА СССР)

Л. Н. Хетчиков, Д. Н. Бугаец, И. Л. Комов

(ВНИИСИМС, КАЗИМС)

Зарубежные пьезокварцевые месторождения и хрусталепроявления Востока СССР имеют много общих черт, обусловленных сходством геологических условий образования, близкой направленностью развития гидротермального процесса.

Особенности геологического строения месторождений могут быть описаны необходимым набором признаков и их сочетанием друг с другом во времени и пространстве.

В работе предпринята попытка количественного анализа сходства (различия) по выборкам признаков с целью сравнения крупных зарубежных месторождений горного хрусталя с высококачественным сырьем и месторождений восточных районов СССР.

Была составлена программа для ЭВМ; использовались следующие группы признаков: 1) региональные факторы хрусталеносности для щитов и геосинклинальных систем; 2) литологическая характеристика вмещающих толщ; 3) структурно-тектонические факторы; 4) магматические факторы; 5) степень и характер метаморфизма, в том числе гидротермального; 6) морфология кварцевых жил; 7) характеристика гнезд; 8) характеристика жильного кварца; 9) особенности кристаллосырья.

Обработаны материалы по 70 месторождениям, причем каждый объект характеризовался 100 признаками.

В результате сравнительного анализа установлено, что хрусталеносные месторождения концентрируются в щитах (платформах) и геосинклинальных складчатых областях. Общей чертой зарубежных месторождений горного хрусталя и Востока СССР является приуроченность хрусталеносной минерализации к антиклинальным структурам, в ядерных частях которых обнажаются породы докембрийского структурного этажа. Хрусталеносные пояса связаны с зонами тектоно-магматической активизации, проявляющейся в древних жестких структурах и областях ранней консолидации. Наблюдается однообразный состав пород, вмеща-

ющих хрусталеносные жилы — главным образом терригенные образования (песчаники, сланцы).

Особенности месторождений, локализованных в пределах платформенных областей, сводятся к следующему.

1. Хрусталеносная минерализация в пределах Востока СССР приурочивается к краевой зоне сочленения геосинклинальных областей с платформами. Крупнейшие гидротермальные хрусталеносные месторождения зарубежных стран локализуются во внутренних частях платформ (Бразилия, Мадагаскар) в областях сочленения щитов с синеклизами.

2. Для зарубежных месторождений более характерна связь хрусталепроявлений с зонами глубинных разломов длительного развития (линеаменты и система грабенов Баия Бразильского щита). В пределах Востока СССР связь хрусталеносности с глубинными разломами проявлена менее четко.

3. Для пьезокварцевых месторождений Востока СССР характерна парагенетическая связь с интрузиями повышенной щелочности (аляски-ты) и, реже, с интрузивными комплексами, пестрыми по составу. В пределах Бразильского щита в некоторых зонах развития хрусталеносной минерализации отсутствуют одновозрастные или близкие по возрасту интрузивные породы (район Мимоза).

4. Для околорудных изменений месторождений Востока СССР свойственны окварцевание, альбитизация, серицитизация и менее — карбонатизация, каолинитизация и адуляритизация, которые проявлены в зарубежных месторождениях. Месторождения геосинклинальных областей характеризуют следующие особенности: пространственная связь с дайковыми поясами диабазов вдоль глубинных разломов (Верхоянская антиклинальная зона мезозойской Колымо-Чукотской складчатой области); отсутствие гранитоидных пород в районах хрусталепроявлений; развитие скарнообразования с наложением низкотемпературной хрусталеносной минерализации (Верхне-Бурейнский район).

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Е. А. Соколова

(ГИН)

1. Для Тихоокеанского пояса характерны вулканогенно-осадочные марганценовые формации. Среди них в настоящее время выделены два типа — Калифорнийский и Кубинский, характеризующиеся различными парагенезами пород, различными проявлениями марганцевого оруденения, имеющими разный возраст и занимающими несколько отличное тектоническое положение внутри пояса.

2. Марганценовые формации Калифорнийского типа представлены в Береговых хребтах Калифорнии, в Новой Зеландии, Японии, Новой Каледонии и на некоторых других островах Тихого океана. Во всех этих случаях марганцевое оруденение находится в сериях пород сходного литологического состава и имеет общие с ними черты, хотя рассматриваемые марганценовые серии занимают несколько различное стратиграфическое положение. Неоднократная повторяемость в пространстве и во времени подобных однотипных сообществ пород говорит о том, что мы

имеем дело не с их случайными наборами, а с ассоциациями, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом.

3. Главная роль в парагенезах марганценовых формаций Калифорнийского типа принадлежит терригенным породам грауваккового состава, на фоне которых обособляются специфические ассоциации пород (ассоциации «красных пород»), представленные эффузивами преимущественно основного состава, реже их пирокластическими производными и яшмами.

С кремнистыми породами и вулканитами парагенетически связаны руды марганца и железа карбонатного и окисного состава, которые локализируются исключительно в составе ассоциаций «красных пород», образуя пласты и линзы, залегающие согласно с вмещающими породами. Предполагается, что кремнезем и рудные соединения имели единый источник, связанный с подводными излияниями лав и что руды в формациях Калифорнийского типа имеют вулканогенно-осадочное происхождение.

4. Представляется вероятным, что марганценовые формации Калифорнийского типа накапливались в своеобразных геосинклинальных прогибах, обрамляющих впадину Тихого океана и развившихся на океанической коре.

5. Марганценовая формация Кубинского типа пока известна только на о. Куба, который в структурном отношении принадлежит восточному обрамлению Тихого океана.

6. Многочисленные марганцевые месторождения Кубы сосредоточены в юго-восточной части острова (провинция Ориенте), где они залегают среди отложений эоценового возраста, относящихся к формации Кобре. Формации Кобре отвечает комплекс преимущественно вулканических пород, главная роль в котором принадлежит вулканогенно-обломочным образованиям и в меньшей мере эффузивам среднего и основного состава. Осадочные породы (известняки) имеют подчиненное значение.

7. Марганцевые руды группируются в пределах определенного стратиграфического интервала формации. В большинстве случаев они образуют стратиформные тела среди вулканогенно-обломочных пород, причем часто локализируются вблизи контакта последних с известняками. Руды имеют исключительно окисный состав и образовались путем замещения вмещающих пород (туфов, значительно реже известняков) окислами марганца. Вероятно, привнос рудных соединений осуществлялся восходящими термальными растворами, которые перемещались преимущественно по пористым породам. В ряде случаев форма рудных тел в значительной мере определялась контурами питающего восходящего потока в сечении плоскости слоистости вмещающих пород. В продуктивных горизонтах формации Кобре одновременно с марганцевыми рудами часто появляются тела кремнистых метасоматических пород (байт). Железорудные концентрации для формации Кобре не характерны.

8. Сравнение марганценовой формации Кобре с Калифорнийскими формациями не оставляет сомнения в том, что в данном случае мы имеем дело с новым типом марганценовых парагенезов пород, который мы называем «кубинским». Этот тип связан с более поздней стадией геосинклинального развития, чем Калифорнийский, и с несколько иным тектоническим положением формации, породы которой накапливались не в прогибе на границе континента и океана, а в более мелководном прогибе, связанном с бассейном внутреннего моря.

9. Распространение формаций Калифорнийского и Кубинского типа не ограничивается районами, упомянутыми в настоящей работе. Возможность марганценовости этих формаций и связь марганцевого ору-

денения с определенными комплексами пород внутри них (ассоциации «красных пород» в Калифорнийском типе, байяты в Кубинском типе) следует учитывать при поисках марганцевых месторождений в Тихоокеанском поясе.

ФОРМАЦИИ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ (ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ, МАРГАНЦЕНОСНЫХ И ФОСФОРИТНОСНЫХ) ФОРМАЦИЙ

А. Ф. Шехоркина

(ДВГИ)

Вендские и нижнекембрийские осадки широко распространены в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Корреляция разрезов венда произведена в основном литологическим методом с использованием данных по микрофауне (Смирнов и др., 1970), а корреляция нижнекембрийских отложений — литологическим методом и на основании остатков трилобитов и археоциат (Окунева, Шехоркина, 1970).

Для основных крупных регионов распространения вендских и нижнекембрийских отложений Тихоокеанского пояса составлены региональные корреляционные стратиграфические схемы (для Азиатской, Северо-Южно-Американской, Антарктической и Австралийской областей); отложения многих районов сопоставляются условно. В вендскую эпоху трансгрессией были охвачены Азия, Северная и Южная Америка и в меньшей степени Австралия и Антарктида. В этот период происходило как заложение, так и унаследованное развитие меридиональных приокеанических (Кордильерская, Тасманская, Андская) и широтных внутриконтинентальных (Центрально-Азиатская) геосинклинальных систем.

В раннекембрийскую эпоху трансгрессия распространялась на Азию и Северную Америку и лишь незначительно на Австралию и Антарктиду. Продолжительное время устойчивой сушей являлась Южная Америка. В раннем кембрии также продолжали существовать две различно направленные геосинклинальные системы: меридиональные (Кордильерская, Тасманская) и широтная (Центрально-Азиатская). В конце вендской эпохи Андская геосинклинальная система в результате байкальской складчатости (Кропоткин, 1965) была осушена, и наступил длительный период континентального режима.

Литолого-фациальный анализ вендской и нижнекембрийской эпох с составлением схематических карт для всего Тихоокеанского пояса показал, что в эти отрезки времени в пределах материка Азия основные структурные и палеогеографические элементы располагались в широтном направлении; так же распределялись и фациальные зоны в их пределах. Структуры меридионального направления здесь не прослежены. Однако в Северной и Южной Америке и Австралии хорошо выражены меридиональные простирания основных структурных и палеогеографических элементов и соответственное распределение фаций в них.

Литолого-формационный анализ вендских и нижнекембрийских образований Тихоокеанского подвижного пояса и прилегающих частей

платформ позволяет группировать осадочные и эффузивно-осадочные образования в два класса: 1) платформенный и 2) геосинклинальный. В геосинклинальном классе могут быть выделены многогеосинклинальные (терригенно-карбонатные) и эвгеосинклинальные (терригенно-кремнисто-вулканогенные) ряды.

Продуктивные (железородные, марганценозные и фосфоритоносные) формации широко развиты в пределах Центрально-Азиатской геосинклинальной системы, на Китайской и менее на Сибирской платформах в частях, прилегающих к Тихоокеанскому подвижному поясу.

Так, фосфориты и фосфорсодержащие породы геосинклинального типа (нимийский тип) приурочены к рифогенно-карбонатным формациям зон поднятий внутренних прогибов геосинклинальных систем, а фосфорсодержащие породы и фосфориты платформенного типа — к глауко-нито-карбонатно-терригенным формациям, отлагавшимся на склонах древних поднятий и, реже, в центральных частях впадин (Сибирская и Китайская платформы).

Железные руды гематитового и магнетитового состава геосинклинального типа (галамский, итматинский и гербиканский типы) связаны с терригенно-кремнисто-вулканогенной формацией зон прогибания, а марганцевые руды браунитового состава — с яшмовыми формациями (джаводинский тип) или известняково-доломитовыми формациями (усинский тип, Варенцова, 1962) зон замедленных поднятий геосинклинальных систем.

Железные и марганцевые руды платформенного типа связаны с терригенно-карбонатно-сланцевыми формациями олигомиктового, реже мезомиктового состава и встречены на Китайской платформе. В пределах Кордильерской геосинклинали известны фосфориты (Аляска) и, реже, проявления железных и марганцевых руд. Приведенные данные позволяют считать, что формирование значительных концентраций железных, марганцевых руд, фосфоритов и фосфорсодержащих пород происходило главным образом в северо-западной и в меньшей степени в юго-западной частях Азиатской ветви Тихоокеанского пояса; в пределах Американской ветви пояса отмечалось накопление фосфоритов и, в незначительном объеме, железных и марганцевых руд, что хорошо видно на карте распределения железных, марганцевых руд и фосфоритов. Литолого-формационный анализ вендских и нижнекембрийских отложений Тихоокеанского подвижного пояса показывает, что структурные планы Тихоокеанского сегмента Земли в венде и раннем кембрии, отличаясь своеобразием, были во многом сходны и имели четкие различия по сравнению как с древними, так и с более молодыми, палеозойскими и мезозойскими, структурными чертами. Тихоокеанское кольцо, начиная с докембрия, продолжало существовать и в венде, и в раннем кембрии. Оно состояло из ряда меридионально и субмеридионально направленных (Кордильерская, Андская и Тасманская) геосинклинальных систем, окруженных древними платформами; с ним сочленялась широтная Центрально-Азиатская геосинклинальная система.

Северо-западный сектор Тихоокеанского кольца выступал как определенный и своеобразный структурный элемент, состоящий из системы широтных зон (поясов) и характеризующийся сложным структурным планом, по-видимому, органически связанным с общим близширотным структурным планом Атлантического сегмента Азии. Северо-западный сектор был только частично вовлечен в собственно Тихоокеанское структурное развитие, хотя влияние Тихоокеанского сегмента прослеживается далеко вглубь сектора.

В венде и раннем кембрии в северо-западной части Тихоокеанское кольцо имело очень тесное сочленение с Атлантическим сегментом. Это

сочленение мы называем «Катазиатским», при котором соприкосновение двух сегментов происходило скорее во внутренней части кольца, что выразилось в общем структурном плане и широтном расположении зон и фаций в их пределах. Возможно, что с этим связаны также значительные концентрации железных и марганцевых руд и фосфоритов в восточной части Центрально-Азиатской геосинклинальной системы и на прилегающих (Сибирской и Китайской) платформах.



II. Металлогения олова

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

С. Ф. Лугов

(ВИМС)

1. Северо-западная — советская — часть планетарного Тихоокеанского рудного пояса, как и пояса в целом, отличается исключительно широким развитием разновозрастного оловянного оруденения различных формаций. Развитие геологических работ в пределах советской части пояса неизменно сопровождалось новыми открытиями разнотипных месторождений олова, среди которых имеются крупные и уникальные по масштабам и качеству сырья. Важными научными и практическими результатами последнего периода здесь были открытие промышленной оловоносности в пределах кайнозойских структур Корякского нагорья внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса, установление в ряде районов Приморья, Приамурья, Охотского склона и Верхоянья повышенных скоплений меди в ассоциации с оловом, выяснение основных закономерностей формирования и пространственного размещения оловянного оруденения и др.

2. Оловянное оруденение в пределах советской части Тихоокеанского рудного пояса размещено в подвижных тектонических областях его внешней зоны — в Монголо-Охотском, Верхояно-Чукотском и Сихотэ-Алинском поясах и внутренней — в Западно-Камчатско-Корякском, а также в Охотско-Чукотско-Восточно-Сихотэ-Алинском (Прибрежном) окраинном вулканогенном. По геологическому строению, истории развития и металлогении олова региональные оловоносные структуры (провинции) характеризуются рядом сходных и отличительных черт.

Для всех оловоносных структур советской части Тихоокеанского пояса свойственно широкое проявление и резкое преобладание оловянной минерализации мезозойского возраста. Каждая из приведенных оловоносных структур отличается своеобразием проявления гранитного магматизма и оловянного оруденения, обусловленным тектоно-магматическим развитием отдельных областей. Большое сходство в геологическом строении и проявлении магматизма и оловянного оруденения наблюдается между Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской подвижными областями (особенно с Приамурьем), характеризующимися многоэтапным проявлением посторогенного магматизма. По сравнению с ними Монголо-Охотская складчатая область как бы недоразвита, и здесь преимущественно отмечаются гранитоиды ранних посторогенных этапов. В кайнозойской подвижной области и пограничной структуре вулканогенного пояса наиболее полно представлены гранитоиды поздних посторогенных этапов.

3. На территории советской части пояса известны месторождения

всех формационных типов оловянного оруденения, по классификации Е. А. Радкевич. Однако распространенность и значимость оруденения различных формаций далеко не одинакова. В одних оловоносных поясах и районах преобладает оруденение формации касситерит-кварцевой, местами оловоносных пегматитов (Восточное Забайкалье, южная часть Хинган-Охотского пояса и др.); в других — касситерит-силикатной (Сихотэ-Алинский, Верхояно-Чукотский пояса и др.); в третьих — касситерит-сульфидной и риолитовой (вулканогенный пояс). Оловянное оруденение, как правило, повсеместно формировалось в постскладчатые этапы развития подвижных областей.

Большая часть месторождений олова касситерит-кварцевой формации и частично оловоносных пегматитов формируется в ранний посторогенный этап развития подвижной рудоносной области, касситерит-силикатной — в поздний посторогенный этап. Наиболее крупные скопления промышленных оловоносных пегматитов, возможно, формировались непосредственно вслед за постинверсионным этапом. Оловоносные промышленные пегматиты и, видимо, месторождения касситерит-кварцевой формации, как правило, отсутствуют в кайнозойских подвижных областях, а также на площадях мезозонд, где широко проявлены поздние посторогенные этапы развития.

Не менее важной закономерностью является изменение вещественного состава минеральных комплексов и геохимии олова во времени. По мере «омоложения» возраста оловянного оруденения как в общей истории развития земной коры, так и в пределах отдельных тектономагматических циклов наблюдается закономерное изменение особенностей проявления литофильных свойств олова на халькофильные, т. е. по мере развития подвижных зон в оловоносных минеральных комплексах заметно возрастает роль сульфидов олова.

Таким образом, в истории развития подвижных областей и коры в целом отчетливо проявлена смена оловорудных формаций во времени и геохимических свойств олова; меняется также роль фтора и бора при формировании месторождений различных формационных типов. Если при формировании оруденения касситерит-кварцевой формации наиболее широко проявлен фтор, то касситерит-силикатной формации — бор и фтор. Установленные закономерности могут быть использованы для целей качественного прогнозирования оловянного оруденения и определения основных направлений поисковых работ.

4. Геологический материал и данные абсолютного возраста рудоносных гранитоидных и оловоносных минеральных комплексов свидетельствуют, что оловянное оруденение на площади советской части Тихоокеанского пояса разновозрастное и проявилось в течение нескольких рудоносных эпох: в палеозое, мезозое и кайнозое. По данным абсолютного возраста, оловянное оруденение формировалось в интервале от 426 до 31 млн. лет.

Каждая оловоносная эпоха в пределах отдельно взятой подвижной области характеризуется преимущественным развитием оруденения одной какой-либо оловорудной формации, соответствующей определенному постскладчатому этапу развития тектономагматического цикла. При этом в результате миграции складчатости в мезозондах пояса одноименные этапы развития подвижных областей были несколько смещены во времени в направлении с запада на восток.

По нашим представлениям, процессы дифференциации, а также ассимиляции и гибридизации имеют одинаково важное значение при образовании всех типов посторогенных рудоносных гранитоидных комплексов и связанного с ними оловянного оруденения. Дифференциация, ассимиляция и гибридизация — различные стороны одного процесса: зарождения и эволюции магматических образований при тектономагматическом развитии подвижных областей.

Большой фактический материал по геологии месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной, а также касситерит-кварцевой формаций пояса и за его пределами позволяет утверждать, что оловянное оруденение всех основных формационных типов связано с кислыми дифференциатами многофазных гранитоидов и формировалось после их становления. При этом рудоносные магмы содержали в повышенных количествах летучие компоненты — фтор, бор, хлор и рассеянное олово.

Научно-обоснованный ответ на природу формирования оловорудных месторождений различных формаций, видимо, следует искать в петрохимических и геохимических особенностях рудоносных гранитов, возникших на различных этапах посторогенного развития подвижной области и, соответственно, на разных глубинах зарождавшихся магматических очагов и становления интрузивов.

5. Оловорудные месторождения каждой формации, за исключением риолитовой, формируются и залегают в породах различного литологического и химического состава. Одновременно в однородных по литологическому составу породах возникает оруденение различных формаций и фаций (типов). В оловоносных районах и рудных узлах Приморья, Приамурья, Чукотки и Якутии известны многочисленные примеры, когда месторождения различных типов залегают в породах сходного литологического состава и связаны с кислыми гранитами.

6. Формирование разнотипных месторождений олова происходило в большом температурном интервале — от 700—500 до 220—200°. При этом для каждой оловорудной формации характерен определенный порог температуры образования промышленного оловянного оруденения. По мере снижения температуры формирования отдельных формаций и типов минеральных парагенезисов имеет место заметное осложнение их состава в направлении от касситерит-кварцевой формации к касситерит-сульфидной. При формировании оловянного оруденения отчетливо проявлена зональность рудоотложения, а в ряде формаций (в касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной) — пульсационная зональность, зональность выполнения отдельных систем трещин и др. В месторождениях всех оловорудных формаций устанавливается общая тенденция повышения Ta и Nb и уменьшения In и Sc с глубиной; соответственно, меняются соотношения Nb/Ta. В месторождениях касситерит-силикатной формации с глубиной нередко наблюдается повышение турмалина, а также смена хлоритового типа оруденения турмалиновым. В ряде месторождений отчетливо проявлена горизонтальная зональность в направлении от эндоконтакта интрузива в зону экзоконтакта.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОЛОВА

И. Н. Говоров

(ДВГИ)

1. Промышленные месторождения олова не известны в комплексах гипербазитового-базальтоидного ряда формаций и связаны исключительно с ассоциациями гранитоидных пород. Вместе с тем, если прямое родство оловоносных пегматитов, грейзенов и кварцевых жил с грани-

тами не вызывает сомнений, то природа связи месторождений касситерито-силикатно-сульфидной группы с магматическими породами во многом остается неясной.

Это обусловлено рядом особенностей силикатно-сульфидных месторождений. В большинстве случаев они располагаются на значительном удалении от крупных гранитоидных тел, что затрудняет непосредственную увязку дайковой серии месторождений с интрузивными и вулканоплутоническими постройками. Устанавливается также определенная взаимосвязь оловородных тел и полей гидротермально-измененных пород (биотититов, турмалинитов, серицититов, пропилитов), на основании чего допускается участие процессов регионального метасоматоза в перераспределении и концентрации олова. Кроме того, обилие даек и малых интрузий основных и средних пород в ассоциации с рудными телами заставляет искать возможные связи оловянной минерализации с базальтоидной магмой.

Исследование всех этих сложных взаимосвязей и явлений невозможно без широкого использования геохимических методов, т. е. при разработке металлогении олова и подобных ему по геохимической судьбе металлов (золота, свинца, цинка, молибдена, вольфрама и др.) результаты геохимических работ должны иметь решающее значение. В основе металлогенического анализа лежит исследование геохимических циклов рудного элемента, которое включает:

1) определение общей специализации по данному элементу глубинных частей земной коры и верхней мантии региона посредством геохимического исследования гипербазитов и базальтоидов (фемические циклы);

2) изучение миграции элемента в образованиях сиалической оболочки, включая метаморфический фундамент, осадочный чехол, гранитоидные породы, региональные метасоматиты и рудные скопления (салические циклы);

3) изучение миграции элемента в сложных интрузивных и эффузивно-интрузивных сериях габбро-диорит-гранитоидного состава и связанных с ними месторождениях (сали-фемические циклы).

2. Глубинная природа оловоносности Тихоокеанского пояса выявляется при сравнении данных по распределению олова в гипербазитах и базальтоидах различных зон пояса (океанические острова, островные дуги, континентальное обрамление), Сибирской платформы и Урала. Средние содержания олова в указанных породах Тихоокеанского пояса выше в 1,5—2 раза, причем наиболее высокие концентрации установлены в лерцолитовых включениях из щелочных оливиновых базальтов, представляющих, по мнению многих исследователей, обломки мантийного перидотита. Среднее содержание олова в лерцолите включений составляет 3,5 г/т, а среднее максимальное, отвечающее, по нашему предположению, исходному содержанию в субстрате верхней мантии — 6 г/т.

Гранатовые перидотиты и дуниты из включений в алмазоносных кимберлитах Якутии содержат олово в количестве 2 г/т — в среднем и 3 г/т — максимально, причем эти содержания, по всей вероятности, близки к первичным, так как они сочетаются с высокими концентрациями тантала (до 25 г/т в ильменитовых перидотитах) — элемента, геохимически близкого олову. Особенно низким содержанием олова (0,5 г/т) при повышенном содержании тантала (5,8 г/т) характеризуются кимберлиты якутских трубков.

В интрузивных перидотитах Дальнего Востока среднее содержание олова составляет 2,6 г/т, а в гарцбургитах и дунитах Урала — 1,5 г/т.

Повышенные содержания олова отмечаются также в некоторых типах базальтоидных пород Тихоокеанского пояса, при этом для пород глубинного происхождения (щелочные оливиновые базальты, базальтовые порфириты и ортоамфиболиты офиолитовых комплексов) установ-

лены сильные корреляционные связи олова с элементами мантийного профиля (никель, кобальт, хром), что указывает на вынос олова из субстрата верхней мантии при его дебазальтизации.

Оловоносность верхней мантии Тихоокеанского сектора, возможно, находит свое объяснение в гипотезе Г. Хесса о круговороте мантийного вещества в системе подводных срединных хребтов и периокеанических глубоководных желобов. Так, несмотря на интенсивное развитие процессов дегазации и дебазальтизации, повышенный уровень концентраций олова и других металлов в мантийном субстрате мог поддерживаться благодаря подтоку ювенильного вещества из глубоких частей верхней мантии в области подводных хребтов Тихого океана и погружению перемещенных блоков такого вещества по разломам фокальной зоны в субстрат островных дуг и континентального обрамления.

3. При общем повышенном содержании олова в субстрате Тихоокеанского сектора накопление его в базальтоидных расплавах мантийного происхождения осуществлялось лишь при определенных физико-химических условиях в зонах с особенно длительным напряженным эвгеосинклинальным режимом. На основании циклического распределения акцессорных элементов в последовательных магматических излияниях предполагается, что наиболее интенсивный вынос олова в базальтовый расплав из мантийного перидотита происходил в период наибольшего повышения температуры и максимального увеличения мощности зоны частичного плавления (астеносферный слой) как по направлению к поверхности, так и вниз (Говоров, Сахно, Голубева, в печати).

Поскольку за счет глубинных базальтовых магм формировались офиолитовые комплексы эвгеосинклинальных бассейнов и нижний слой коры, развитие базальтоидов с различной концентрацией олова определяло, вероятно, заложение структурно-фациальных зон оловоносного и неоловоносного профиля. Возможно, именно ограниченное развитие базальтоидов с повышенным содержанием олова во внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса — одна из главных причин, обусловивших отсутствие здесь промышленных оловорудных месторождений. Так, средние содержания олова в древне- средне- и позднечетвертичных базальтах и андезито-базальтах Камчатки колеблются от 0,8 до 2 г/т и только в базальтоидах и андезитах алнейской свиты достигают 10 г/т. В базальтах и андезито-базальтах Новых Гебрид олово содержится в количестве 1,3 г/т (Говоров, Сахно, Голубева, в печати). Включения оливиновых габбро и троктолитов в лавах Камчатки и Курильских островов, представляющие, по В. Г. Сахно, обломки интрузивов «базальтового» слоя, имеют очень низкое содержание олова (0,8 г/т), сопоставимое с его содержанием в диабазах включений (1,1 г/т) из алмазоносных кимберлитов Якутии.

В континентальной части Дальнего Востока зоны с широким распространением оловорудных месторождений отличаются от неоловоносных зон развитием пород с повышенным содержанием олова в составе офиолитовых комплексов. В Сихотэ-Алинской складчатой области диабазы и спилиты содержат олово в количестве 2,6 г/т в силур-девонской формации, 3—5 г/т в верхнепалеозойской формации Главного антиклинория, 3—6 г/т в триасово-юрской формации Главного синклинория (неопубликованные данные А. И. Бураго), 6—8 г/т в верхнепалеозойской и нижнемезозойской формациях Горинского синклинория (Барсуков, Дурасова, 1966).

Для Монголо-Охотской складчатой области (Джагдинское поднятие), которая может служить примером неоловоносных зон, характерны очень низкие содержания олова в породах нижнекембрийского офиолитового комплекса — 1,2 г/т на толщину мощностью 3000 м. В самой верхней части комплекса выявляются повышенные содержания олова (до 3,5 г/т) в маломощных прослоях спилитов оянетокской свиты. Но в

связи с прекращением эвгеосинклинального магматизма последующего развития «оловоносные офиолиты» в Джагдинской зоне не получили.

4. Первичный салический цикл начинался с отложения вулканического и терригенного материала в эвгеосинклинальных бассейнах, причем уровень концентрации олова в осадках определялся его содержаниями в базальтовой магме и эксгаляциях подводных извержений, а также в продуктах разрушения пород окружающей суши. Различия отдельных эвгеосинклинальных зон на этой стадии развития прослеживаются при сравнении палеозойских осадочно-вулканогенных комплексов Сихотэ-Алиня и хребта Джагды. Если в кремнистых и обломочных породах Сихотэ-Алиня содержания олова составляют 2,8—4,1 г/т, то в аналогичных осадках Джагдинского поднятия они не превышают 1,7 г/т, что соответствует различным концентрациям олова в геосинклинальных вулканитах того и другого региона.

В стадию замыкания геосинклинальных бассейнов накопление олова в осадках определялось сочетанием многих факторов, главными из которых являлись обогащенность оловом пород, слагающих области размыва и удаленность бассейнов от источников питания. Так, мезозойские вулканогенно-осадочные комплексы Дальнего Востока, по М. А. Михайлову (Зимин, Бевзенко, Михайлов и др., 1971), подразделяются на три типа в зависимости от содержания олова в породах: а) комплексы с содержанием олова 5,8—7,5 г/т, сформировавшиеся в геосинклинальных бассейнах вблизи оловоносных областей размыва (северная часть Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба, Амгунско-Горинский прогиб); б) комплексы с содержанием олова 3—4 г/т, образовавшиеся в бассейнах оловоносных геосинклинальных зон, на значительном удалении от источников питания (средняя и южная части Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба); в) комплексы с содержанием олова 2,5—3 г/т, отложенные в эпиплатформенных прогибах неоловоносных зон (Удской и Бурейнских прогибы).

5. Поведение олова в метаморфическом процессе обусловлено главным образом физико-химическими факторами, хотя первичное содержание элемента в осадках и эффузивах, подвергшихся метаморфизму, также оказывало влияние на общий уровень оловоносности метаморфического фундамента. Наиболее низкими содержаниями олова отличаются метаморфические толщи Малого Хингана: 1—4 г/т в биотитовых гнейсах и сланцах протерозоя, 3—4,5 г/т в углисто-глинистых филлитовидных сланцах рифея (Бровчук, Мишонюк, 1969). Плагиогнейсы, кристаллические сланцы и ортоамфиболиты Тайгонского массива, представляющие продукты глубокого (вплоть до гранулитовой фации) метаморфизма пород верхнеархейского офиолитового комплекса, содержат олово в количестве 2,5—6 г/т (Говоров, Мишкин и др., 1970). Для Ханкайского массива характерно повышенное содержание олова в метаморфитах, возрастающее от 5 г/т в гнейсах и кристаллических сланцах иманского комплекса нижнего протерозоя до 7,5 г/т в аналогичных породах нахимовского комплекса среднего протерозоя. В метаморфических сланцах кабаргинского комплекса верхнего протерозоя содержание олова понижается до 6 г/т, а в слабо метаморфизованных терригенных породах вознесенского комплекса (рифей—нижний кембрий) падает до 4 г/т (Говоров, Мишкин, Липкина и др., 1970).

Накопление олова связано, очевидно, с многократным проявлением метаморфизма (полиметаморфизм), что подтверждается резкими колебаниями и пониженными значениями определений абсолютного возраста (830—268 млн. лет) ниже- и среднепротерозойских биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев (Мишкин, 1969). Олово переносилось калиевыми растворами, поступающими из подкоровых глубин, а частично возникавшими при дегранитизации пород гранулитовой зоны метаморфизма, и переотлагалось вместе с калием в метаморфитах ам-

фибrolитовой фации, концентрируясь главным образом в биотите (в среднем 25 г/т).

6. По характеру распределения олова и ассоциирующей оловянной минерализации гранитоидные комплексы подразделяются на две группы: 1) салические комплексы со слабым развитием или полным отсутствием габбро и диоритов ранних фаз внедрения; 2) сали-фемические комплексы контрастного состава, представленные полным рядом пород от габбро и диоритов ранних фаз до лейкократовых гранитов и аляски-тов конечных фаз внедрения.

Комплексы первой группы развиты в миогеосинклинальных и активизированных зонах с мощной салической корой и сопровождаются минерализацией кремне-щелочной группы оловоносных формаций, по Е. А. Радкевич (1968). Комплексы второй группы приурочены к эвгеосинклинальным областям, где они образуются в син- и позднеинверсионную стадии развития, а также встречаются в зонах активизации в связи с глубинными разломами. С комплексами второй группы ассоциируются месторождения касситерито-силикатно-сульфидной группы, а гранитоиды этих комплексов могут сопровождаться проявлениями кремне-щелочной группы формаций.

Наиболее высокие содержания олова свойственны гранитоидам первой группы, образовавшимся в зонах с «оловоносным» метаморфическим фундаментом, причем максимум концентраций приходится на телеорогенные гранитоиды позднемезозойского возраста, что дополнительно подтверждает концепцию полиметаморфизма и полициклического накопления олова в породах фундамента. Особенно четко нарастание содержания олова прослеживается при сравнении разновозрастных гранитоидных комплексов Малого Хингана; средние содержания элемента в биотитовых гранитах главной фазы составляют (г/т): раннепалеозойский Биджанский комплекс — 5,4; среднепалеозойский Дигурский комплекс — 12,2 (Недашковский, 1971); позднепалеозойский комплекс — 18 (Бровчук, Миронюк, 1969); позднемезозойский Хингано-Олонойский комплекс (обманныйские гранит-порфиры) — 36 (Федчин, Федчина, 1970). Из перечисленных комплексов наиболее продуктивны по олову Хингано-Олонойский (Хинганское, Карадубское и другие месторождения); поздне- и среднепалеозойский комплексы сопровождаются мелкими проявлениями оловянной минерализации; раннепалеозойский комплекс — безрудный.

В Ханкайском массиве среднепалеозойские граниты Шмаковского батолита, локализованного в «оловоносных» метаморфитах иманского и нахимовского комплексов, имеют равномерно повышенные содержания олова, составляющие в среднем около 8 г/т (Говоров, Недашковский и др., 1970). Вместе с тем одновозрастный Гродековский батолит, сформировавшийся на стыке эвгеосинклинального осадочно-вулканогенного комплекса Гродековской зоны и ханкайских метаморфитов, отличается резкими колебаниями содержания олова в гранитах различных частей массива — в среднем от 2 до 6 г/т.

Особый тип распределения олова характерен для сложных габбро-диорит-мондонит-гранитоидных комплексов второй группы, связанных по Э. П. Изоху (Изох и др., 1957) и Ю. А. Кузнецову (1964), с магматическими очагами глубинного заложения, мигрирующими во времени из нижнего базитового слоя коры в гранито-гнейсовую и осадочную оболочки. Этот тип, впервые установленный В. Л. Барсуковым и Н. А. Дурасовой (1965) на примере Мяо-Чанского интрузивного комплекса, примечателен повышенным содержанием олова (8—15 г/т) в габбро и диоритах ранних фаз внедрения и снижением его количества (до 5 г/т) в мондонитах и гранитах главной фазы. Лейкократовые и аляски-товые граниты конечных фаз характеризуются новым более или менее значительным повышением содержания олова.

В петрохимическом отношении породы Мяо-Чанского комплекса принадлежат к калиевой ассоциации, по П. Е. Бевзенко (1970). Относящиеся к этой ассоциации Березовско-Арагатский и Татибе-Мадянский комплексы позднемеловой Бачелазской интрузивной серии Главного синклинория Сихотэ-Алиня также характеризуются мяо-чанским типом распределения олова, тогда как Арминский кали-натриевый комплекс указанной серии более близок к обычному (калбинскому, по В. Л. Барсукову) типу распределения — монотонное увеличение содержания олова с понижением основности пород (см. статью И. Н. Говорова, Г. Б. Левашева и др. в настоящем сборнике).

Кали-натриевые габбро-диорит-гранитоидные комплексы повышенной фтороносности по распределению олова занимают переходное положение между мяо-чанским и калбинским типами. Так, фтороносный Вознесенский комплекс среднего палеозоя (юго-восточная часть Ханкайского массива) отличается повышенным содержанием олова во всех типах пород: от 6—7 г/т в габбро и диоритах и 8 г/т в биотитовых гранитах главной фазы (Ярославский массив) до 40 г/т в турмалинизированных лейкократовых гранитах Первомайского и Осиновского массивов и 100 г/т в аляскитах Вознесенского массива (Полевских, 1969).

Кали-натриевые комплексы эвгеосинклинальных зон сопровождаются мелкими месторождениями и проявлениями касситерит-вольфрамит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. С калиевыми и фтористыми комплексами ассоциируются промышленные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы (месторождения Мяо-Чанского и Кавалеровского рудных районов, Ярославское, Хинганское и др.).

Таким образом, специализированные по олову гранитоиды салических и сали-фемических комплексов существенно отличаются по содержанию в них олова: если в первом случае оловоносные гранитоиды должны содержать не менее 10—15 г/т олова, то гранитоиды заведомо продуктивных комплексов второй группы могут иметь содержание олова, лишь немногим превышающее планетарный кларк (в среднем 5—8 г/т). Близкие содержания олова (в среднем 2—4 г/т) свойственны гранитоидам заведомо неоловоносных кальций-натриевых и кали-натриевых комплексов сали-фемической группы.

7. Соответственно валовым содержаниям, концентрации олова в биотитах салических гранитоидов больше, чем в биотитах гранитоидов сали-фемических комплексов. При этом содержание олова зависит от глиноземистости и железистости биотитов, т. е. связано с химическим составом магм. Так, по данным Г. Б. Левашева, А. А. Стрижковой и Э. Д. Голубевой (в печати) содержания олова в биотитах с общей железистостью от 45 до 95% меняются от 12,5 до 310 г/т для салических гранитоидов и от 3,5 до 90 г/т для гранитоидов сали-фемических комплексов. В оловоносных гранитоидах первой группы содержания олова в биотите превышают 25—30 г/т при низкой железистости и 80—120 г/т — при высокой; для оловоносных гранитоидов второй группы указанный минимальный уровень составляет от 5 до 50 г/т олова в биотите. Следовательно, определяя геохимическую специализацию гранитоидов по признаку концентрации олова в биотите, необходимо учитывать формационную принадлежность интрузивных комплексов, петрохимические особенности гранитоидов и химический состав биотита.

8. Различия в распределении олова и характере оловянной минерализации гранитоидных комплексов салической и сали-фемической групп обусловлены происхождением магм и физико-химическими условиями их кристаллизации.

Салические комплексы связаны с палингенной гранитоидной магмой, возникшей за счет метаморфического фундамента и миогесивклинальных терригенных толщ, которые являются источниками металлов и определяют уровень первичной оловоносности палингенных расплавов.

В условиях отсутствия глубинных разломов преобладают локколитообразные и неправильно-изометричные интрузивные тела, затвердевающие от периферии к центру без существенного участия конвективного перемещения расплавов. Накопление олова и других металлов в конечных эвтектических дифференциатах, обособляющихся во внутренних частях магматических камер, определяется содержанием летучих компонентов в расплаве и проницаемостью кровли интрузивных тел.

При богатстве магмы летучими (особенно фтором), а также калием и при малопроницаемой кровле, т. е. в условиях относительно замкнутой системы, накопление металлов в остаточном расплаве и отделяющихся от него дистиллятах преобладает над кристалло-химическим рассеянием. По такому пути кристаллизуются, вероятно, гранитоиды литиево-фтористого типа (Таусон и др., 1970), например, аляскитовые граниты Вознесенского массива, сопровождающиеся месторождениями редкометалльно-оловоносных грейзенов кварцевых жил.

В противоположном случае, т. е. при кристаллизации магмы в обстановке относительно открытой системы (трещиноватая кровля) или исходном низком содержании минерализаторов в расплаве, олово и другие рудные элементы входят в решетки породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов и контактовых роговиков, а образование месторождений (обычно кварцевой формации) происходит лишь в процессе постмагматической мобилизации.

Происхождение оловоносных комплексов сали-фемической группы выявляется при рассмотрении последовательности формирования и эволюции химического состава всей совокупности магматических пород и особенно пород начальных эффузивных членов. Данные, полученные в Мяо-Чанском (Изох. и др., 1967; Руб и др., 1962; Руб, 1970), Хингано-Олонойском (Федчин, Федчина, 1970), Баджальском (Болотников, Кравченко, Крутов, 1970) рудных районах показывают, что крупные оловорудные месторождения силикатно-сульфидной группы связаны с полными эффузивно-интрузивными комплексами (ансамблями), имеющими обратную последовательность внедрений: дацит — андезит — андезитобазальт — габбро — диорит (монцит — гранодиорит — гранит). Судя по экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1968, 1970), такие серии образуются в процессе дифференциального плавления базальтического субстрата нижнего слоя коры под воздействием интрателлурических газоводных растворов.

Поэтому понятна роль специализации базальтического субстрата и глубинных растворов, так как калиевые и фтористые растворы обладают, очевидно, повышенной способностью к избирательному выносу олова из базальтоидных пород и его накоплению в селективных выплавках (основные и средние породы ранних фаз) и палингенной магме (гранитоиды конечных фаз внедрения). Именно таким механизмом можно объяснить возникновение оловоносных сали-фемических комплексов в эвгеосинклинальных зонах, подобных Восточной Сихотэ-Алинской, не имеющих оловоносного метаморфического и осадочного фундамента и развившихся на коре океанического типа (Геология СССР, т. 32, 1969).

Дальнейшая концентрация олова в гранитной магме может осуществляться благодаря конвекционно-эвтектической дифференциации, возникающей в магматических телах большой радиальной протяженности (Кадик, Хитаров, 1968), а также вследствие повышенной активности калия или фтора в магме, препятствующей переходу олова из расплава в твердые фазы. Конвекционная модель хорошо объясняет интенсивный и длительный приток летучих в апикальную часть интрузива при его кристаллизации снизу вверх и образование мощного надинтрузивного ореола метасоматических пород (биотититы и пропилиты) с повышенным содержанием олова (до 50—60 г/т) и фтора.

Источником олова и других металлов (вольфрам, свинец, цинк, медь,

ртуть) в месторождениях силикатно-сульфидной группы служат остаточные гидротермальные растворы конвекционно-эвтектических дифференциатов (касситерит — кварцевая стадия), а также интрателлурические растворы, мобилизующие рудное вещество из меланократовых гранитоидов конвекционных колонн, габбро и диоритов селективных очагов и базальтоидов подкоровых астенолитов (сульфидные стадии). Кроме того, возможна мобилизация олова из биотитов (см. статьи Ю. Н. Размахнина и Э. М. Размахниной в настоящем сборнике).

9. Происхождение калийсодержащих интрателлурических растворов, стимулирующих процессы магмообразования и миграции олова на различных уровнях земной коры, связывается с затвердеванием астенолитов калиевых базальтоидных магм в подкоровых частях верхней мантии. Вследствие высокого давления этот процесс сопровождался переходом габбровой ассоциации в эклогитовую с выделением воды, щелочей и, возможно, рудообразующих металлов. Судя по петрологическим и геофизическим данным, генерация базальтических калийсодержащих расплавов в Дальневосточном секторе происходила в слое шпинелевых перидотитов на глубине около 100 км.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Sn- СОДЕРЖАЩИХ СИСТЕМ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И. Я. Некрасов, Л. В. Сипавина, Т. П. Дадзе

(ИЗМ АН СССР)

Число вновь открытых минералов олова, сульфидов и силикатов в последнее десятилетие резко увеличилось. Так, в сульфидных рудах боливийских месторождений, в Африке, Португалии и СССР были обнаружены простые сульфиды олова (Sn_2S_3 — оттеманит, SnS_2 — бендит) и сложный сульфид олова — мавеонит ($\text{Cu}_7\text{Fe}_2\text{SnS}_{10}$). В пегматитах и известковых скарнах, кроме уже известных силикатов олова — стокезита и арандизита, найдены малаяит (CaSnSiO_5), пабстит ($\text{BaSnSi}_3\text{O}_9$) и соренсит — $\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_4$, а в магнезиальных скарнах резко возросло число находок боратов олова — людвигита (с содержанием Sn до 1,5%), гулсита и норденшельдина. Большинство из упомянутых минералов олова находится в тесном сростании с другими породообразующими и рудными минералами (SnS_2 и Sn_2S_3 с пирротинном и пиритом; CaSnSiO_5 и $(\text{Ca}_2\text{Ba})\text{SnSi}_3\text{O}_9$ с волластонитом и т. д.); физические свойства их изучены слабо, и не исключено, что они все еще пропускаются при исследовании оловорудных месторождений.

В свете этих данных целесообразно изучить следующие Sn-содержащие системы: олово-силикатные ($\text{SnO}_2\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, $\text{CaO—SnO}_2\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$), сульфидные ($\text{Sn—S—NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O}$, Fe—Sn—S , $\text{NH}_4\text{Cl—H}_2\text{O}$) и оловоборные ($\text{FeO—F}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—B}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ и $\text{CaO—SnO}_2\text{—B}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$). Ниже приведены важнейшие результаты исследований, которые могут быть использованы при рассмотрении ряда актуальных вопросов генезиса оловорудных месторождений.

1. Изучение систем $\text{SnO}_2\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ и $\text{CaO—SnO}_2\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ осуществляется при t от 200 до 600°. Детально в системе $\text{SnO}_2\text{—SiO}_2\text{—}$

— H_2O — изучено только изометрическое сечение 300° . В этой системе обнаружено четыре соединения: SnO_2 (касситерит), SiO_2 (α -кristобалит), $\text{Sn}(\text{OH})_4$ (аналог варламовита) и твердый раствор типа $m\text{SnO}_2 \cdot (1-m)\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ со структурой опала. Содержание S_2O_2 в твердом растворе варьирует в пределах от 5 до 28%; SnO_2 — от 72 до 95%. Это соединение отлагается из растворов, близких к нейтральным, или кислых (при pH конечном) и, вероятно, является метастабильным; при большой длительности опытов (свыше 1,5 мес.) оно постепенно распадается на касситерит + α - SiO_2 . Подобный распад мог происходить на месторождениях касситеритово-кварцевой формации. Только в отдельных участках мог сохраниться твердый раствор, по составу соответствующий мало распространенному минералу — арандизиту ($m\text{SnO}_2 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot k\text{H}_2\text{O}$). В щелочной среде ($\text{pH} \geq 8$) вместо этого соединения отлагаются станнаты Na или K.

Соединение, типа варламовита (гидроксид олова, или гидрокасситерит) также метастабильно. Из растворов оно выпадает при $t \leq 280^\circ$. Однако после длительного хранения на воздухе значительная часть воды (до 70%) теряется, и соединение переходит в $\text{SnO}_2 \cdot (1-n)\text{H}_2\text{O}$. При повышении $t > 280^\circ$ оно превращается в SnO_2 .

В системе $\text{CaO}—\text{SnO}_2—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$, кроме упомянутых соединений, синтезированы еще три силиката олова — CaSnSiO_5 (молаяит), $\text{CaSnSi}_3\text{O}_9$ (Ca — аналог пабстита) и $\text{CaSnSi}_3\text{O}_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (стокезит), а также силикаты кальция — волластонит, гиллебрандит, крестморит и др. Указанный парагенезис силикатов олова и SnO_2 с другими минералами соответствует условиям минералообразования в известковых скарных волластонитовой фации. Силикаты олова кристаллизуются из щелочных растворов ($\text{pH} \approx 8—12$) и в кислой среде не устойчивы. Поэтому не исключено, что часть их в стадию кислотного выщелачивания замещается другими минералами (SnO_2 и силикатами Ca).

2. В системе $\text{Sn}—\text{S}—(\text{H}_2\text{O}+\text{NH}_4\text{Cl})$ синтезированы и изучены четыре простых сульфида олова — SnS (герценбергит), Sn_2S_3 (оттеманит), Sn_3S_4 и SnS_2 (берндтит). Эти сульфиды отлагаются из кислых растворов ($\text{pH} \leq 6$) в умеренно восстановительных условиях при относительно невысокой t (ниже 450°). Последовательность отложения SnO_2 и простых сульфидов олова из растворов в общем случае такая, что при постоянной концентрации серы (ионов S_2^{2-}) в растворах по мере снижения t касситерит будет постепенно сменяться SnS , затем Sn_2S_3 и Sn_3S_4 и, наконец, SnS_2 . Следовательно, отложение SnS_2 . Следовательно, отложение SnO_2 из содержащих серу гидротермальных растворов может происходить и при относительно высокой концентрации S_2^{2-} , но в условиях высокой t . Понижение t растворов от ранних к поздним стадиям (что имеет место на эндогенных месторождениях) способствует увеличению количества сульфидов олова в рудах и уменьшению количества SnO_2 . Сульфиды олова могут образоваться даже при очень низкой концентрации серы ($\approx 0,01$ моль/л). Это соответствует и термодинамическим расчетам.

Существующие пары простых сульфидов олова (герценбергит — оттеманит, оттеманит — берндтит и герценбергит — берндтит) можно использовать как индикаторы для оценки окислительно-восстановительных условий минералообразования, предварительно проградировав их в координатах $\text{Ps}_2^{2-}—t$ посредством уже известных сульфидных буферов (пирит-пирротинового, линнеит — Co_9S_8 и др.).

3. Изучение системы $\text{Fe}—\text{Sn}—\text{S}—(\text{H}_2\text{O}+\text{NH}_4\text{Cl})$ позволило определить фазовые соотношения сульфидов олова с пирротинном, пирритом и магнетитом в разнотемпературных условиях. Установлено, что наиболее распространенный из простых сульфидов олова — герценбергит — чаще всего ассоциирует с пирротинном. Ассоциация SnS

с пиритом стабильна только в низкотемпературных условиях (≈ 200 — 300°). Берндтит и оттеманит обычно отлагаются с пиритом. Только при $t=500$ — 600° возможен парагенезис этих сульфидов олова с пирротинном, что редко проявляется на эндогенных месторождениях.

При $t=400^\circ$ в системе $\text{Fe—Sn—S—(H}_2\text{O+NH}_4\text{Cl)}$ получено новое соединение (типа FeSnO_3), состав и свойства которого уточняются. Важными представляются данные о вхождении Sn в пирротин и пирит, а также Fe в герценберgit и берндтит. Взаимная растворимость между SnS_2 и FeS_2 ограничивается содержаниями 1,5% (при $t=400^\circ$), а между $\text{Sn}_i\text{—xS}$ и $\text{Fe}_1\text{·xS}$ превышает 2,5%. Это позволяет на основании экспериментальных данных создать новый геотермометр для определения t образования оловоносных сульфидных руд по распределению олова в равновесных пирите и пирротине. Попытка использования этого геотермометра при определении t кристаллизации сульфидных руд ряда оловорудных месторождений Северо-Востока СССР и Приморья (Депутатского, Укачилканского, Хотон-Хайского, Улахан-Эгеляхского, Дальнего, Юбилейного и др.) показала, что отложение Sn-содержащих пирротинов (Sn — от 0,0018 до 0,9%) и пиритов (Sn — от 0,0024 до 0,4%) осуществлялось при t 250— 400° . Низкотемпературные пирротины обычно беднее оловом, чем высокотемпературные разности.

4. Из гидротермальных растворов синтезирован наиболее широко распространенный сульфид олова — станнин. Установлено, что станнин легко отлагается из кислых растворов ($\text{pH} \approx 2$ —5), содержащих Cl. Сейчас изучаются равновесия станина с халькопиритом, касситеритом, пирротинном и пиритом.

5. Исследования поведения олова в скарновых месторождениях, богатых бором, проводились нами совместно с Е. Н. Диманом (ИГ ЯФ СО АН СССР) по двум направлениям: а) определение условий вхождения Sn в бораты людвигит-вонсенитового и гулситового рядов и установление формы нахождения в них Sn и б) изучение условий синтеза двух боратов олова — норденшельдина и гулсита, которые могут быть источниками Sn в скарнах.

В природных людвигитах содержание Sn не превышает 1,5 вес.%, а в синтетических Sn-людвигитах оно может достигать 18%. Установлено, что изоморфизм олова в людвигитах осуществляется по схеме $3\text{Sn}^{4+} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}$. Кроме Sn-людвигита и Sn-вонсенита в системе ($\text{FeOMgO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SnO}_2\text{—B}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$) получен гулсит. Sn-вонсенит и гулсит образуются из растворов в широких пределах изменения температуры (300— 700°), концентрации B_2O_3 (от 2 до 20%) и окислительно-восстановительного потенциала — от восстановительных до слабо-окислительных условий. При малой концентрации Sn (до 1,5% при 350°) стабилен Sn-вонсенит, а при высокой Sn-гулсит. Поля стабильности Sn-боратов расширяются по мере роста t , концентрации в растворе B_2O_3 и восстановителя. При этом резко возрастает также содержание олова, которое может быть вовлечено в решетку Sn-боратов. Увеличение PO_2 в системе, наоборот, приводит к разложению этих Sn-боратов на касситерит и безоловянистый людвигит или вонсенит.

Для образования норденшельдина $\text{MeSn(BO}_3)_2$, где Me — Ba, Mn, Mg, Fe и Ca, нужны высокие концентрации B_2O_3 в исходном растворе (>5%), щелочная или близкая к нейтральной ($\text{pH}=7$ —8,5) среда и t порядка 250— 600° . Такие условия могут иметь место в локальных участках в момент наложения на магнезиальные скарны боратовой минерализации. Следует отметить, что сравнительно слабое развитие в скарновых месторождениях гулсита и норденшельдина и очень широкое распространение в них Sn-людвигита и Sn-вонсенита обусловлены низкой активностью B_2O_3 , малой концентрацией Sn в растворах и преобладанием слабо восстановительных условий.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ В ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Е. А. Радкевич

(ДВГИ)

Геохимические методы поисков олова на современном этапе исследований приобретают решающее значение. Легко открываемые месторождения давно уже выявлены. Поиски же месторождений, скрытых под мощными наносами или вообще не выходящих на поверхность (слепых), требуют применения специальных геофизических и геохимических методов, особенно в слабоэродированной области Приморья, где многие рудные тела лишь едва вскрываются на современной поверхности, обнажаясь иногда в их непродуктивной (безоловянной) фации. При поисках в равной мере полезным оказывается изучение как вторичных, так и первичных ореолов рассеяния рудных элементов и их спутников. Методы поисков и «набор» изучаемых элементов в ореолах месторождений должны «отбираться» применительно к генетическим особенностям месторождений и применительно к разным типам оловорудных районов.

Оловоносные зоны в геосинклинально-складчатых областях, как было неоднократно отмечено ранее, часто приурочены к прогибам, выполненным терригенными толщами. Эта неоднократно отмечавшаяся приуроченность олова к терригенным толщам пока не получила однозначного объяснения — неясно, является ли она следствием заимствования олова из кластических отложений или результатом благоприятного химизма среды, способствующей последовательной дифференциации магматического расплава с обособлением позднего кислого, специфически оловоносного остатка. Тем не менее в качестве поискового признака может быть вполне использована приуроченность олова к терригенным геосинклиналям. Это дает основание считать, что сами оловоносные граниты являются в основном коровыми образованиями.

Среди оловоносных районов, приуроченных к терригенным геосинклиналям, можно выделить три типа: 1 — в «обращенных» геосинклиналях, претерпевших инверсию и общее воздымание, характеризующихся мощной сиалической корой, проявлением кислых гранитов и минерализации кварцевой (или пегматитовой) формации; 2 — в «необращенных» геосинклиналях с гранитным слоем пониженной мощности, проявлением породной серии интрузивов от основных пород до гранитов и коагматичных им вулканитов, а также основных и средних даек, ассоциирующих с рудными жилами. 2а — в краевых разломах (структурных швах) необращенных прогибов с развитием крупных гранитных массивов (минерализацией кварцевой формации и скарнов на участках проявления карбонатных толщ; 3 — в активизированных древних структурах с наложенными карбонатными эпиплатформенными прогибами, характеризующимися проявлением кислых гранитов (сходных с гранитами первого типа) и сопровождающих их полиформационных комплексов.

1. К районам первого типа относятся Забайкальская и Калба-Нарымская оловоносные провинции. Сами граниты представлены кислыми, на заключительных этапах — аляскитовыми и двуслюдяными разновидностями. Гранитные массивы формируются на фоне общего воздымания зоны или отдельных ее блоков. Они приурочены к разломам и их пересечениям, но в то же время часто располагаются в брахиантиклиналях, что свидетельствует об активном воздействии интрузирующей магмы на осложнение тектонических форм. Преимущественно кислый состав пород (от гранодиоритов до биотитовых гранитов и двуслюдяных апогранитов) указывает на коровое происхождение магмы, значительную роль

процессов глубинной дифференциации и щелочного автометасоматоза, проявляющегося на фоне общего воздымания.

Граниты сопровождаются кварцевыми жилами, грейзенами, местами пегматоидными образованиями. Вдоль разломов, ограничивающих локальные прогибы на участках, где граниты сочетаются с вулканическими образованиями, проявлены также касситерито-силикатные и касситерито-сульфидные месторождения, чаще образованные, видимо, позже касситерито-кварцевых.

Для территорий с развитием месторождений касситеритово-кварцевой формации поиски на первых этапах должны сводиться к выявлению куполов оловоносных гранитов, в том числе, возможно, еще не вскрытых с применением геофизических методов (магнитометрия, гравика).

Над слепыми куполами желательна проведение комплекса геохимических исследований: применима здесь радиометрия, поскольку оловорудные проявления нередко ассоциируют с проявлениями радиоактивных минералов, щелочеметрия, фторометрия для выявления надрудных ореолов гидротермального изменения. Этот комплекс исследований может быть направлен на выявление штокверков и объемных грейзенов в апикальных частях гранитных куполов. В тех случаях, когда оловорудные проявления или их надрудные ореолы вскрываются на поверхности, путем бурения на небольшую глубину можно установить признаки вертикальной зональности, которые здесь проявляются на сравнительно небольших интервалах, поскольку сама минерализация обычно не удаляется на сколько-нибудь большое расстояние от активных рудоносных гранитов, а источники рудообразующих растворов располагаются в гранитах на относительно небольшой глубине.

2. Второй тип представляют районы развития касситерито-силикатных и касситерито-сульфидных месторождений. Эти районы приурочены к необращенным прогибам, характеризуются относительно малой мощностью сиалической коры, позволяющей предполагать подкоровую эрозию гранитно-метаморфического слоя и большое влияние на процессы магматизма и минерализации подкоровых слоев. Оловянные месторождения в этих районах чаще удалены от гранитов, которые вскрываются лишь в виде мелких тел — выступов, скрытых батолитов (?). Иногда они пространственно ассоциируют с дайками основного и среднего состава или с мелкими штоками гранитоидов повышенной основности. Сами гранитоиды выявляются в ряде случаев многофазными, причем устанавливается закономерная смена пород от более основных в ранние фазы (начиная от габброидов) до кислых — в заключительные фазы процесса. В тех случаях, когда наряду с интрузивными телами в районе проявлены комагматичные вулканиты, в них часто также устанавливается эволюция составов от более основных к кислым, иногда нарушаемая обратной сменой типов пород, видимо, вызванной поступлением магматического материала из разноглубинных источников.

Преобладающая направленная эволюция от основных пород к кислым заставляет предполагать, что начальный импульс магнеообразования исходил из мантии, причем магматический очаг, располагающийся на границе кора — мантия, со временем в результате переплавления осадочных толщ «подавал» все более кислые порции магмы. Непосредственным же источником рудоносных растворов в этих районах служили глубоко расположенные магматические очаги, а не конкретные интрузивные тела, верхние части которых вскрываются в современном разрезе. Влияние интрузивов на минерализацию сказывается в основном в термическом режиме, менявшемся в процессе формирования месторождений.

Рудные тела касситерито-сульфидных и касситерито-силикатных месторождений протягиваются уже на значительно большую глубину, чем месторождений касситерито-кварцевых, так как они связаны с бо-

лее глубинными источниками рудоносных растворов. Соответственно, в них далеко не столь резко проявлена вертикальная зональность, хотя тенденции изменения минерализации с глубиной все же устанавливаются. В большинстве случаев такие протяженные по вертикали зоны все же достигают современной поверхности или юни проявляют себя в надрудных фациях или зонах гидротермальных изменений. Поэтому любые признаки минерализации, даже не содержащие олова в рудоносных территориях подобного типа, заслуживают специального изучения.

В комплекс геохимических методов поисков подобных месторождений целесообразно включать определения непосредственно рудных элементов — олова, вольфрама, свинца, цинка, меди, а также элементов-спутников (бора и фтора); на малоэродированных участках, где предполагается проявление слепого оруденения на глубине, следует предусматривать проведение ртутметрии, что позволит получить информацию о далеких надрудных и фланговых ореолах. В полях развития эффузивов большую помощь может оказать проведение щелочеметрии: дефицит щелочей указывает на процессы кислотного выщелачивания, а появление мест локальных концентраций калия может быть связано с надрудными ореолами адуляризации.

В тех случаях, когда рельефом или разведочными выработками вскрываются рудные зоны на заметном вертикальном интервале, существенную помощь в оценке возможной глубинной промышленной оловорудной минерализации может оказать изучение изменения содержания элементов-примесей в главных рудных минералах. Как правило, содержание элементов-примесей в рудных минералах закономерно снижается с глубиной. Однако местные изменения этой тенденции обычно служат признаком приближения к какому-то критическому горизонту, где происходит смена состава руд в связи с изменением структурно-литологических и иных условий (поверхности структурного несогласия, сопряжение разломов и др.).

Важной особенностью, помогающей оценить перспективы распространения минерализации на глубину, является также изменение состава околорудных метасоматитов — смена хлоритовых пород турмалиновыми, изменение состава и физических свойств турмалина. Для надрудных ореолов и околорудных метасоматитов характерно проявление цветных турмалинов, показывающих явные признаки перекристаллизации и обесцвечивания в связи с наложением поздних минеральных ассоциаций.

Изучение касситерито-силикатных и касситерито-сульфидных месторождений показывает закономерное повторение во времени одних и тех же стадий минерализации: кварцево-касситеритовой, сульфидно-колчеданной, поздней сульфидно-карбонатной и послерудной кальцито-пиритовой.

Повсеместное повторение этих минеральных ассоциаций говорит о закономерности их проявления, отвечающей изменению физико-химических (прежде всего температурных) условий минералообразования во времени.

Рудные комплексы этих последовательных стадий иногда сопровождаются своими типами гидротермального изменения вмещающих пород. Это позволяет предполагать, что и в распределении первичных ореолов подобных длительно развивавшихся месторождений могло иметь место наложение одних комплексов на другие и, следовательно, возникновение сложного объемного ореола распространения элементов-спутников.

2а. По окраинам необращенных прогибов в ограничивающих их структурных швах или зонах поднятий часто получают развитие магматизм и минерализация сиалического профиля (тип 1) — кислые граниты с касситерито-кварцевыми месторождениями или скарнами.

3. Особый тип территорий представляют наложенные прогибы (авлагены), выполненные карбонатными толщами и развивающиеся на

древних складчатых сооружениях. Здесь уже намечаются иные закономерности расположения оловоносных гранитов и связанных с ними оловорудных месторождений. Как и в геосинклинально-складчатых областях, сами граниты представлены кислыми разностями. Развиваясь в толщах фундамента, представленных кислыми алюмосиликатными породами, они обычно имеют также кислый состав и сопровождаются касситерито-кварцевыми или вольфрамито-кварцевыми месторождениями. Но там, где подобный гранитный расплав попадает в карбонатные толщи, перекрывающие породы алюмосиликатного фундамента, резко меняется характер самих гранитных пород и связанных с ними месторождений. Граниты представлены уже преимущественно лейкократовыми разностями, в высокой степени насыщенными летучими. Возможно, что это обогащение летучими в какой-то мере обусловлено поглощением углекислоты карбонатных толщ. Рудная же минерализация, связанная с гранитами этого типа, весьма разнообразна: в самих гранитах проявлены касситерито-кварцевые месторождения — грейзены, кварцевые жилы, иногда пегматоидные обособления. На контактах с карбонатными толщами, особенно магнезиальными, получают развитие скарны с наложенной кварц-касситеритовой и кварц-шеелитовой минерализацией, а также с поздними сульфидами. В удалении же от контакта возникают касситерито-сульфидные и безоловянные сульфидные метасоматические трубчатые и жильные тела. В некоторых случаях возникают карбонатно-касситеритовые метасоматические залежи.

Подобный сложный полиформационный комплекс «скрещения» типичен для многих рудных районов, характеризующихся развитием полого дислоцированных карбонатных толщ на кислом сиалическом фундаменте. К такого типа районам относятся рудные провинции: Хунань, Гуанси, Юньнань (район Гедзю) в Южном Китае; оловоносные территории Северного Вьетнама; многие рудные районы Таиланда (округ Юла), Малайи (округ Кинта). В Приморье аналогом такого типа территорий может служить Ханкайский древний кристаллический массив, перекрытый полого дислоцированными сино-кембрийскими карбонатно-терригенными толщами. Изучение подобного рода районов позволяет оценить возможную глубину формирования первичного гранитного очага, залегавшего в породах сиалического кислого фундамента, а также установить определенное влияние карбонатных пород на развитие магматических тел уже на месте их становления и их влияние на локализацию и особенности состава оловорудных месторождений. Характерно, что именно эти в общем аномальные оловорудные районы, развивающиеся в активизированных древних структурах, заключают наибольшее количество олова в Восточной Азии. К этому же типу относятся и некоторые геосинклинально-складчатые области с полого дислоцированными карбонатными толщами, перекрывающими терригенные отложения.

При проведении поисков на территориях подобного типа, как и в первой группе оловорудных районов, важное значение имеет установление поверхности кровли гранитных массивов, выявление слепых куполов и сопровождающих их рудных ореолов. Здесь применим тот же комплекс геофизических, радиометрических и геохимических исследований, что и в других районах развития кислых оловоносных гранитных интрузий, сопровождающихся касситерито-кварцевыми месторождениями.

Пример подобных полиформационных рудных комплексов показывает, что на участках, где проявлены резко различные контрастные условия локализации руд, могут параллельно возникать месторождения различных формаций, генетически связанные между собой и образующие закономерные, везде повторяющиеся ассоциации. Вместе с тем в этих рудных узлах проявлены и месторождения типа «скрещения», где можно видеть черты, присущие как касситерито-сульфидным, так и касси-

терито-кварцевым месторождениям. Наиболее показательны в этом отношении скарны с наложенной грейзеновой минерализацией, отмечающие собой стадию кислотного выщелачивания и последовательное наложение затем поздней сульфидной ассоциации.

Как следует из вышесказанного, при проведении геохимических поисков оловорудных месторождений надо подходить дифференцированно к разным типам оловоносных территорий. Только такой дифференцированный подход, основанный на анализе общих геологических условий и изучении генетических типов, характерных для данного района, может обеспечить успешное проведение поисковых работ.

ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТОВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

А. В. Зильберминц, А. Н. Лабутич

(СВКНИИ)

1. Оловорудные месторождения полевошпатового типа встречены лишь в пределах Северо-Восточной оловорудной провинции. Они, как правило, располагаются в Яно-Колымских и Чукотских мезозоидах и приурочены здесь к нижнему структурному ярусу, значительно реже — в нижнем структурном ярусе Колымского срединного массива.

2. Рассматриваемые месторождения размещены неравномерно и группируются в узлы или дугообразные зоны. Последние прослеживаются на десятки километров и по отношению к мезозойским складчатым структурам являются косесекущими.

3. Намечается определенный структурный контроль в размещении месторождений. Они или приурочены к областям сочленения мезозойских структур и блоков с приподнятым расположением кристаллического фундамента, или располагаются непосредственно в последних.

4. Для касситеритово-полевошпатовых месторождений характерна тесная пространственная связь с гранитоидными массивами. Эти массивы по своим особенностям аналогичны тем, с которыми связываются месторождения олова других типов касситеритово-кварцевой формации. Полевошпатовые оловянные рудопроявления концентрируются в зоне экзо-эндоконтакта.

5. Рудные тела рассматриваемых месторождений представлены зонами сближенных прожилков в интрузивных и осадочных породах, неправильными метасоматическими телами в интрузивных породах, очень редко — одиночными плитообразными жилами.

6. Ценность месторождений касситеритово-полевошпатового типа определяется высоким технологическим качеством руды, почти полным отсутствием сульфидов, значительными запасами металла и сопутствующих элементов-примесей.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЯНО-БОРУЛАХСКОГО ПОПЕРЕЧНОГО РЯДА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

Д. И. Овчинников, В. И. Бейгуленко, А. И. Пантелеев,
И. И. Гетманский

(ВИМС, ИМГРЭ)

Территория Яно-Борулахского междуречья расположена в центре западной части Верхояно-Колымской складчатой системы, являющейся важнейшей частью Верхояно-Чукотской складчатой области и обрамляющей с запада Колымский срединный массив. В пределах этого междуречья известны Аргаа-Ыннах-Хайский, Ыннах-Хайский, Кететский и Кигиляхский гранитоидные массивы, относящиеся к Яно-Борулахскому, поперечному ряду гранитоидов, отходящему от Колымского срединного массива. Массивы трассируют разломы фундамента, преобладающее направление которых — северо-восточное. Формирование перечисленных гранитоидных массивов происходило в две или несколько фаз в меловое время. По геохимической специализации гранитоидных комплексов (повышенное содержание олова в горной породе и особенно в слюдах) все массивы района потенциально оловоносны.

Некоторые исследователи (Падалка, 1939; Матвеевко, Шаталов, 1958; Некрасов, 1962; Эпов, 1962; Ненашев, 1962, 1963; Яблоков, 1966) в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы выделяют два магматических комплекса: батолитоподобные интрузивы и интрузивы поперечных рядов. Однако И. С. Рожков (1961) считает, что существует единый длительно формирующийся магматический комплекс, в котором можно выделить три параллельно развивающиеся магматические формации: гранитных интрузий батолитического типа, гранитоидных интрузий трещинного типа и липарито-дацитовую и андезитовую Колымского срединного массива.

Критерии, которые позволили бы объективно группировать магматические породы по занимаемому ими месту в процессе геосинклинального развития Верхояно-Колымской складчатой системы, недостаточно определены. Как по минеральному составу, так и по петрохимической характеристике, гранитоиды перечисленных массивов слабо отличаются друг от друга. При расчленении магматических образований Яно-Борулахского поперечного ряда в основу были положены геохронологические и геохимические методы исследований.

Данные, полученные при изучении геохимических особенностей, и определения абсолютного возраста по мусковиту и биотиту калий-аргоновым методом позволили выделить среди магматических образований Яно-Борулахского поперечного ряда гранитоиды нижнемелового и верхнемелового возраста и показать, что последние содержат повышенные количества олова, тантала, ниобия, а также летучих (фтор) и щелочей (лития).

Установлено также, что с нижнемеловым этапом в большинстве своем генетически связаны месторождения и рудопроявления кварц-касситеритовой формации, а с верхнемеловым — месторождения и рудопроявления касситерито-сульфидной формации.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЛОВОЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА

Б. В. Макеев, В. К. Политов

(ВИМС)

1. В региональном плане оловоносные площади Северо-Востока располагаются в виде широкой полосы, окружающей Колымо-Омолонский массив. Оловоносная полоса прерывается на юго-восточной окраине массива, где к последнему приключается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Оловоносные металлогенические зоны, четко обособляющиеся в структурно-геологическом отношении, характеризуются, как правило, преобладающим развитием оруденения какой-либо одной формации.

Оруденение касситерит-кварцевой формации развито главным образом в пределах Адыча-Детринского мегантиклинория, Куларского антиклинория (Яно-Колымская складчатая область), Эльвенецкого Куэзквуньского и Иультинского поднятий (Чукотская складчатая область). Эти структуры представляют обращенные геоантиклинальные поднятия с неглубоким залеганием основания мезозонд.

Оруденение касситерит-силикатной формации контролируется глубинными разломами и позднегеосинклинальными раннеорогенными прогибами, поперечными по отношению к главным складчатым структурам мезозонд. Это «поперечные» металлогенические зоны Восточной Якутии, Приохотья и Чукотки, развитые в пределах широкой полосы, протягивающейся от Чаунской губы до залива Креста. Имеются также оловоносные зоны, в которых формационные особенности оруденения выражены недостаточно отчетливо в связи с наличием признаков, характерных для касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций. Эти черты свойственны месторождениям и оловоносным площадям в пределах Эльги-Кулинской и Буюндино-Балыгычанской зон пологих дислокаций и брахиморфной складчатости, которые претерпели инверсию раньше общего замыкания геосинклинали. Они также характеризуются неглубоким залеганием основания мезозонд и располагаются, как правило, вблизи угловых выступов жестких массивов. Структуры со сходным режимом развития, вероятно, встречаются и в пределах Туостяхского антиклинория.

Следует подчеркнуть, что выделение самостоятельной рудной формации, которая объединяла бы месторождения переходного типа, вряд ли целесообразно, поскольку рамки подобной формации были бы весьма неопределенными.

2. Интересной особенностью размещения оловоносных площадей с наиболее перспективным оруденением является приуроченность последних к угловым выступам жестких массивов и главным образом — к сильно подробленным и переработанным участкам Колымо-Омолонского массива. Оловоносные площади на этих участках ограничиваются и контролируются глубинными разломами, располагающимися на продолжении крупных шовных структур, проходящих по границе массива и складчатой области. В мезозондах шовные зоны расщепляются на серию расходящихся в виде веера разломов.

У юго-восточного выступа Колымо-Омолонского массива такими ограничивающими структурами служат Балыгычано-Сугойский прогиб, располагающийся на продолжении шовной зоны, расчленяющей Колымскую и Омолонскую глыбы, и серия разломов на продолжении шва, контролирующего главный гранитный пояс Колымы. Эта серия разломов имеет вид расширяющегося к югу веера, расположенного между Аян-Уряхским антиклинорием и Буюндино-Балыгычанским районом

пологих дислокаций, которые до триаса представляли, по-видимому, единое раннегеосинклинальное обращенное поднятие. Позднее оно было расчленено разломами этой серии на несколько блоков, между которыми заложились позднегеосинклинальные прогибы. Интересно отметить, что южные окончания этих разломов контролируют также поперечные вулканические зоны Приохотья. Вероятно, в связи с формированием Охотско-Чукотского пояса произошла активизация этих разломов, по которым процессы вулканизма проникли вглубь мезозойд. У северо-западного выступа Колымо-Омолонского массива устанавливается сходная картина структурного контроля оловоносных зон. Здесь происходит сочленение двух систем разломов; одна из них располагается на продолжении Главного гранитного пояса, другая — на продолжении Северного гранитного пояса. Первая система разломов контролирует субмеридиональные «поперечные» оловоносные зоны (Депутатскую, Куйгинскую, Чокурдахскую); вторая — «поперечные» оловоносные зоны юго-западного направления (Эге-Хайскую, Терехтяхскую, Нельгехе-Дербекинскую). Разломы второй системы отчетливо затухают к юго-западу (в мезозойдах Верхоянского мегантиклинория).

Крупная оловоносная структура в пределах Яно-Колымской складчатой области — Тас-Кыстабытская зона, располагающаяся на юго-восточном окончании Эльги-Кулинского пояса пологих дислокаций. Тас-Кыстабытская зона параллельна границе Колымско-Омолонского массива и отделена от него Главным золотоносным поясом. В этой зоне наряду с месторождениями, типичными для касситерит-силикатной формации (Кюрбелях, Куранах-Сала, Барыллыэлах) широко распространены месторождения переходного типа. В целом для зоны характерны, с одной стороны, многосульфидные фации оруденения, тяготеющие к внешним частям зоны (со стороны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Охотского массива), с другой — малосульфидные фации, распространенные в той части пояса, которая примыкает к Главному золотоносному поясу Колымы.

Оловоносные площади, непосредственно примыкающие к Колымо-Омолонскому массиву, располагаются, как уже указывалось, вблизи его юго-восточного и северо-западного угловых выступов, а также в пределах горст-антиклинальных поднятий на юго-западной (Дарпирская, Курско-Эриктская, Чигагалахская, Полоусненская оловоносные зоны) и северной (оловоносные площади хребта Улахан-Сис) окраинах массива. Оруденение здесь часто имеет комплексный характер (Sn, W, Mo).

3. Очертания оловоносных площадей, их структурно-геологическая позиция и формационные особенности оруденения позволяют говорить о наличии региональной зональности оруденения, для которой характерны:

а) приуроченность оруденения касситерит-кварцевой формации к антиклинальным зонам и поднятиям с неглубоким залеганием основания мезозойд; касситерит-силикатной — к зонам глубинных разломов и позднегеосинклинальным — раннеорогенным прогибам; оруденения переходного типа — к районам пологих дислокаций и брахиморфной складчатости вблизи угловых выступов кратонных массивов, где основание мезозойд также находится на небольшой глубине. Интенсивность оловянного оруденения резко снижается на значительном отрезке Главного гранитного пояса, который располагается в пределах Иль-Яли-Дебинского синклинория (Главный золотоносный пояс Колымы) и пограничных горст-антиклинальных структурах, и напротив, наиболее интересное оловянное оруденение сосредоточено у угловых выступов кратонных массивов.

б) поясовая металлогеническая зональность, далеко не всегда устанавливаемая отчетливо. Она имеет место в юго-восточной части

Яно-Колымской складчатой области, где происходит смена металлогенических зон с преобладающим развитием оруденения определенных рудных формаций в следующей последовательности (по мере удаления от кратона): золото-кварцевая → **касситерит-кварцевая** с редкими золото-кварцевыми рудопроявлениями → касситерит-силикатная с переходными типами оруденения → оловянно-полиметаллическое и эпitherмальное золото-серебряное оруденение. В этом же направлении последовательно сменяются следующие структуры: Иньяли-Дебинский синклинорий — Аян-Уряхский антиклинорий — Эльги-Кулинская зона пологих дислокаций — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Сходная последовательность металлогенических зон устанавливается в Чукотской складчатой области. У угловых выступов кратонных блоков, где ведущая роль в размещении оловоносных зон принадлежит глубинным разломам, поясовая зональность устанавливается с трудом. Элементы ее можно наблюдать в смене характера оруденения по простиранию поперечных металлогенических зон.

в) отчетливое тяготение многосульфидных фаций оруденения, свойственных, как правило, касситерит-силикатной формации, к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и внешним частям Яно-Колымской складчатой области, Верхоянскому мегантиклинорию и Аллах-Юньскому пригеосинклинальному прогибу. Существенно сульфидные оловянные рудопроявления часто встречаются и в пределах срединных массивов.

По простиранию поперечных структур Приохотья по мере удаления от кратона и приближения к Охотско-Чукотскому поясу увеличивается «сульфидность» месторождений; в пределах пояса нередки риолитовые и существенно станининовые рудопроявления. В поперечных оловоносных зонах Восточной Якутии, для которых в целом типично оруденение касситерит-силикатной формации, по мере приближения к кратону появляются месторождения переходного типа, близкого к касситерит-кварцевой формации.

г) частое совмещение ареалов развития оруденения касситерит-кварцевой и золото-кварцевой формаций (Иультинский, Куэжвуньский, Пыркакайский, Приискатевский, Бутугычагский, Куларский рудные районы и узлы), хотя основные рудоносные зоны оловянного и золотого оруденения смещены по отношению друг к другу. В этих случаях появляются промежуточные типы минерализации, представленные золотоносными малосульфидными кварцевыми жилами с молибденитом, шеелитом, вольфрамитом, касситеритом. В собственно золотоносных жилах присутствует молибденит и шеелит, в оловоносных — вольфрамит. Присутствие золота устанавливается и в месторождениях касситерит-силикатной формации, но в этих случаях оно имеет более низкотемпературный характер и часто является примесью в сульфидах; обычно наряду с золотом в этих месторождениях отмечаются Co , Ni , V .

д) наличие обширной вольфрамоносной металлогенической зоны у северного выступа Охотского массива, к которой на юго-востоке причленяется Тас-Кыстабытская оловоносная зона и Главный золотоносный пояс, а на северо-западе — оловоносные площади Восточной Якутии. Влияние вольфрамоносной зоны отчетливо прослеживается в прилегающих металлогенических зонах и выражается в присутствии вольфрамита и шеелита в оловянных и золотых месторождениях.

4. Сочетание перечисленных элементов зональности, имеющих разный порядок и обусловленных различными факторами, создает весьма сложную общую картину зональности. Решающее влияние при этом оказывали структурно-геологические и магматические факторы, проявившиеся в причинной взаимосвязи. Структурно-геологическая обстановка в значительной мере определяла особенности становления магматических комплексов и сопутствующих рудных процессов. Особенно на-

глядно это можно видеть на примере интрузивного магматизма «колымского» типа, условия становления которого (и, естественно, фации) сменялись в различной структурно-геологической обстановке. Как следствие этого, сменялся и характер сопутствующей металлогении то существенно золотой, то оловянной (касситерит-кварцевой формации).

Отмеченные черты региональной зональности присущи металлогении мезозойских складчатых областей Северо-Востока и недостаточно ясны для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Однако, несомненно, что гидротермальные процессы, сопряженные с магматизмом пояса, не играли той универсальной роли в металлогении олова Северо-Востока, которая им часто приписывается в настоящее время.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БОРА И ОЛОВА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

С. М. Александров

(ГЕОХИ)

В металлогении северо-западной и северо-восточной частей Тихоокеанского рудного пояса и бор, и олово являются ведущими элементами; их геохимическая судьба непосредственно связана в эндогенных процессах, но весьма различна в зоне гипергенеза. Аспекты причинности и последовательность проявления различных типов оловянного и борного оруденения служат предметом рассмотрения на примере бор-оловянных месторождений северо-востока СССР и отчасти олова Аляска (США). Проведенные исследования позволяют детализировать особенности геохимии бора и олова в процессах формирования скарновых месторождений, основы геологии которых в Тихоокеанском рудном поясе заложены в работах С. С. Смирнова, Е. А. Радкевич и других исследователей.

Несомненный интерес представляет приуроченность рассматриваемых месторождений к экзоскарновым породам, генетически связанным с внедрением гранитоидов мелового возраста, а также возможность проследить эволюционную зависимость разных типов боратного и оловянного оруденения на разных этапах эндогенного минералообразования.

В период образования магнезиальных скарнов магматической стадии не происходит концентраций олова, которое фиксируется лишь в темноцветных минералах гранитоидов в виде изоморфной примеси; аналогично фиксируется и бор, но лишь в составе плагиоклазов средней основности, главным образом в приконтактных зонах плутона. Причина этого заключается в особенностях химического состава породообразующих минералов.

Формирование боратного оруденения совпадает с процессами постмагматического преобразования магнезиальных скарнов. Состав новообразованных минералов и их генетические взаимоотношения с высокотемпературными боратами (суанитом, котицитом и людвигитом) свидетельствуют об отложении их под воздействием щелочных фторсодержащих растворов, что подтверждено и экспериментальными дан-

ными моделирования процессов образования магнезиальных и магнезиально-железистых боратов.

На этом этапе не наблюдается возникновения собственных оловянных минералов, но, как установлено при помощи метода ГР-спектроскопии, олово в четырехвалентном состоянии входит в состав магнезиально-железистых боратов серии людвигита — вонсенита. Характерно преимущественное вхождение олова в наиболее высокотемпературные разности боратов собственно людвигитового состава в количествах до 1,65%. Отсутствие химического сдвига у оловосодержащего людвигита или его небольшая и постоянная величина у гулсита позволяют применить установку МАК-1 для массового экспресс-анализа боратов на содержание олова. К тому же установленная зависимость состава магнезиально-железистых боратов и сосуществующих с ними легко диагностируемых породообразующих минералов помогает проводить отбор потенциально наиболее оловоносных людвигитовых руд.

Процессы скарнообразования как при формировании известковых скарнов, так и при известково-скарновых наложениях на ранее сформированные магнезиальные скарны с боратым оруденением, создают предпосылки либо для распределения олова в породообразующих минералах, либо для образования станноборатов (гулсита, норденшельдита), либо для отложения касситеритовой минерализации в специфических минеральных ассоциациях.

На заключительных стадиях пострудного минералообразования отлагаются сульфиды олова и проявляются процессы перераспределения изоморфного олова, заключенного в составе боратов.

В условиях зоны гипергенеза единственным устойчивым минералом является касситерит. Иные минеральные формы олова оказываются неустойчивыми, и при их разложении олово либо распыляется, либо дает начало образованию варламовита или деревянистого олова. Бор в этих условиях мигрирует за пределы рудных залежей, лишь частично фиксируясь в новообразованных вторичных боратах или в виде сорбированной примеси в гидроокислах железа.



ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

С. И. Гурвич, В. Б. Терентьев, Б. А. Кулешов, Ф. Э. Стружков

(ВИМС, СВГУ)

Центральная Чукотка характеризуется широким развитием оловянного оруденения различных генетических типов, связанного с разновозрастными позднемезозойскими гранитоидами. В настоящее время в пределах Чукотской складчатой области выделяют две крупные фазы гранитоидного магматизма, проявившиеся в меловую эпоху. В раннюю фазу формировались гранитоиды повышенной основности; в позднюю преимущественно развивались гранитоиды повышенной кислотности и щелочности. Эти гранитоиды некоторые исследователи (Милов, Соколов, 1968) объединяют в следующие три формации: субабиссальную диорит-гранодиорит-гранитную, гипабиссальную гранит-лейкогранитную и субвулканическую гранодиорит-гранитную.

Наибольшим развитием пользуются граниты и гранодиориты первой из вышеуказанных формаций; они слагают преобладающие площади массивов. Интрузивы занимают как согласное, так и секущее положение в складчатых структурах мезозойд. По геологическим наблюдениям и данным абсолютного возраста (120—100 млн. лет), время внедрения гранитоидов отвечает второй половине нижнего мела.

Гранитоиды формации гранитов и лейкогранитов менее распространены и слагают штоки, трещинные тела и дайки. По времени становления они моложе гранитоидов первой формации и, по данным абсолютного возраста, соответствуют позднему мелу (90—70 млн. лет).

Для формации субвулканических гранитоидов свойственны мелкие тела и штоки, залегающие как среди терригенных отложений геосинклинального комплекса, так и среди меловых вулканогенных образований. Возраст субвулканических гранитоидов в пределах региона — апт-альбский. Как с раннемеловым, так и с позднемеловым интрузивным магматизмом связано образование многочисленных даек различного состава.

Позднемезозойские гранитоидные формации по своему положению в складчатых структурах мезозойд, петрохимическим и металлогеническим особенностям и абсолютному возрасту подтверждают представления ряда исследователей (Драбкин, Лугов, Макеев и др., 1969) о проявлении на Северо-Востоке, в частности на Чукотке, разновозрастного рудоносного магматизма, характеризующегося специфическими чертами сопутствующего ему оловянного оруденения.

На территории Центральной Чукотки нами выделяются следующие оловорудные формации: оловоносных гранитов, оловоносных пегматитов, касситерито-кварцевая, касситерито-силикатная и касситерито-сульфидная.

С оловоносными комплексами диорит-гранодиорит-гранитов (вторая половина нижнего мела) связано оловянное оруденение (оловоносные граниты, проявления пегматитовой и касситерито-кварцевой формаций, часто ассоциирующее с золотом (рудные узлы Пыркакайский, Тамнеквуньский и др.). С верхнемеловыми рудоносными гранитоидами формации гранит-лейкогранитов генетически и пространственно связано оруденение касситерит-силикатной формации с широким развитием турмалинового и хлоритового типов с переменным количеством сульфидов (рудные узлы Певекский, Куйвиеем-Гыргычанский, Куветский и др.). К формации субвулканических гранитоидов, пространственно и, по-видимому, генетически связанных с вулканитами Охотско-Чукотского пояса, преимущественно приурочены месторождения касситерит-сульфидной формации, а также высокожелезистые типы касситерит-силикатной формации (Лево-Пегтымельский рудный узел и другие).

Изучение этих закономерностей, наряду с другими геологическими факторами, может служить научной основой при прогнозе и оценке перспектив оловоносных объектов.

В заключение следует отметить, что на Северо-Востоке СССР, в частности на Чукотке, намечается соответствие различных типов оруденения и характера разновозрастного магматизма.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЛЕВОПЕГТЫМЕЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА

В. Ф. Ефимов

(ВИМС)

1. Левопегтымельский рудный узел находится в восточной части Паляваамского синклинория на стыке мезозойских структур с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Он расположен в пределах металлогенической зоны с преимущественным развитием оловянного оруденения касситерит-силикатной формации, которая протягивается в северо-западном направлении от зал. Креста до восточного побережья Чаунской губы, вблизи вулканитов Охотско-Чукотского пояса, что в значительной мере определяет специфичность вещественного состава рудных тел в его пределах.

3. Все рудопроявления Левопегтымельского узла локализируются в песчано-сланцевых породах карнийского яруса и приурочены к пересечению двух зон глубинных разломов: Пыркайского — северо-восточного простирания и Пегтымельского — субширотного. Здесь имеется поле метаморфизованных пород, что позволяет предполагать наличие нескрытого гранитоидного массива, относящегося к оловоносным интрузиям позднемелового комплекса, типичным для этой металлогенической зоны. К ним, как правило, тяготеют оловянные рудопроявления касситерит-силикатной формации. На западе и юге рассматриваемой территории терригенные отложения карнийского яруса перекрыты кислыми эффузивами алькаквуньской свиты, а с востока рудный узел ограничен системой даек гранодиорит-порфиров субмеридионального простирания, которые близки по составу и облику к гранодиорит-порфирам Умкрынетского и Скрепкинского субвулканических массивов. Эти массивы, расположенные к юго-западу от узла, по мнению многих исследователей, являются интрузивными аналогами эффузивов алькаквуньской свиты. Таким образом, оруденение Левопегтымельского рудного узла пространственно тесно ассоциирует с вулканитами Охотско-Чукотского пояса, что наложило отпечаток на характер его рудопроявлений.

3. На территории рассматриваемого узла установлены три основных типа рудных тел, несущих оловянную минерализацию.

Первый тип наиболее широко распространен в районе, но не дает значительных промышленных скоплений касситерита. Это кварцевые жилы северо-восточного простирания с редкой минерализацией касситерита, пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита и гематита. Из нерудных минералов здесь в небольших количествах присутствуют: турмалин, топаз, биотит, серицит, альбит и хлорит. Касситерит игольчатый (иногда длиннопризматический) имеет темный цвет и характеризуется наиболее бедным содержанием элементов-примесей.

Второй тип встречен на ограниченной площади, но представляет большой практический интерес, поскольку дает крупные скопления касситерита. Это маломощные (до 20 см) жилы, состоящие из кварца, серицита, хлорита, биотита, диккита и равномерно распределенного касситерита, содержание которого достигает 10%. Руды этого типа обогащены Mn, Co, Ti, W, V, Ga, In. Касситерит, как правило, бурый, крупнокристаллический (5—10 мм), характеризуется изометричными формами, малыми содержаниями Ta и Nb и несколько повышенными содержаниями In и Sc.

Третий тип рудных тел имеет наиболее важное значение. Это зоны (мощностью 0,2—1 м) сильно брекчированных и ожелезненных пород,

которые приурочены к более крупным (мощностью 100—300 м) зонам пропилитизации субширотного простирания. Для руд этого типа характерны сплошные агрегаты мелких кристаллов касситерита, наряду с которыми присутствуют пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, обычно сильно окисленные. Иногда встречается пиролюзит. Во многих пробах из рудных тел этого типа содержание олова превышает 20%. Минерализованные зоны обогащены Ag, Zn, Pb, Cu, Bi, As.

Кроме отмеченных рудных тел, имеются субмеридиональные жилы сахаровидного кварца с арсенопиритом и повышенным содержанием Ag, которые секут кварцевые жилы первого и второго типа и более характерны для областей развития эффузивных пород.

4. Оловянные рудопроявления Левопегтымельского узла формировались в два этапа минерализации. В первый, связанный, по-видимому, с гидротермальной деятельностью не вскрытой интрузии, кристаллизовалась основная масса касситерита; во второй, связанный, очевидно, с вулканизмом, отлагалась основная масса сульфидов. В первый этап в основном формировались жилы первого и второго типа, во второй — кварцевые жилы с арсенопиритом. В минерализованных зонах достаточно полно проявлены продукты обоих этапов гидротермальной деятельности. Второй этап минерализации является наложенным и не играет важной роли в процессе образования собственно оловянных месторождений. Минеральные ассоциации, образованные в первый (рудный) этап, и последовательность их отложения характерны для касситерит-силикатной формации. В связи с этим рудопроявления Левопегтымельского узла не следует относить к касситерит-кварц-сульфидной формации, как это делают многие исследователи. Для продуктов второго этапа минерализации свойственны повышенные содержания Ag и наличие пиролюзита; в этот же этап происходит пропилитизация вмещающих пород. Все эти черты присущи золотоносным районам.

5. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют говорить о перспективности этого нового оловоносного района. Однако следует иметь в виду, что изученность района до сих пор недостаточна. В большинстве случаев руды подвергнуты интенсивным процессам гипергенеза, а немногочисленные слабоокисленные руды встречены только в приподнятом блоке. Современным эрозионным срезом вскрыты только верхние части рудных тел, что, несомненно, расширяет перспективы оруденения на глубину. Поскольку в районе Левопегтымельского рудного узла проявлены два этапа гидротермальной деятельности, его металлогении присущи черты, характерные как для области развития мезозонд, так и для вулканогенного пояса, что представляет практический и научный интерес.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРСПЕКТИВАХ ОЛОВОНОСНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Т. В. Тарасенко, А. И. Поздеев, А. Б. Исаков, Б. М. Михайлов

(Камч. ГУ)

1. На севере Камчатской области в последние годы выявлены многочисленные проявления олова сульфидно-касситеритовой формации, объединяемые в Западно-Корякский оловоносный район (Поздеев, 1969). На юго-западном фланге района (Айнаветкинское рудное поле) оловянная минерализация связана с гидротермальной деятельностью заключительных этапов позднепалеогенового магматизма. Проявления олова располагаются среди верхнемеловых терригенных отложений (тавенская свита), с угловым несогласием перекрывающихся палеогеновыми вулканитами (велолныкская свита) преимущественно кислого состава. В эффузивах также устанавливаются минерализованные оловом зоны гидротермально измененных пород. Широко развиты комагматичные эффузивам гранитоиды малых трещинных интрузий и даек.

2. Геолого-поисковыми работами 1970 г. в 25 км юго-западнее Айнаветкинского рудного поля выявлены новые коренные рудопроявления, повышающие перспективы данного района в отношении оловоносности.

3. На участке рудопроявлений сложнодислоцированные терригенные отложения прорваны тремя штокообразными телами (до 0,2 кв. км) гранодиоритов. Широко развиты дайки гранит-порфиров, плагiogранит-порфиров, липаритов, измененных до пород типа вторичных кварцитов. Преимущественное простирание даек субмеридиональное, в меньшей степени — запад-северо-западное. К местам их пересечения приурочены выявленные проявления олова.

4. Основными рудовмещающими структурами являются крутые зоны брекчирования и дробления пород; их направление соответствует простиранию пород дайкового комплекса. Рудные тела представлены лимонитизированными кварцевыми брекчиями с хлоритом, часто приурочены к зальбандам даек, иногда контролируются кварцевыми жилами с невыдержанной мощностью.

Вблизи поверхности руды интенсивно окислены и имеют существенно лимонитовый и кварц-лимонитовый состав. Околорудные изменения выражены в окварцевании и серицитизации, а в отдельных случаях — в интенсивной хлоритизации пород.

5. Руды обладают в основном брекчиевой и прожилковой текстурой. В их составе главную роль играют пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, касситерит. К числу второстепенных относятся: шеелит, борнит, магнетит и черный марганцовистый минерал в дендритовидных выделениях. Из нерудных минералов, помимо кварца, присутствуют хлорит, серицит, карбонаты. Содержание олова в бороздовых и штучных пробах, определенные экспресс-методом (установка «Мин-3») и подтвержденные химическими анализами, достигают нескольких процентов.

6. Расширение фронта поисково-разведочных работ в пределах Западно-Корякского оловоносного района для обнаружения рудных тел как среди верхнемеловых терригенных отложений, так и в эффузивах велолныкской свиты, позволит в ближайшее время значительно повысить перспективы оловоносности юго-западной части Корякского нагорья и приведет к открытию промышленных месторождений олова.

В. В. Онихимовский

(ДВТГУ)

1. Приамурский регион является характерным звеном Тихоокеанского рудного пояса. Его основные рудоносные структуры сформировались в результате верхнемезозойских тектонических напряжений. Вместе с тем в Приамурье известны оловорудные проявления докембрийского, палеозойского и третичного возраста.

2. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей показывает, что в ходе геологического развития Приамурья происходило последовательное разрастание платформ.

В процессе анализа структур установлено, что мощные излияния эффузивов, главная масса интрузий и тесно ассоциирующие с ними рудопроявления расположены в областях сочленения антиклинориев и прогибов, а также антиклинориев и синклинориев и приурочены к пограничным зонам между древними и молодыми структурными зонами.

3. Металлогения олова, а также других цветных и редких металлов в основном определяется наличием разновозрастных гранитоидов. Последние подразделяются на докембрийские, раннепалеозойские, позднепалеозойские, раннемеловые, позднемеловые и палеогеновые.

По мере омоложения возраста гранитоидов сокращаются размеры массивов, усложняется их состав, и на смену кислых гранитоидов докембрия и палеозоя приходят гранитоиды повышенной основности, нередко с признаками гибридизма. Пространственно на территории Приамурья эти изменения происходят в направлении с севера на юг и с запада на восток, т. е. в соответствии с размещением разновозрастных складчатых зон.

4. Районы оловянного оруденения укладываются в определенные линейные субпояса: Верхне-Амурский, Хингано-Охотский и Сихотэ-Алинский. Все они представляют собой звенья Тихоокеанского рудного пояса.

В пределах субпоясов важная роль принадлежит полям мезозойских вулканогенных пород, прорванных гранитоидами.

5. По представлению автора, расположение гранитоидов, эндогенных рудных проявлений и оловоносных субпоясов определяется глубинным строением земной коры. По данным гравиметрической карты, в пределах восточной части Хабаровского края четко выделяется ряд аномалий Буге. От побережья к западу им присваиваются следующие наименования: Прибрежная — положительная, Амгунь-Сихотэ-Алинская — отрицательная, Уссури-Тугурская — положительная и Баджал-Ям-Алинская — отрицательная. Все аномалии вытянуты в субмеридиональном направлении и три первых продолжаются на юг в Приморский край.

Дальнейшая интерпретация этих данных позволяет усматривать во всех отрицательных аномалиях наличие на глубине весьма крупных плутонов, близких по составу гранитоидам.

При этом четко устанавливается связь месторождений и проявлений эндогенного типа и в том числе олова, вольфрама, молибдена и подавляющего количества сурьмы и ртути с региональными минимумами силы тяжести. Это обстоятельство ставит под сомнение и правомерность концепции о генетической связи руд упомянутых металлов с так называемыми «малыми интрузиями».

6. Наличие разновозрастных и разнотипных интрузий, располо-

женных в различных структурно-тектонических зонах, определило разнообразие генетических типов оловянных проявлений.

В соответствии с классификацией С. С. Смирнова, на территории Приамурья установлены все формации и типы оловянных месторождений.

7. Известные в Приамурье оловянные проявления пегматитовой формации не имеют самостоятельного промышленного значения, но служат источником формирования россыпей касситерита.

8. Грейзены генетически связаны с гранитоидами докембрийского, палеозойского и мезозойского возраста. Обычно они залегают непосредственно в апикальной части массивов материнских гранитоидов вблизи их контакта с вмещающими породами.

В тесной пространственной и генетической связи с грейзенами находятся оловоносные кварцевые жилы и прожилки с грейзенизированными зальбандами, а также пегматиты, кварцево-полевошпатовые и кварцево-топазовые жилы.

Среди грейзенов различаются существенно слюдяные, турмалиновые и смешанные разновидности.

Турмалиновые грейзены залегают не только в кислых гранитах, но также в гранитоидах повышенной основности и даже в диоритах.

Пока промышленных месторождений грейзенового типа в Приамурье не установлено, хотя предпосылки к этому имеются, особенно в Баджалском районе.

В результате разрушения грейзенов и освобождения касситерита и вольфрамита происходит пополнение россыпей этими минералами (россыпи рек Иппаты, Серегекты, Мерек и т. д.).

9. Более широкое распространение имеют месторождения и проявления кварцевого типа. Они известны почти во всех оловорудных районах Приамурья, но особенно развиты в Хингано-Охотском рудном субпоясе, где тесно связаны с нормальными гранитами раннемелового и позднемелового возраста.

Формирование месторождений происходило стадийно, и после отложения кварца с касситеритом и вольфрамитом часто проявляется отложение сульфидов.

Местами их количество резко возрастает, и тогда рудные тела приобретают черты перехода к проявлениям касситеритово-сульфидной формации. Ярким примером является Таломинское олово-вольфрамышьяковое месторождение.

Промышленная ценность месторождений этого типа невелика, хотя в благоприятных условиях могут быть сформированы мощные прожилково-штокверковые зоны, а также промышленные россыпи.

10. Оловянные проявления скарнового типа пока установлены только в пределах Хингано-Охотского рудного субпояса. Там они связаны с контактными зонами среднепалеозойских или позднемеловых гранитоидов в толщах верхнепротерозойского или девонского возраста. К этому типу относятся месторождения Канхойские, проявления в басс. р. Помпеевки, р. Керби по притоку р. Лучи, месторождение Болторо.

На всех проявлениях скарнового типа отмечается наложенный характер рудной минерализации.

11. Важное практическое значение имеют месторождения хлоритово-сульфидного типа. На их долю приходится 4,1% балансовых запасов олова.

Месторождения и проявления этого типа находятся в пределах Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского субпоясов.

Как правило, оловорудные зоны этого типа связаны с позднемеловыми гранитоидами, формировались после серии дайковых пород

и залегают в эффузивах, терригенных отложениях или прорывающих их гранитоидах, но не далее, чем в 1 км от последних.

К характерным особенностям месторождений хлоритово-сульфидного типа относятся стадийность проявления гидротермального процесса, зональность отложения вещества и телескопическое наложение минералов поздних стадий на более ранние.

12. Наиболее важными, в промышленном отношении, являются месторождения турмалиново-сульфидного типа. На их долю приходится большая часть запасов олова Приамурья.

Оловянное оруденение описываемого типа связано со среднепалеозойскими, мезозойскими и, по-видимому, палеогеновыми гранитоидами и располагается в обоих субпооясах. Гранитоиды сопровождаются серией дайковых пород от кислого до основного состава (до диабазов, габбро-диоритов). Важной особенностью расположения интрузивных пород мезозойского и третичного возраста является их тесная пространственная связь с полями эффузивов типа кварцевых порфиров, дацитов и порфиритов.

Наиболее широко месторождения турмалиново-сульфидного типа проявлены в Комсомольском районе. Там формирование послесенонских оловоносных интрузий происходило в сравнительно спокойной субплатформенной обстановке. Закартированные массивы представляют собой апикальные гибридные части крупного гранитного плутона.

Месторождения этого района отличаются крупными размерами и представляют собой минерализованные зоны дробления. В процессе их образования и связанных с ними оловорудных месторождений проявлено несколько стадий рудного процесса. Часто проявляется телескопированность отложения вещества с нередким наложением на ранние метасоматиты минералов более поздних стадий.

Почти для всех оловорудных зон района доказано наличие сравнительно четко выраженной горизонтальной и вертикальной зональности. Как правило, сульфиды и особенно медные руды в промышленных масштабах, концентрируются на верхних горизонтах зон.

13. В Приамурье пока не выявлено крупных месторождений и проявлений олово-полиметаллического типа. Небольшие рудные тела этого типа установлены на М. Хингане (В. Биджанское месторождение), в области хр. Баджалского, в басс. р. Керби (месторождение Олень), в истоках системы р. Ниман (Анкачинское рудопроявление), на северном Сихотэ-Алине (Удоминское и другие месторождения).

Проявления олово-полиметаллического типа по геологическим условиям весьма близки к турмалиново-сульфидному.

Рудные тела формировались после дайковой серии пород и характеризуются жильной формой при значительной роли кварца. При этом везде касситерит предшествовал выпадению сульфидов, позже которых отлагались карбонаты.

14. Единственным изученным представителем риолитовой формации является Джалиндинское месторождение на Малом Хингане.

Месторождение залегает в меловых кварцевых порфирах и их туфах. Вблизи него имеются мелкие тела гранит-порфиров и дайки порфиритов. Минерализованная зона сложена окварцованными, серицитизированными и каолинизированными вулканитами с линзами халцедоновидного кварца, к которому приурочены гнезда и линзы деревянистого олова. В виде незначительной примеси встречаются топаз, пирит, арсенопирит, галенит, шеелит, базовисмутит, самородный висмут, гематит и церуссит. В деревянистом олове содержится индий.

15. При благоприятной геоморфологической обстановке в Приамурье формируются россыпи путем разрушения оловорудных тел с крупными размерами зерен и агрегатов касситерита. Наилучшие ус-

ловия создаются при дезинтеграции материала под влиянием теплого и влажного климата в миоцене или физических агентов ледниковых эпох.

Дальнейшие поиски россыпей следует направлять в места прожилково-штокверковой оловянной минерализации.

16. По мере омоложения возраста интрузий гранитоидов происходит увеличение количества типов оловорудных проявлений и все большее усложнение состава оловоносных зон, которые формируются после проявления дайковой серии пород.

Вместе с тем бытующее представление о связи определенных типов оловянных проявлений только с гранитоидами того или иного возраста, по мнению автора, не применимо к послекембрийскому магматизму.

17. Спектральные анализы касситеритов с месторождений различных генетических типов Приморья и Приамурья позволяют по элементам-примесям предопределять генетический тип оловорудных проявлений.

18. Условия формирования месторождений касситеритово-сульфидной формации, аналогичные Комсомольскому району, имели место в районах Малого Хингала, северо-востока СССР и Центральной Бolivии.

Все названные районы объединяют следующие признаки: принадлежность к Тихоокеанскому рудному поясу, расположение в субплатформенных структурах, проявление послескладчатых разрывных нарушений, наличие эффузивов кислого и среднего состава, а также гранитоидов повышенной основности верхнемелового или третичного (Болivia) возраста и связь с ними близповерхностных месторождений преимущественно турмалиново-сульфидного типа.

Во всех районах сформировались месторождения весьма близкого состава с проявлением однотипных стадий гидротермального процесса, сопоставимых со стадиями рудных зон Комсомольского района.

Первопричину таких явлений следует искать в магматических очагах или крупных интрузиях.

19. По представлению автора, так называемые «малые интрузии» не могут определять значительных разрывных структур, мощных зон гидротермальных пород и отложения крупных масс рудного вещества.

20. На основании приведенных данных подлежат пересмотру взгляды ряда геологов о том, что с поздними и конечными этапами развития подвижных поясов земной коры (геосинклиналей) связаны только «малые интрузии». Батолиты, по их мнению, формируются в средние этапы развития складчатых движений. Подобные представления нуждаются в коррективах, поскольку крупные плутоны гранитоидов развиты в субплатформенных структурах Комсомольского района, Северо-Востока СССР, Боливийских Анд и в ряде других районов.

21. В результате сопоставления стадий формирования оловорудных зон Комсомольского района со стадиями образования формации вторичных кварцитов устанавливается общность в развитии соответствующих гидротермальных процессов и их прерывистый характер.

В результате приведенного сопоставления представляется возможным находить время и место в цепи рудного процесса и для отдельных гидротермальных жильных проявлений.

Намеченная связь позволяет путем прослеживания и анализа зон от аргиллизитов и пропицитов до вторичных кварцитов не только обнаруживать руды, но и обосновывать прогнозы в отношении оруденения на глубину.

22. Автором разработаны критерии локализации оловянных месторождений касситеритово-сульфидной формации, поисковые признаки, методика поисков и разведки.

23. Исходя из состояния сырьевой базы оловодобывающей промышленности СССР и используя разработанные критерии поисков месторождений, автор рекомендует расширить геологоразведочные работы как в известных районах, так и для выявления новых.

В число новых районов для поисков оловорудных месторождений выдвигаются (в порядке очередности): Тумнин-Яйский, Тыльско-Торомский, Деп-Гаринский и Джугджурский.

24. В целях ускорения и удешевления производства поисков, на первом этапе рекомендуется производить только шлиховое и донное опробование, а также аэроспектрометрию для последующего картирования в масштабе 1 : 50 000 локализованных оловоносных площадей.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛОВА (НА ПРИМЕРЕ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ)

А. Ф. Болотников, Н. С. Кравченко

(ДВИМС)

Оловорудные районы Приамурья, расположенные во внешней части Тихоокеанского пояса, имеют ряд общих металлогенических особенностей. Это находит отражение в широком развитии близких формационных типов минерализации с преобладанием месторождений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Промышленное значение месторождений того или иного формационного типа в разных оловорудных районах неодинаково. Главными причинами, определяющими формационный тип и масштабы оруденения, являются специфика геологической истории района или отдельного блока в его пределах и петрогеохимические особенности магматизма. Поэтому прогнозирование месторождений олова должно осуществляться на основе сравнительного геолого-структурного анализа территорий, изучения магматических формаций с целью определения их продуктивности, а также выявления условий локализации оруденения.

Геолого-структурный анализ оловорудных районов показывает, что они имеют блоковое строение с определенной для каждого блока металлоносностью. Так, в Северо-Сихотэ-Алинском районе месторождения олова касситерит-силикатной формации преимущественно приурочены к блокам с интенсивным проявлением магматизма в эффузивной и интрузивной форме. В этих блоках легко устанавливается связь оруденения с гранитоидами. В пределах блоков, сложенных терригенными осадками, размещены месторождения касситерит-сульфидной формации, которые не обнаруживают связей с изверженными породами.

В районах, представляющих собой наложенные внутриматериковые вулканические зоны (Баджальский, Хинганский), наиболее важная в промышленном отношении минерализация касситерит-силикатной формации локализована в блоках, испытавших поднятие, синхронное с внедрением субвулканических и гипабиссальных тел гранитоидного состава. Вулкано-тектонические депрессии, опускание которых связано с извержением игнимбритов, не сопровождаются оруденением.

Следовательно, при металлогеническом анализе оловорудных рай-

онов необходимый этап исследований — выделение блоков и сравнительное изучение истории их развития. Выполнение этих работ дает возможность классифицировать территории по степени их перспективности и наметить пути их дальнейшего изучения для целей прогнозирования.

В пределах блоков с интенсивным проявлением магматизма прогнозирование месторождений должно опираться на исследование петролого-геохимических особенностей изверженных пород. При этом решаются следующие задачи: 1) выделение продуктивных оловоносных магматических формаций; 2) выявление в составе продуктивной формации геохимически специализированных на олово интрузивов.

Главным элементом решения первой задачи является определение формационной принадлежности магматических образований, так как в смежных структурных блоках возможно проявление разновозрастных гетерогенных магматических серий, производные которых могут обладать большим сходством, но различной металлоносностью. Определение формационной принадлежности интрузивов производится по комплексу признаков, позволяющих установить их генетическую общность.

На продуктивность магматической формации указывают следующие признаки: 1) повышенное содержание калия в преобладающих по объему петрографических разностях; 2) высокое фоновое содержание олова; 3) увеличение концентрации калия, летучих компонентов и олова в поздних дифференциатах; 4) присутствие акцессорного касситерита.

Породы оловоносной формации обычно распространены на значительных площадях. Для конкретизации прогноза необходимо более детально изучить петролого-геохимические особенности гранитоидов отдельных этапов становления формации и выявить продуктивные фазы. Такое изучение позволит решить другую задачу — разбраковать интрузивы на потенциально рудоносные и нерудоносные. Для потенциально рудоносных интрузивов характерны: 1) полимодальное распределение концентраций олова и ряда других редких элементов; 2) высокое значение дисперсий содержания олова, коэффициентов вариации и величины энтропии; 3) изменение концентраций олова и ряда других элементов в вертикальном сечении интрузивного тела; 4) возрастание содержания олова в биотитах из пород более высоких гипсометрических уровней интрузива.

Наряду с качественным определением рудоносности интрузива важно произвести и ее количественную оценку путем учета масштабов выноса редких элементов в процессе кристаллизации, так как вероятность крупных скоплений руды тем выше, чем больше масса вынесенного элемента. Если допустить, что кристаллизация — регулярный процесс, то степень обогащения и масса редкого элемента в остаточном флюиде определяется величиной константы распределения Бергло-Юнгфлейша-Нернста. Разница между первичным содержанием элемента в расплаве и наблюдаемым в закристаллизовавшейся породе тем значительнее, чем большее количество этого элемента сконцентрировано в остаточном флюиде. Считая последний источником рудообразующих растворов, нетрудно видеть, что перспективы металлоносности интрузива прямо пропорциональны величине $\Delta X = X_r - X_t$, где X_r — начальная концентрация элемента в расплаве, X_t — реально наблюдаемая концентрация элемента в породе.

Константа распределения, а значит и первичные концентрации олова в расплаве могут быть вычислены по параметрам распределения его концентраций в породе. Сравнение их с реально наблюдаемыми содержаниями показывает, что величина Δx в оловоносных гранитоидах в 25—30 раз больше, чем в неоловоносных. В прямой зависимости

от Δx находятся суммарные запасы олова в месторождениях, ассоциирующихся с интрузивами.

Выявление потенциально оловоносных интрузивов позволяет сосредоточить прогнозно-оценочные работы в их ореоле в пределах структур, благоприятных для локализации оруденения. Как правило, эти структуры оказываются магмоконтролирующими и легко фиксируются путем изучения закономерностей размещения вулканических аппаратов, дайковых поясов, полей метасоматитов.

Прогнозирование типа минерализации производится на основе изучения минералого-геохимических особенностей гидротермально измененных пород. Среди последних устанавливаются те фации, образование которых сопровождается наибольшим накоплением олова. Эти фации метасоматитов наиболее перспективны и прямо указывают на возможность обнаружения минерализации определенного формационного типа.

Проведение подобного комплекса исследований позволяет выявить оруденение, выходящее на поверхность, и наметить площади для постановки детальных поисков скрытого оруденения. Оценка и разбраковка найденных объектов должна строиться с учетом количественных закономерностей геохимической и минералогической зональности рудоотложения, установленных на хорошо изученных месторождениях сходного типа.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХИНГАНО-БАДЖАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

**Н. В. Огнянов, Ю. И. Бакулин, В. Я. Асманов, В. Я. Беспалов,
В. А. Кравцов**

(ДВТГУ)

1. Оловоносная площадь хребтов Баджала и Мяо-Чана приурочена к северо-восточной части Хингано-Баджальской вулканической зоны — наложенной структуры, сформированной в период позднемеловой тектоно-магматической активизации. Складчатое основание вулканической зоны сложено позднепалеозойскими геосинклинальными отложениями терригенной и кремнисто-диабазовой формаций, пространственно обособляющимися в виде крупного блока, который обрамляется мезозойскими (триас-юрскими) существенно флишоидными осадками. Пологоскладчатый вулканогенный чехол зоны представлен вулканитами кислого и среднего состава, с которыми тесно ассоциируют комагматичные им субвулканические и интрузивные образования. По времени становления, петрохимическим особенностям и характеру связанной с ними рудной минерализации среди магматических пород выделяются два позднемеловых вулcano-плутонических комплексов: ранний — риолитовый и поздний — андезитовый.

2. В размещении оловянного оруденения важная роль принадлежит глубинным разломам, заложенным еще в ранние этапы геосинклинального развития, когда они оказывали существенное влияние на распределение продуктов подводного вулканизма, контролировали площади распространения флишоидных осадков. Но решающее значение в ис-

тории геологического развития района они имели в период позднемеловой активизации.

3. Одним из наиболее крупных разломов, ограничивающих распространение оловянного оруденения района на северо-востоке, является Комсомольский разлом северо-западного простирания. Он, очевидно, представляет собой фрагмент весьма протяженной глубинной структуры, прослеживающейся от Забайкалья до побережья Татарского пролива. Западный наиболее крупный отрезок ее получил в литературе название Южно-Тукурингского разлома, восточный — Хунгарийского.

Южно-Тукурингско-Хунгарийский глубинный разлом ограничивает не только рассматриваемую оловоносную площадь. Он почти на всем протяжении разделяет крупные блоки земной коры с различным металлогеническим профилем. К югу от этой своеобразной «демаркационной» линии ведущим является оловянное, а к северу — золотое оруденение.

Из других глубинных разломов, в основном внутрикоровых, отчетливо проявлена система северо-восточных разломов, период максимальной активизации которых соответствовал времени становления риолитового вулканоплутонического комплекса. Из разломов этой системы через весь рудный район прослеживаются Дуссе-Алинский, Баджалский, Мяо-Чанский (Курский) и Джаки-Унахтинский.

Не менее четко проявлена также система широтных разломов, максимальная активизация которых происходила в период становления андезитового вулканоплутонического комплекса.

4. Оловорудная минерализация в структурно-металлогенических зонах имеет узловое распределение. Рудные узлы и оловоносные поля приурочены к участкам пересечения северо-восточных глубинных разломов с пограничным Южно-Тукурингско-Хунгарийским, а также широтными разломами. В рассматриваемом районе выделяются семь таких узлов: в Дуссе-Алинской зоне — Дукинский и Сулукский, в Баджалской — Льянчлинский, Верхне-Баджалский и Верхне-Урмийский, в Мяо-Чанской — Комсомольский и Якуньский. В структурном отношении эти узлы в большинстве случаев приурочены к крупным сложно построенным вулканоплутоническим сооружениям, реже к куполам метаморфических пород, прорванным крупными интрузивными массивами (Сулукский узел).

5. Наиболее изученным рудным узлом, в котором уже эксплуатируется несколько крупных оловорудных месторождений, является Комсомольский. Он приурочен к крупному вулканоплутоническому сооружению, локализованному на пересечении Мяо-Чанского и Комсомольского разломов. Основание вулканоплутонической постройки представлено юрскими отложениями, структурный рисунок которых определяется системой линейных, опрокинутых на восток складок и разломами глубокого заложения: северо-восточного Мяо-Чанского, параллельного ему Холдаминского и субширотных — Лево-Хурмулинского, Силинского и Цуркульского. Все перечисленные разломы хорошо выражены в гравитационном поле; они существенно осложняют складчатую структуру, обуславливая изгибы складок, приразломные флексуры.

Конфигурация вулканотектонической структуры, которая в плане имеет ромбовидное очертание, определяется в основном разломами складчатого основания; с северо-западного и юго-восточного боков ее прослеживаются узкие наложенные вулканические прогибы, заполненные вулканическими продуктами риолитового комплекса (холдаминская свита), приуроченные, соответственно, к Мяо-Чанскому и Холдаминскому разломам; северо-восточный фланг обрамляется широкой мульдой, сложенной вулканитами андезитового комплекса. Эта структура, названная Амутской мульдой, расположена между Силинским и Лево-Хурмулинским широтными разломами, контролировавшими из-

лияния андезитовой магмы. Центральная часть вулканоплутонического сооружения представляет собой сводовое поднятие.

Массивы и мелкие тела гранитоидов раннего (риолитового) комплекса располагаются вдоль разломов северо-восточного направления (Чалбинский массив). Интрузивные породы позднего (андезитового) комплекса, характеризующиеся ярко выраженным «гибридизмом», слагают небольшие массивы, расположение которых контролируется Северо-Хурмулинским, Силинским и Цуркульским разломами.

Оруденение приурочено к системе протяженных меридиональных рудоносных структур, имеющих кулисное строение и пересекающих с севера на юг вулканоплутоническое сооружение. Всего установлено восемь таких структур: Придорожная, Перевальненско-Фестивальненская, Лучистая, Солнечная, Амутская, Марсовая, Звериная и Чалбинская.

6. Оловянное оруденение представлено турмалиновым типом касситерит-силикатно-сульфидной формации. Рудоносными являются линейные зоны минерализации, сложенные жильными телами турмалинитов либо кварцевыми и кварцево-сульфидными жилами, окруженными чехлом окolorудных кварцево-серицитовых метасоматитов или пропилитов, а на более глубоких горизонтах — кварцевых метасоматитов. Зоны минерализации сопровождают меридиональные рудоносные структуры почти на всем их протяжении. Промышленное оруденение локализуется в местах пересечения рудоносных структур с широтными разломами. Благоприятны для оруденения толщи тонкоритмичного переслаивания алевролитов с песчаниками, пачки туфогенно-осадочных пород. Именно в такой геолого-структурной обстановке локализованы почти все месторождения района. Грубозернистые терригенные толщи, а также игнимбриты и спекшиеся туфы не благоприятны для оруденения.

7. Из других рудных узлов достаточно перспективны, хотя еще слабо изучены Верхне-Баджальский, локализованный в Баджальской структурно-металлогенической зоне и приуроченный к крупному вулканоплутоническому сооружению на пересечении Баджальского глубинного разлома с системой субширотных разломов глубокого заложения. Вмещающие породы: кислые вулканы баджальской серии (риолитовый вулканоплутонический комплекс), а на периферии вулканической постройки — карбон-пермские вулканогенно-осадочные образования складчатого основания.

Вулканоплутоническое сооружение имеет форму эллипса, вытянутого на северо-восток. К центральной части его приурочено крупное экстрезивное тело липарито-дацитов. Вся вулканическая структура с запада на восток пересечена тремя субширотными разломами глубокого заложения, которые контролируют размещение массивов интрузивных гибридных пород позднего комплекса. Рудные зоны контролируются субмеридиональными и сопряженными с ними северо-западными нарушениями.

Оловянное оруденение представлено грейзеновым, полевошпато-кварцевым и кварцевым типами кварц-касситеритовой формации, а также турмалиновым, хлоритовым и сульфидным типами касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Наиболее перспективными представляются полевошпато-кварцевый и кварцевый типы, которые пространственно тяготеют к центральной части вулканоплутонического сооружения; турмалиновый, хлоритовый и сульфидный типы оруденения локализуются на периферии вулканоплутонической структуры и относятся к менее перспективным.

8. Для остальных рудных узлов и оловоносных полей характерны сходные условия локализации оруденения. Так, Дукинский и Льянчлинский узлы приурочены к крупным вулканоплутоническим сооружениям, локализованным (как и Комсомольский рудный узел) в участках пересечения северо-восточных глубинных разломов, соответственно (Дуссе-

Алинского и Баджальского) с Южно-Турурингско-Хунгарийским. Рудоносность Дукинского и Льянчлинского узлов изучена недостаточно.

В Якуньском рудном узле, локализованном на пересечении Мяо-Чанского разлома с субширотным нарушением, оруденение приурочено к глубоко эродированной вулканической постройке, в центре которой обнажается сложно дифференцированный шток интрузивных пород позднего комплекса (диориты, диоритовые порфириды, гранодиориты). Рудопроявления кварц-силикатно-сульфидной формации контролируются здесь кольцевыми трещинами, окаймляющими шток, и генетически, вероятно, связаны с «гибридными» породами андезитового комплекса.

Для Верхне-Урмийского и Судукского оловоносных узлов свойственны кварц-вольфрамитовые и кварц-касситеритовые рудные зоны, изучение которых продолжается.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В БАДЖАЛЬСКОМ РАЙОНЕ (ПРИАМУРЬЕ)

А. Ф. Болотников, Н. С. Кравченко, Н. К. Крутов

(ДВИМС)

Баджальский оловорудный район располагается в пределах одноименной вулканической зоны, являющейся фрагментом Тихоокеанского пояса. Поисковыми и тематическими работами в районе обнаружены многочисленные проявления оловянной минерализации скарнового, грейзенового, кварцевого, кварцево-топазового, серицитового, турмалинового, хлоритового, пирротин-арсенипиритового типов. Все они пространственно совпадают с полем развития изверженных пород липарит-гранитовой формации и обнаруживают генетическую связь с биотитовыми гранитами заключительной фазы мелового магматизма.

Оловянное оруденение размещается закономерно относительно интрузивных тел оловоносных биотитовых гранитов, которые по ряду геохимических признаков четко отличаются от неоловоносных. Оно сконцентрировано в пределах магмоконтролирующих структур, представляющих собой зоны разломов субширотного (70—90°) простирания. Таким образом, эти структуры одновременно играют роль и рудоконтролирующих. Главнейшие из них — Баджальская и Урми-Курская. Баджальская структура протягивается в осевой части хребта. Она прослеживается в эффузивном поле на 90 км и выражена субширотными зонами дробления, вулканическими аппаратами трещинного и центрального типов, поясом даек и субвулканических тел. Вдоль зоны разлома вытянут в значительной степени скрытый под вулканитами гребневидный выступ Верхнеурмийского интрузива, контуры которого выявляются по геофизическим данным. Урми-Курская структура проходит в южной части района. Она определяет положение купольных выступов гранитов к востоку от Верхнеурмийского интрузива, размещение вулканических жерловин, экструзивов, даек, субвулканических тел, полей гидротермально измененных пород. На восточном ее фланге находится Гоинский кальдеро-вулкан и ряд интрузивов гранитоидного состава.

В Баджальской рудоконтролирующей структуре наиболее широко распространены проявления касситерито-силикатной формации (турмалиновый тип), а в Урми-Курской — ведущую роль играют касситерито-кварцевые (грейзеновый тип) и касситерито-сульфидные.

И в Баджальской, и в Урми-Курской рудоконтролирующих структурах с удалением от контакта гранитов в рудопроявлениях наблюдается смена минеральных ассоциаций в сторону возрастания роли средне- и низкотемпературных парагенезисов, а значит — и более «низкотемпературных» типов оловянного оруденения. Так, в гранитах и в непосредственной близости с ними локализуются проявления скарного типа с наложенной оловянной и сульфидной минерализацией и грейзенового типа с комплексной олово-вольфрамовой минерализацией. При этом размещение скарных рудопроявлений определяется влиянием литологического (наличие известняков в составе ниранской свиты) и структурного (положение в магмо- и рудоконтролирующей структуре) факторов. Грейзеновые рудопроявления локализуются в апикальной части гранитных куполов или над куполами во вмещающих граниты эффузивах. Оруденение кварцевого и кварцево-топазового типов тяготеет к экзоконтактам интрузивов. На некотором удалении от оловоносных гранитов предполагаются проявления олова касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формаций.

Большинство рудопроявлений Баджальского района, расположенных в поле эффузивных пород, приурочено к жерловым фациям вулканических аппаратов трещинного и центрального типов. В жерловых фациях вулканитов размещены все известные рудопроявления касситерито-силикатной формации, причем оруденение турмалинового типа локализовано главным образом в эффузивах умеренно-кислого состава (дациты), тогда как оруденение хлоритового и серицитового типов — в липаритах. Минерализация касситерито-сульфидной формации наблюдается на флангах рудоконтролирующих структур и часто среди покровных фаций, представленных игнимбритами кислого состава.

МАГНЕТИЗМ КАССИТЕРИТОВЫХ И СУЛЬФИДНЫХ РУД НЕКОТОРЫХ ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Ю. С. Бретштейн, А. Г. Звегинцев, В. А. Попонникова, И. Д. Ветошкин

(ДВГИ, Ин-т физики СО АН СССР, МГУ)

Изучались магнитные свойства образцов из рудных тел кварцево-касситеритового и сульфидного состава на месторождениях, относящихся к различным оловорудным формациям: касситерито-сульфидной (Хрустальное, Лифудзин и др.), касситеритово-силикатной (Валькумей, Индустриальное), кварцево-касситеритовой (Иультин). По данным исследований, кварцево-касситеритовые руды этих месторождений обладают значительной естественной остаточной намагниченностью (до $10—100 \times 10^{-6}$ ед. СГС), превышающей индуцированную в несколько раз, и характеризуются большой магнитной стабильностью к различным размагничивающим воздействиям — переменному магнитному полю и температуре. Терморазмагничивание намагниченности насыщения касситеритов всех исследованных месторождений указывает на одну близкую точку Кюри — 585° ; это позволяет предположить, что основная часть намагниченности кварцево-касситеритовых руд начальных стадий минерализации на перечисленных месторождениях зависит от величины естественной остаточной намагниченности самого касситерита, обусловленной магнитными свойствами ионов двух- и трехвалентного железа, изоморф-

но входящих в его кристаллическую решетку, а также микровключениями магнетита в отдельных кристаллах и зернах.

Кварцево-касситеритовые руды на месторождениях всех указанных генетических типов существенно отличаются по характеру своей намагниченности от минерализации последующих этапов, выделяясь большей магнитной стабильностью, устойчивостью величины и направления вектора остаточной намагниченности, что позволяет их использовать для палеомагнитных сопоставлений.

Для указанных месторождений по средним направлениям векторов естественной остаточной намагниченности произведено предварительное (без проведения палеомагнитной «чистки») определение положения древних геомагнитных полюсов эпохи рудообразования. Несмотря на значительную территориальную удаленность этих месторождений друг от друга и пруроченность к различным геоструктурным зонам, положения их палеополюсов оказались близкими ($115-165^\circ$ з. д. и $45-63^\circ$ с. ш.) и удовлетворительно совпали с соответствующим интервалом кривой миграции полюса за период от верхнего мела до палеогена включительно, определенной по меловым — третичным эффузивам Японии. Указанные данные вполне согласуются с общегеологическими представлениями о возрасте оловорудной минерализации в Приморье, на Колыме и Чукотке.

Изучение магнитных свойств рудных тел и вмещающих осадочных пород, содержащих сульфидную минерализацию на месторождениях касситеритово-сульфидной формации (Левикское, Хрустальное и др.) показало, что они характеризуются величиной естественной остаточной намагниченности, достигающей $5-10 \times 10^{-3}$ ед. СГС и превышающей величину индуцированной намагниченности в среднем в 3—5 раз и более. По данным термомагнитной сепарации и терморазмагничивания намагниченности насыщения, основным ферромагнитным минералом, определяющим намагниченность жильных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд на месторождениях касситеритово-сульфидной формации, является пирротин.

Ранее геолого-геофизическими работами в Приморье было установлено, что направление вектора естественной остаточной намагниченности некоторых оловорудных тел, содержащих пирротин, может быть противоположным направлению современного геомагнитного поля, что обуславливает аномальное понижение последнего в пределах локальных участков, которые могут служить объектами поисков потенциально оловоносных рудных тел. В результате изучения магнитных параметров рудных тел различной морфологии выяснено, что намагниченность обратной полярности наиболее свойственна для гнездовой, тонкопрожилковой и прожилково-вкрапленной пирротиновой минерализации во вмещающих породах. Средние значения склонения и наклона вектора для отдельных рудных полей колеблются, соответственно, в пределах от 150 до 190° и от 66 до 80° . Указанные направления значительно отличаются от полярности вектора намагниченности кварцево-касситеритовых руд, предшествовавшей стадии минерализации (соответственно, $40-60^\circ$ и от $+50$ до $+70^\circ$).

Пирротиновая минерализация массивного жильного тела, а также брекчированные вмещающие породы и руды с наложенной поздней (карбонатно-флюоритовой), минерализацией и следами пострудных тектонических воздействий характеризуются прямой (положительной) полярностью, близкой по направлению к положению современного геомагнитного поля, и отличаются меньшей магнитной стабильностью.

По данным изучения аншлифов методом магнитной порошкографии, для пирротинов из гнездово-вкрапленного оруденения, обладающих намагниченностью обратной полярности, более типично преобладание ферромагнитной фазы. В сплошных массивах полисульфидных

жил увеличивается содержание антиферромагнитной и промежуточной фаз, соответствующих малосернистой гексагональной модификации.

Терромагнитный анализ показал, что у отдельных образцов из последней группы присутствует антиферромагнитная фаза с точкой фазового перехода в интервале $200-250^{\circ}$. Результаты терморазмагничивания и намагничивания в поле $H=0,5\text{э}$ свидетельствует о том, что пирротины подобного типа могут давать самообращение намагниченности, связанное с обменным взаимодействием между различными по составу фазами. Последнее обстоятельство может служить причиной изменения знака намагниченности на противоположный.

Различия в магнитных параметрах пиррогинов из гнездовой прожилково-вкрапленной минерализации и массивных сульфидных руд свидетельствуют о их различной магнитной стабильности, которая отражает термодинамические и геохимические условия выделения из растворов и кристаллизации. Это позволяет выделить гнездовую прожилково-вкрапленную минерализацию, образующую ореолы во вмещающих жильные тела породах, в качестве самостоятельной, вероятно, наиболее ранней сульфидной генерации. Одной из причин положительной намагниченности магнито-нестабильных массивных сульфидных жил может быть самообращение намагниченности пирротина, возможные геологические масштабы проявления которого пока не ясны.

Указанные типы сульфидной минерализации в пределах рудных полей месторождений проявляются на фоне развития региональных зон пирротинизации, которые приурочены к экзо- и эндоконтактовым частям криптобатолитов и, в соответствии с инверсиями геомагнитного диполя, приобретают в эпоху своего образования ту или иную полярность. В пределах мезозойских синклиналий Северо-Востока СССР эти зоны часто фиксируются повышенным аномальным магнитным полем и обусловлены положительной намагниченностью пирротина. Вероятно, аналогична природа широко распространенных в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня аномальных зон пониженного магнитного поля, которые, видимо, отражают пространственное распределение экзоконтактовых зон верхнемеловых приморских гранитоидов (в том числе не вскрытых на уровне современного эрозионного среза), насыщенных пирротиновой минерализацией, имеющей намагниченность обратного знака.

Выявленные на оловорудных месторождениях касситеритово-сульфидной формации различия в полярности вектора намагниченности ферромагнетиков в составе касситеритовой и сульфидной ассоциаций соответствующих стадий минерализации могут быть обусловлены инверсией геомагнитного диполя, приуроченной к одному из этапов тектоно-магматической активизации в процессе стадийно-пульсационного рудообразования.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЛОВА В ПОРОДАХ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Н. А. Дурасова

(ГЕОХИ)

1. Изучение распределения олова в породах проводилось в областях развития оловорудных проявлений двух типов: кварц-касситеритовых зоны Главного структурного шва Сихотэ-Алиня (и для сравнения — Рудных гор в Чехословакии) и сульфидно-касситеритовых зоны Сихотэ-Алинского синклиория; оба типа различаются по характеру развитых магматических образований.

Полученные данные по распределению олова (а в ряде случаев также свинца и бора — элементов, характерных для металлогении рассматриваемых районов Дальнего Востока) показывают, что в гранитоидах подзоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня поздне-мелового-палеогенового возраста районов рек Фудзин и Мопау содержание рудных компонентов меняется в ряду пород от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов следующим образом. Количество олова и свинца в магматических образованиях района р. Фудзин в этом ряду пород растет от 5 г/т Sn и 16 г/т Pb до 18 и 30 г/т, соответственно, а количество бора падает от 17 до 4 г/т. Граниты крупных интрузий как в районе р. Фудзин, так и в районе р. Мопау обнаруживают близкие содержания олова (9—13 г/т) и свинца (18—23 г/т). Содержание в них бора в районе р. Фудзин значительно ниже, чем в районе р. Мопау — соответственно, 9 и 30 г/т.

Аналогичные результаты получены при изучении интрузивных пород Рудногорско-Тюрингской области Чехии на массивах варисских гранитов в Рудных горах, где развиты месторождения кварц-касситеритовой формации.

В Восточно-синклинальной зоне Сихотэ-Алиня (в Кавалеровском и прилегающих районах), где развиты сульфидно-касситеритовые месторождения наблюдается другой тип распределения олова в изверженных породах верхнемелового-третичного возраста. В гранитах обнаруживаются низкие значения олова — 4 г/т. Повышенные содержания приурочиваются к породам среднего состава, в основном к дайковым образованиям.

2. Поскольку кислые и средние интрузивные породы в той или иной степени испытывали влияние вмещающих их толщ, было проведено изучение распределения олова и в некоторых осадочно-метаморфических и осадочных породах Сихотэ-Алиня. Полученные данные и результаты других исследователей, изучавших осадочные породы различного возраста в отдельных структурно-фациальных зонах Приморья, свидетельствуют, что древние осадочно-метаморфические образования архе-протерозоя обогащены оловом (до 24 г/т). Вверх по разрезу содержание элемента снижается, составляя в песчано-сланцевых отложениях мезозоя 5 г/т олова. Для формирования палингенных очагов гранитоидных магм с потенциально высокой оловоносностью в Приморье наиболее благоприятны нижний и средний этажи докембрийского фундамента. Не исключено, что появление средних по составу пород в районах развития сульфидно-касситеритовых месторождений с повышенными содержаниями олова было обусловлено ассимиляцией основной магмой на глубине обогащенных оловом докембрийских метаморфических пород.

3. Исследования формы нахождения олова в расплавах, породах и минералах с помощью описанных в литературе методов изучения распределения олова по минеральным фракциям и новых методов (мессбауэровской спектроскопии и термодинамических расчетов) позволили

выяснить в отдельных случаях действительную форму нахождения олова: заряд, координационное число, степень ионности-ковалентности. Так было подтверждено, что элемент концентрируется в темноцветных и некоторых акцессорных минералах. Определяющими моментами в распределении олова по минералам являются уровень содержания его в породах, количественное соотношение и состав, главным образом железистость темноцветных минералов. Результаты мессбауэровского изучения формы нахождения олова в силикатных стеклах и биотите позволили установить, что олово в них четырехвалентно, имеет координационное число 6 и химический сдвиг относительно SnO_2 . Это (наряду с проведенными расчетами) дало возможность говорить о преимущественном нахождении олова в силикатных расплавах в виде $\text{Sn}_{\text{VI}}^{+4}$, координирующего вокруг себя шесть атомов кислорода, т. е. выступающего в роли катиона-комплексобразователя. Наряду с установленными эмпирическими закономерностями роста содержания олова с увеличением железистости биотитов удалось подтвердить изоморфизм $\text{Sn}_{\text{VI}}^{+4}$ с $\text{Fe}_{\text{VI}}^{+3}$ в биотитах с одновременной заменой анионов F и (OH) кислородом, а магния — литием.

4. На основании экспериментального изучения поведения рудных компонентов в силикатных системах с водой при температуре $400\text{--}800^\circ$ и давлении $500\text{--}1000$ атм. можно предположить, что вынос олова в паровую фазу из природных гранитных расплавов незначительный, и содержания олова в неизмененных породах могут соответствовать его начальным значениям в исходных расплавах.

5. Установленные факты значительного выноса олова из гранитоидов Чехии и Сихотэ-Алиня при их метасоматическом изменении наряду с имеющимися в литературе экспериментальными данными по мобилизации рудных элементов при гидротермальных условиях позволяют считать, что присутствие изверженных пород с повышенными содержаниями олова и проявление метасоматических процессов способствует образованию оловорудных месторождений.

О ДЛИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИМОРЬЯ

**А. С. Назарова, Е. П. Александров, В. В. Орловский,
А. И. Пантелеев, А. В. Протогенов**

(ВИМС)

Приморье — это область широкого развития оловорудных месторождений касситерит-сульфидной формации, различающихся по условиям образования.

Общим для большинства этих месторождений является следующее:

1. Тесная пространственная связь рудных тел с дайками среднего состава.

2. Наличие в рудном поле метасоматически измененных пород, образовавшихся либо вследствие контактового воздействия не вскрытых интрузивных тел, либо вследствие проявления дорудного метасоматического процесса в зонах дробления вмещающих пород. В некоторых месторождениях отмечается постоянное присутствие в рудных полях разновозрастных по отношению к оруденению даек кислого и среднего состава.

3. Многостадийность процесса рудообразования. Характерно осаждение олова как в виде станнина, так и касситерита, причем касситерит отлагался неоднократно, ассоциируя с разными минералами. В некоторых типах месторождений значительная масса касситерита в рудах образовалась вследствие гипогенного окисления станнина.

4. Широкое развитие при формировании оруденения явлений перетложения и перекристаллизации, что обусловило наличие в рудах нескольких генераций одних и тех же минералов, например, кварца, хлорита, турмалина, пирита, галенита, арсенопирита и др. Это свидетельствует о неоднократной перегруппировке вещества в рудных телах.

5. Длительность формирования оруденения в этих месторождениях, вероятно, находится в зависимости от особенностей геологического строения рудных районов. Так, на месторождении Смирновском (Материкив, 1947; Радкевич, 1953) процесс рудообразования завершился быстро. На других месторождениях, например, Щербаковском (Радкевич и др., 1962) и Юбилейном (Назарова и др., 1969), установлено совмещение разнохарактерных и разновозрастных минеральных ассоциаций в пределах рудного поля месторождений. Для Юбилейного месторождения возраст минеральных ассоциаций определялся взаимоотношениями их с разновозрастными дайками кварцевых порфиров, которые датировались, в свою очередь, калий-аргоновым методом.

На ряде месторождений Приморья, например, Средне-Микулинском, Зимнем и других, в которых четко фиксируется наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние, также установлен временный перерыв между отложением парагенетических минеральных ассоциаций, отличающихся друг от друга геохимическими особенностями.

Помимо геолого-структурных и минералогических критериев, о разновременности некоторых минеральных ассоциаций, слагающих руды изученных месторождений касситерит-сульфидной формации, свидетельствует различный изотопный состав галенитов из ранних и поздних (наложенных) минеральных ассоциаций.

В докладе приводится сопоставление некоторых типов месторождений касситерит-сульфидной формации в Приморье, делается попытка уточнить последовательность стадий процесса формирования этих месторождений и его длительность.

ДОРУДНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ВОПРОСЫ ИСТОЧНИКА ОЛОВА НА ЛИФУДЗИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Б. А. Хилик

(Хрустальнинский ГОК)

Месторождение расположено в пределах восточного крыла Главного Сихотэ-Алинского синклинория, осложненного складками второго порядка. Площадь сложена песчано-сланцевыми породами, прорванными серией даек изверженных пород различного состава. Рудный процесс характеризуется тремя стадиями: кварц-касситеритовой, сульфидной и карбонатной. По классификации Е. А. Радкевич, месторождение относится к турмалиново-касситеритовому типу касситерит-силикатной формации.

На площади месторождения осадочные и дорудные изверженные

породы с различной степенью интенсивности изменены: биотитизированы и серицитизированы. Биотитизация как наиболее раннее проявление калиевого метасоматоза в верхней части (200—280 м от поверхности) проявлена в узких зонах, соединяющихся на глубине в единый массив биотитизированных пород (биотититов). Последний имеет удлиненную форму, согласную с основной складчатой структурой. Интенсивность биотитизации с глубиной возрастает, в результате чего породы нижних горизонтов представлены преимущественно кварц-биотититовыми роговиками. Биотитизированные породы в пределах центральной части месторождения образуют куполовидный выступ, «приподнимаюсь» над флангами на 150—300 м. Процесс биотитизации сопровождается привнесением калия, двухвалентного железа, магния и проявляется в новообразованиях тонких чешуек биотита. Как отметила Т. В. Забарина, последний прежде всего развивается по глинистому веществу, полевым шпатам и темноцветным минералам. При прочих одинаковых условиях, наиболее подвержены биотитизации породы тонкозернистого сложения и с меньшим количеством кварца. Особенностью проявления биотитизации на месторождении является отсутствие в пределах исследованной площади интрузий, способных вызвать контактовый метаморфизм, отсутствие в роговиках андалузита и кордиерита, наложение процесса на дорудные дайки, непосредственно предшествующие рудному процессу и, наконец, развитие биотитизации в породах вдоль трещин. В отличие от обычных биотитовых контактовых роговиков, биотитовые метасоматиты Лифудзина не связаны пространственно с интрузивами, не содержат типичных контактовых минералов, как андалузит, кордиерит, и приурочены обычно к трещинам. Это позволило нам высказать предположение о гидротермальном происхождении биотититов. Большая проникающая способность щелочных растворов, вызвавших биотитизацию, обусловлена, по-видимому, относительно высокой их температурой и присутствием легко подвижных компонентов. Так, биотит из биотититов содержит более 3% фтора.

Завершение дорудного калиевого метасоматоза выражено в развитии относительно низкотемпературной серицитизации, которая приурочивается к участкам пород с повышенной трещиноватостью. Серицитизация накладывается на биотитизацию, что отчетливо видно по «останцам» почти полностью замещенных серицитом биотитизированных пород. Контур серицитизированных пород (серицититов) в поперечном разрезе имеет грибообразную форму обращенную узкой стороной вниз. Он «рассекает» по простиранию «тело» биотититов в его центральной части. На нижнем, вскрытом горными выработками горизонте (520 м от поверхности и 320 м ниже контура биотитизированных пород) серицититы имеют ширину около 300 м. По мере приближения к внешней границе биотититов их контур расширяется и пространственно совпадает с блоком развития наиболее крупных рудных тел. С глубиной интенсивность серицитизации не снижается, что позволяет предполагать ее развитие и на более глубоких горизонтах.

На закономерное распределение промышленного оловянного оруденения относительно внешнего контура биотититов мы указывали ранее. Оно выражается в том, что основные запасы руды с высоким содержанием металла располагаются непосредственно над внешним контуром биотитизированных пород или в его верхней части в пределах куполовидного выступа. По восстанию и падению от этого интервала качество и количество оловянной руды резко снижается. В биотититы промышленное оруденение практически более чем на 80—100 м не опускается, хотя трещины раннего заложения проходят и на более глубокие горизонты. Лишь на участках, где в биотититах интенсивно проявлена серицитизация, оруденение опускается до 150—200 м. Подобная зависимость между дорудным метасоматозом и распределением оловянного

оруденения, наблюдаемая и на других месторождениях Приморья (Верхнее, Хрустальное, Арсеньевское, Тернистое, Дальнетаежное, Дальнее, Лысогорское и т. д.), позволила некоторым исследователям высказать предположение, что источником олова для образования подобного типа месторождений являются биотититы. Олово, находящееся в виде изоморфной примеси в биотите, при наложении серицитизации (мусковитизации) освобождается и переотлагается при благоприятных условиях на более высоких горизонтах.

Для проверки этой гипотезы нами отобраны и спектрально проанализированы на олово геохимические пробы по слабо измененным осадочным породам рудовмещающей толщи, биотитизированным и серицитизированным породам. По слабо измененным породам пробы отбирались с площади, расположенной вне пределов месторождения; по биотититам — из «корневых» частей центра месторождения (850—1100 м от поверхности). Кроме того, из биотититов отобрана мономинеральная проба биотита на определение изоморфной примеси олова. По серицититам пробы взяты на XI—XIII горизонтах (440—520 м от поверхности и 240—320 м от внешнего контура биотититов) в участках почти полной переработки биотитов серицитизацией. Получены следующие содержания олова в породах (в г/т): слабо измененные (66 проб) — 0,0032; биотитизированные (51 проба) — 0,0051; серицитизированные по биотититам (64 пробы) — 0,008. Содержание олова в биотите составило 210 г/т. При среднем количестве биотита в биотитизированных породах около 30% содержание олова в последних будет равно 0,0063%. Таким образом, содержание олова в биотитизированных породах по геохимическому опробованию и в биотите (в пересчете на породу) дает результаты одного порядка.

Из приведенных данных видно, что при наложении серицитизации на биотититы в последних установлено не уменьшение, а увеличение содержания олова.

Кроме того, нами произведен расчет объема серицитизированных биотититов, необходимого для образования месторождения масштаба Лифудзина. Допускали, что из биотита освобождается при его замещении 25% изоморфной примеси олова. Оказалось, что для этого требуется вертикальный размах серицитизированных пород не менее 5—6 км.

На основании изложенного мы считаем, что при формировании Лифудзинского месторождения биотититовые роговики не могли быть основным источником олова.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЗАБАЙКАЛЬЕ) И КРИТЕРИЯХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РАЗНЫХ ТИПОВ

Ж. Н. Рудакова

(ВСЕГЕИ)

1. Юго-западная часть Монголо-Охотской складчатой области охватывает Центральное и частично Западное и Восточное Забайкалье, где сосредоточены промышленные и в том числе крупные оловорудные и олово-вольфрамовые месторождения. Здесь известны месторождения почти всех минеральных типов. Указанная территория характеризуется сложным геологическим строением. Образование преобладающей части эндогенных месторождений связано с периодом консолидации складчатой области в средне-позднеюрское время. В конце средней юры внедрились послескладчатые умереннокислые гранитоиды сохондинского, кыринского и шахтаминского комплексов; в средне-позднеюрское время после излияния эффузивов кислого, среднего и щелочного состава сформировались интрузивы биотитовых и лейкократовых гранитов, гранит-порфиоров и амазонитовых гранитов кукульбейского и харалгинского комплексов, с которыми связаны оловорудные месторождения.

2. В последние годы исследовались вопросы связи оловорудных месторождений Забайкалья с оловоносными магматическими породами. В результате этих исследований оказалось возможным подразделить оловоносные магматические образования по условиям формирования на четыре группы: среднеглубинные (глубина становления 5—6 км), гипабиссальные (не менее 1,0 км), приповерхностные интрузивы (не менее 0,2—0,6 км) и оловоносные эффузивы. С магматическими породами каждой из перечисленных групп генетически связаны оловорудные месторождения лишь определенных минеральных типов. Так, со среднеглубинными интрузивами ассоциируют месторождения: касситерито-пегматитовые, касситерито-полевошпато-кварцевые и касситерито-кварцевые; с гипабиссальными — касситерито-кварцевые, касситерито-турмалино-кварцевые и касситерито-сульфидно-кварцевые, с приповерхностными — касситерито-хлорито-сульфидные. С эффузивами связаны небольшие россыпи деревянистого олова.

3. Результаты изучения связи оловорудных месторождений с интрузивами определенной глубины становления наряду с геолого-структурным анализом были использованы при составлении мелкомасштабной прогнозно-металлогенической карты юго-западной части Монголо-Охотской складчатой области. Анализ карты показывает, что ареалы распространения оловорудной минерализации различных типов территориально обособлены, причем естественными границами такого обособления являются крупные тектонические разломы субмеридионального (для западной части) и субширотного (для восточной части) направлений, секущие по отношению к складчатым структурам. На этом основании изучаемая территория дифференцируется на металлогенические зоны, в пределах которых прогнозируется оловорудная минерализация определенных типов.

Кратко охарактеризуем выделенные металлогенические зоны с оловорудной минерализацией.

4. В западной части рассматриваемой территории среднеглубинные интрузии располагаются на территории Мензинского и Чикой-Куналейского горстовых поднятий. Ареал их распространения на востоке ограничен системой региональных разломов — структурных швов северо-

восточного и субмеридионального направления. Металлогеническое своеобразие этой территории, представляющей собой самостоятельную Менза-Шумиловскую металлогеническую зону (I_3 , Nb, Au, W, Sn), подчеркивается не только особенностями оловянного оруденения (касситерито-пегматитового, касситерито-полевошпато-кварцевого и касситерито-кварцевого), но и составом сопутствующей минерализации — Nb, Ta. В пределах этой зоны выделено пять участков, прогнозируемых на перечисленные типы оловянных месторождений.

Далее к востоку на территории Даурского синклинория располагаются две металлогенические зоны, ограниченные глубинными разломами (структурными швами): Сохондинская (I_3 , Au, W, Sn) и Любовинско-Хапчерангинская (I_4 , Pb, Zn, Sb, Au, Sn). В пределах Сохондинской зоны распространены гипабиссальные оловоносные интрузивы. На ее территории намечаются две площади, где возможно выявление касситерито-турмалино-кварцевых и касситерито-сульфидно-кварцевых месторождений.

В Любовинско-Хапчерангинской зоне преимущественное распространение имеют приповерхностные оловоносные интрузивы и ассоциирующие с ними кислые эффузивы. Здесь могут быть обнаружены касситерито-хлорито-сульфидные месторождения с сопутствующей свинцово-цинковой минерализацией.

Любовинско-Хапчерангинская зона на востоке ограничена Онон-Туринским глубинным разломом фундамента. Он имеет важное металлогеническое значение, ограничивая распространение месторождений касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной групп. К востоку от Онон-Туринского разлома на значительной площади вновь получают распространение среднеглубинные интрузивы (кукульбейский комплекс — I_3) и связанные с ними касситерито-пегматитовые, грейзеновые и касситерито-кварцевые месторождения. Лишь в крайне восточной части описываемой территории (вблизи субмеридионального Курунзулайского разлома — скрытого глубинного разлома фундамента) появляются единичные месторождения и проявления касситерито-силикатной группы (Шерловая гора).

Направление редкометальных металлогенических зон в западной части Мснголо-Охотской складчатой области субпараллельно Онон-Туринскому разлому; к востоку от него направление металлогенических зон меняется на субширотное.

К востоку от Онон-Туринского разлома выделены три редкометальных металлогенических зоны: Завитинско-Борщовочная (I_{2-3} , Sn, F), Сахавайско-Соктуйская (I_3 , W, Sn, Nb, Ta) и Халзано-Шерловгорская (I_{2-3} , W, Sn).

В пределах этих зон возможно выявление касситерито-пегматитовых, грейзеновых и касситерито-кварцевых месторождений. Лишь на восточном фланге Халзано-Шерловгорской зоны, где известны тела приповерхностных гранит-порфиров и связанные с ними липариты, могут быть обнаружены касситерито-силикатные и касситерито-сульфидные месторождения. На территории перечисленных металлогенических зон выделено восемь участков, прогнозируемых на упомянутые типы оловянной минерализации.

5. Всего в пределах перечисленных металлогенических зон на основании имеющихся к настоящему времени материалов выделено 17 участков, наиболее перспективных на определенные типы оловянной минерализации.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ОБЛАСТИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т. Н. Сирина

(ВИМС)

В последнее время в пределах Западного Забайкалья выявлены рудопроявления олова силикатно-сульфидной формации, в отличие от известных с давних времен раннепалеозойских и более древних пегматитовых образований.

Рудопроявления приурочены к Туркино-Бамбуйской олово-вольфрам-молибденовой металлогенической зоне, в пределах которой выделяется ряд зон второго порядка и подчиненных им поперечных металлогенических подзон. К одной из поперечных подзон приурочены изучавшиеся нами рудопроявления Верхний Сайжекон и большой Амалат. Их формирование связано с мезозойской тектоно-магматической активизацией. Гранитоидная и габбродиоритовая интрузии условно мезозойского комплекса известны на рудопроявлении В. Сайжекон примерно в четырех километрах от вскрытых рудных тел. Кроме того, известны жильные образования этого комплекса, более широко распространенные на В. Сайжеконе и представленные дайками аплитов, пегматитов и лампрофиров (одинитов, спессартитов и биотитовых мончикитов).

Вмещающими рудные образования породами являются отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия, которые на участке В. Сайжекон представлены толщей мраморизованных известняков, а на участке Б. Амалат известковистыми туфогенными песчаниками и базальными конгломератами нижнего кембрия, залегающими с несогласием на протерозойских филлитовидных сланцах. На формирование рудных тел большое влияние оказал различный характер вмещающей среды. На В. Сайжеконе рудные тела образуют небольшие по размерам линзы, распределение которых в пределах рудного поля контролируется зонами метасоматически измененных пород. На Б. Амалате в химически активных и легко проницаемых известковистых туфогенных породах рудные тела представляют собой كيلوобразные относительно выдержанные по мощности метасоматические зоны. В нижележащих филлитовидных сланцах и конгломератах процесс метасоматического замещения проявлен значительно слабее, здесь образуются преимущественно жилы выполнения. На участках перехода жил из одной среды в другую отмечается развитие подэкранных залежей.

В процессе рудообразования можно выделить несколько стадий. К наиболее ранней можно отнести редкометальную ассоциацию с шеелитом, проявленную на В. Сайжеконе. Жильные минералы в этой ассоциации представлены микроклином и флюоритом. Образование собственно оловянных руд начинается с метасоматического замещения вмещающих пород. Наиболее интенсивно этот процесс протекал в известковистых туфогенных породах Б. Амалата, в результате чего образовались серицит-кварцевые метасоматиты с обильной вкрапленностью пирита. В значительно меньших масштабах замещение проявлено в конгломератах и сланцах. В известняках эта стадия выразилась в образовании светлой слюды мусковитового ряда, кварца, небольшого количества флюорита и, возможно, в некотором усилении тремолитизации в узкой зоне (первый десяток сантиметров) околожильно-измененных пород. Завершается эта стадия отложением минералов касситерит-пирит-кварцевой ассоциации, образующих либо прожилки в известняках и сланцах, либо неравномерную вкрапленность, просечки и гнезда в туфогенных породах.

В формировании следующей, сульфидной стадии преобладает процесс выполнения открытых полостей. Сульфидная минерализация складывается обычно на минеральные образования ранней стадии. Сульфидные руды окислены. О первичном составе их приблизительно можно судить по данным спектрального анализа, согласно которому в рудах преобладает железо (10%), почти постоянно присутствуют мышьяк (до 3%), медь (до 0,5%), цинк (до 0,3%) и свинец (до 0,1%).

Касситерит имеет желтоватую медовую окраску, особенно характерную для кварц-серицитовых метасоматитов Б. Амалата, или светлую зеленовато-коричневую в сульфидных рудах. Кристаллы его имеют дипирамидальную, реже короткопризматическую форму. Часто касситерит обнаруживает зональное строение. Набор и содержание элементо-примесей показывает его сходство с касситеритом типичных касситерит-сульфидных месторождений (вольфрама — 0,1%, тантала — 0,003%, ниобия — 0,003—0,006%, индия — 0,0003—0,0015%, скандия — 0,0005—0,009%). Кроме того, в касситерите В. Сайжекона отмечается примесь кальция (до 0,08%) и полностью отсутствует железо (определения проводились с помощью микроанализаторов). В касситеритах ряда других месторождений в песчано-сланцевых толщах содержание кальция не превышает 0,02% и, наоборот, как правило, отмечается присутствие железа; примесь титана не зависит от вмещающей среды. Изучение распределения примесей в зональных зернах касситерита с помощью спектральной лазерной установки показало, что темная окраска отдельных его зон обусловлена главным образом резким повышением в них примеси титана (до 1% против 0,1% в светлых зонах).

Кроме описанных рудопроявлений, в Туркино-Бамбуйской металлогенической зоне известен ряд других рудопроявлений олова, характеризующихся иными типами рудной минерализации. Так, на рудопроявлении Верхний Кыджимит широко проявлена бедная оловом турмалиновая минерализация. Она наблюдается в виде прожилков и брекчий, в которых обломки измененных пород цементируются кварц-турмалиновым тонкозернистым агрегатом. На том же рудопроявлении известны полиметаллические жилы преимущественно галенитового состава. Касситерит в них макроскопически не наблюдался, однако, по данным спектрального анализа, содержание олова здесь достигает 0,2% (две пробы). Полиметаллические руды с оловом (до 0,1—0,6%) отмечаются также на Троицкой группе рудопроявлений.

Широкое распространение олова в описываемом районе и наличие рудопроявлений перспективной касситерит-сульфидной формации указывает на возможность выявления здесь промышленного оруденения.



КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО КОМПЛЕКСУ КОСВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

Н. Н. Боровко, Л. Т. Мишин, В. И. Латикайнен

(ВИРГ)

При крупномасштабном прогнозировании оловорудных месторождений Дальнего Востока использовались в основном информации геофизических методов (магнитные, гравитационные, электрические поля) при подчиненном значении геологических (геологические карты), геоморфологических (топографические карты) и геохимических (металлометрические и шлиховые карты) данных.

При количественном описании структуры физических полей выделяются особенности полей, существенные для локализации оруденения, и подавляются остальные особенности поля, являющиеся помехой в задаче распознавания. При описании поля учитываются такие элементы его структуры, как интенсивность, неоднородность (аномальность, изменчивость), анизотропность.

Особенности скалярного и векторных геофизических полей тесно связаны с геологическим строением; в частности, изменчивость и энтропия полей отвечают сложному и неоднородному геологическому строению. К геологическим объектам относятся в нашем случае дифференцированные интрузивные образования, зоны глубинных разломов, поля развития основных эффузивов, тектонические блоки с мозаичным строением и т. д. Локальные положительные аномалии гравитационного поля фиксируют участки с повышенной плотностью пород, связанной с выступами биотитовых роговиков и гидротермально измененными породами. Геоморфологические признаки в значительной степени отражают преимущественную ориентировку тектонических структур. Интенсивность естественного и магнитных полей помогает выявить участки постмагматического изменения пород.

Алгоритмы описания векторного поля (комплекса косвенных признаков) включают, в частности, описание изменения силы связи между компонентами векторов, которые в ряде случаев (например, в Кавалеровском районе) могут являться одним из признаков перспективных площадей (программа «Вектор-3»). Неоднородность векторного поля и редко встречающиеся сочетания компонент вектора указывают на аномальные неоднородные участки, обычно более благоприятные для локализации оруденения (программы «Вектор-4» и «Обзор-1»).

Таким образом, совокупность геофизических и геоморфологических признаков определяет благоприятные геологические ситуации локализации оруденения, обусловленные магматическими, литологическими и структурными факторами.

Большинство признаков, приведенных в таблице, оказалось информативными для различных оловорудных районов (Кавалеровский, Арму-Иманский, Северо-Сихотэ-Алинский, Комсомольский, Хинганский), хотя эти районы различаются по своим геологическим позициям и структурно-вещественным типам месторождений. Очевидно, появление универсальных геофизических и геоморфологических признаков не случайное явление, а результат общности образования оловорудных месторождений.

Перспективность участков территории оценивается по сумме информационных весов, приписываемых отдельным признакам.

Прогнозирование по косвенным геофизическим признакам позволяет отбраковать 50—60% заведомо неперспективной территории, что существенно позволяет сократить поисково-оценочные работы. Конечно,

степень локализации перспективных площадей в данном случае незначительна. Однако при прогнозировании по комплексу косвенных признаков выявляются площади, перспективные в целом для рудных месторождений, в том числе слабопроявленных и скрытых, что не удается достичь при участии в прогнозных оценках прямых признаков — индикаторов оруденения.

Вовлечение в прогноз геологических и геохимических признаков, отражающих процессы гидротермальной и собственно рудной деятельности, позволяет существенно локализовать перспективные площади (10—30% всей изучаемой территории).

Результаты количественных методов прогнозирования в оловорудных районах Дальнего Востока по комплексу геофизических признаков с привлечением геологической, геоморфологической, и геохимической информации указывают на эффективность разработанной методики.

ПОИСКИ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА АЭРОГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В. П. Воробьев, М. И. Альшулер, А. В. Ефимов

(ВИРГ)

Аэрогамма-спектрометрия изучает распределение радиоактивных элементов в поверхностном слое горных пород и почв. Определение содержания урана (радия), тория и калия производится на основе измерения спектрального состава естественного гамма-излучения горных пород с помощью гамма-спектрометра, устанавливаемого на легком летательном аппарате.

Возможность применения метода для поисков оловорудных месторождений Тихоокеанского пояса обусловлена парагенезисом олова с радиоактивными элементами, причем ореолы радиоактивных элементов-спутников достаточно велики для фиксации их с воздуха. Набор радиоактивных элементов, концентрирующихся в оловорудных месторождениях, определяется условиями образования оруденения (типом рудной формации).

Промышленно важные месторождения олова относятся к трем рудным формациям: кварц-касситеритовой, касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной. Условия образования первой из них резко отличны от двух остальных, в то время как руды касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной типа сходны между собой, и четкие критерии их разграничения по сути дела отсутствуют.

В полном соответствии с геологическими данными радиогеохимические особенности позволяют разделить оловянное оруденение на две группы: 1) кварц-касситеритовую, сопровождаемую урано-ториевыми аномалиями и 2) касситерит-силикатную (касситерит-сульфидную), приуроченную к зонам, обогащенным торием и калием. В разных районах Тихоокеанского пояса оловянные руды каждой из двух групп радиогеохимически однотипны.

Кварц-касситеритовое оруденение изучено в Восточном Забайкалье, Вознесенском рудном узле и Хинганском районе.

Оловянная (с вольфрамом и висмутом) минерализация локализо-

вана в кварцевых жилах, приуроченных к материнским гранитам и зонам их экзоконтакта. Характерными окolorудными изменениями являются грейзенизация и окварцевание. Торий и уран концентрируются в грейзенах, входя в состав аксессуарных минералов: торита, браннерита, циркона, монацита и других, причем соотношение тория и урана унаследуеться от материнских гранитов.

При аэрогамма-спектрометрической съемке по повышенным содержаниям тория и урана четко оконтуриваются рудоносные гранитные массивы, если они залегают среди сланцевых толщ, а иногда и среди более древних гранитоидов. Оруденелые грейзены отмечаются интенсивными локальными аномалиями урановой, ториево-урановой или даже чисто ториевой природы, связанной с аксессуарными минералами.

Касситерит-силикатные (касситерит-сульфидные) месторождения исследованы в Хинганском, Комсомольском и Кавалеровском рудных районах.

Оруденение представлено протяженными минерализованными зонами дробления, а также штокверковыми телами. Вмещающими породами обычно являются песчано-сланцевые толщи или кислые эффузивы, гораздо реже — средние эффузивы или гранитоиды. Рудные тела сопровождаются мощными зонами метасоматически измененных пород, состав которых весьма разнообразен, что позволяет выделять несколько минеральных типов руд: турмалиновый, хлоритовый и др. Неоднократно отмечалось, что интенсивность метасоматических изменений пропорциональна масштабам рудной минерализации.

Во всех минеральных типах оруденения непосредственно с отложением руд теснее всего связано образование кварц-серицитовой минеральной ассоциации во вмещающих породах. В рудоносных метасоматитах заметно возрастает содержание калия (на 1,5—3%), достигая максимума в зальбандах рудных тел. Здесь развиты интенсивно отбеленные породы, содержащие до 11% калия (месторождения Хинганское, Фестивальное), что соответствует практически чистому серицитолиту.

Параллельно с калием в окolorудных измененных породах концентрируется аксессуарный торий, причем коэффициент корреляции тория с калием — около +0,7. Накопление тория, несомненно, связано с калиевым метасоматозом, хотя формы нахождения тория не выяснены из-за малой величины абсолютных приращений элемента. Интенсивных локальных аномалий тория (в отличие от калия) не образует.

По содержанию урана рудоносные метасоматиты почти не отличаются от неизмененных вмещающих пород, хотя в отдельных точках содержание урана повышается до $(6-8) \cdot 10^{-4}\%$. В рудных полях Комсомольского района отмечается слабо интенсивный вынос урана.

Аэрогамма-спектрометрической съемкой установлено, что оловоносные метасоматиты выделяются линейными или изометрическими аномалиями ториево-калиевой природы, при фоновом содержании урана. Лишь изредка в пределах рудных полей отмечаются мелкие участки с повышенным содержанием аксессуарного урана. Детальной АГСМ съемкой масштаба 1 : 10000 в пределах единого рудного поля удается выделить отдельные рудные участки — зоны сближенных рудных тел с наиболее интенсивной эпигенетической проработкой пород.

Ряд обстоятельств способствует повышению эффективности АГСМ поисков: 1) идентичность закономерностей распределения радиоактивных элементов в рудных полях месторождений различных минеральных типов, что предельно упрощает интерпретацию АГСМ данных, сводя ее по существу к выделению аномалии одного типа; 2) низкие концентрации радиоэлементов во вмещающих породах, на фоне которых легко улавливаются относительно слабые повышения содержаний; 3) значительный (многие сотни метров) поперечный размер зон метасоматитов,

облегчающий их фиксацию с воздуха; 4) развитие (вследствие вертикальной зональности оруденения) радиоактивных метасоматитов над слепыми рудными телами, что позволяет обнаруживать их АГСМ съемкой.

Аэргамма-спектрометрическая съемка — весьма перспективный поисковый метод в условиях Тихоокеанского пояса. Ее следует применять в пределах металлогенических зон с определившейся оловоносностью на стадии средне- и крупномасштабных поисковых работ. Оптимальный масштаб съемки — 1 : 25 000. Первоочередными районами работ являются Приморье, Северный Сихотэ-Алинь, Баджалский хребет, а также районы Северо-Востока и Якутии, примыкающие к действующим предприятиям.



III. Металлогения вольфрама

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В ПРЕДЕЛАХ СОВЕТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

А. Д. Щеглов

(Министерство геологии СССР)

1. Для Тихоокеанского рудного пояса (ТРП), в своих очертаниях совпадающего с одноименным подвижным поясом, образованным гирляндами мезозойско-кайнозойских складчатых зон, примыкающих к акватории Тихого океана и иногда глубоко вдающихся в материк, весьма характерно широкое распространение вольфрамовых месторождений различных рудных формаций.

2. В пределах советского сектора ТРП проявлены различные по своим генетическим особенностям, времени и геологическим условиям локализации месторождения вольфрама. Среди них известны пегматитовые, грейзеновые, скарновые и гидротермальные рудные образования разных типов, несущие шеелитовую или вольфрамитовую минерализацию, сопровождаемую в большинстве случаев другим оруденением. Для многих месторождений вольфрама характерно комплексное оруденение, где вольфрамовая минерализация переплетается с золотой, оловянной, сульфидной и т. п.

3. Основные черты металлогении вольфрама наиболее контрастно выявляются при анализе особенностей вольфрамовых месторождений с формационных позиций; при этом генетические особенности месторождений сказываются соподчиненными с геологическими факторами, контролирующими их возникновение.

4. Для подвижных (геосинклиналиных) зон ТРП наиболее характерны следующие вольфрамоносные формации:

а) шеелитовых месторождений (часто с золотом), парагенетически связанных с малыми интрузиями диоритов, гранодиоритов и реже гранит-порфиоров;

б) шеелитовых (преимущественно скарновых) месторождений, генетически связанных с соскладчатыми (?) интрузиями умеренно кислых гранитов;

в) вольфрамовых (вольфрамитовых, иногда шеелитовых) месторождений генетически связанных с многофазными соскладчатыми и позднескладчатыми интрузиями кислых и ультракислых гранитов; для этих месторождений, как правило, характерны тесная связь в едином рудном процессе вольфрама с оловом и реже с молибденом;

г) вольфрамовых (вольфрамитовых и шеелитовых) месторождений, генетически (парагенетически ?) связанных с трещинными послескладчатыми интрузиями гранит-порфиоров и биотитовых гранитов; для месторождений этой формации словянная минерализация не характерна;

д) вольфрамитовых (ферберитовых и шеелитовых) с антимони-

том и киноварью месторождений, приуроченных к зонам долгоживущих разломов вне видимой связи с интрузиями.

5. В областях активизации наиболее отчетливо выделяются три формации вольфрамовых месторождений:

а) формация вольфрамитовых месторождений (часто обогащенных сульфидами), генетически связанных с приповерхностными трещинными интрузиями гранит-порфиров и биотитовых гранитов; в некоторых регионах для месторождений этой формации характерна тесная связь вольфрамовой минерализации с оловянной и иногда с интенсивно проявляющимся сульфидным, преимущественно медным оруденением;

б) формация низкотемпературных ферберитовых и шеелитовых месторождений с антимонитом, киноварью и теллуридами золота в зонах долгоживущих разломов;

в) формация марганцево-вольфрамовых месторождений в связи с зонами разломов и минеральными источниками.

6. Перечисленные вольфрамоносные формации проявляются с различной интенсивностью в разных регионах советского сектора ТРП. Изучение закономерностей их размещения показывает, что практически во всех регионах месторождения каждой формации имеют сходные особенности проявления. В то же время формационный подход к анализу особенностей проявления вольфрамового оруденения позволяет увидеть более отчетливо характерные только для конкретных районов «провинциальные» отличия как самих месторождений, так и отличия в закономерностях формирования месторождений в пространстве и во времени.

Месторождения вольфрамоносных формаций областей активизации и поздних стадий развития подвижных зон имеют черты сходства, хотя и несут достаточно четкие признаки отличия, свойственные каждой формации.

7. Считалось, что на территории Советского Союза вольфрамовая минерализация проявилась только в пределах внешней зоны ТРП, тогда как районы Камчатки, Курильских островов и Сахалина, относящиеся к внутренней зоне ТРП, являются практически стерильными в отношении вольфрамового оруденения.

Однако в последние годы стало очевидным, что вольфрам — элемент, характерный для всего Тихоокеанского рудного пояса в целом, и его принадлежность только к внешней зоне, как считалось совсем недавно, должна быть пересмотрена с учетом нового фактического материала.

Оказывается, вольфрам не менее характерен и для внутренней зоны ТРП, где, однако, вольфрамовое оруденение проявляется не в стандартных касситерито-вольфрамито-кварцевых месторождениях, а в сложных многокомпонентных рудных образованиях в ассоциации с медью, свинцом, цинком, серебром, ртутью и др.

8. Рассматриваются вопросы последовательности развития вольфрамоносных формаций во времени и интенсивность их проявления в пределах советского сектора ТРП и за рубежом.

9. Освещаются вопросы направления поисковых работ на вольфрам на территории советского сектора ТРП. Обращается внимание на необходимость анализа областей активизации для выявления локальных рудных структур, концентрирующих вольфрамовые месторождения. Подчеркивается необходимость выявления новых типов вольфрамовых месторождений, в частности, марганцево-вольфрамовых и молибдено-вольфрамовых в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и на Камчатке.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПОВ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

М. М. Повилайтис

(ИГЕМ)

1. Вольфрамовое оруденение образуется после завершения геосинклинального развития и складчатости и связано с синклинальным магматизмом. Необходимой предпосылкой для концентрации вольфрама и формирования месторождений является перемещение магмы из областей зарождения в зону критических глубин (менее 4 км).

2. По мере повышения степени консолидации земной коры и акселерации геотектонических процессов во времени плутонический магматизм (гранитной и гранодиоритовой формаций) сменяется вулканоплутоническим (формация кислых и щелочных гранитоидов) и, наконец, вулканическим (риолито-диабазовая формация).

3. По фациальным условиям становления вольфрамоносных магматических комплексов и наиболее существенным различиям минерального состава руд выделены четыре вольфрамоворудные формации: силикатно-вольфрамотная (плутоногенная), сульфидно-вольфрамотная (вулканоплутоногенная), антимонито-вольфрамотная (вулканогенная) и лимонито-псиломелановая с гидроокислами (?) вольфрама (характер связи последней с магматизмом неясен). В пределах Тихоокеанского рудного кольца и имеются представители всех четырех названных формаций.

4. Геотектонический режим, на фоне которого осуществляется становление плутонических магматических комплексов, характеризуется медленным поднятием территорий, соответствующим инверсионному этапу развития геосинклиналей или началу этапа орогенного развития. Вулканоплутонические и вулканические вольфрамоносные магматические комплексы формируются на фоне все более резкого воздымания территорий, соответствующего позднеорогенному этапу или этапу тектоно-магматической активизации консолидированных участков земной коры.

5. Режим геотектонических движений определяет степень радиальной проницаемости земной коры для магм, скорость их продвижения к земной поверхности, степень взаимодействия с породами кровли, величину, форму и условия залегания магматических тел рудоносных комплексов, а также термодинамическую обстановку рудоотложения. От последней зависит формирование различных типов рудовмещающих структур, а значит, и скорость движения рудоносных растворов, степень равновесности протекания химических реакций и принадлежность оруденения к тем или иным группам минеральных типов гомоструктурных месторождений.

6. Оруденение силикатно-вольфрамотной формации приурочено к трещинам отрыва, а в карбонатных породах — к зонам их пластического течения, представлено разнообразными генетическими типами — магматическим (редко), пневматолитовым, высокотемпературным гидротермальным. В этих рудах, помимо высокотемпературных силикатов и вольфрамотов, могут присутствовать сульфиды металлов с низким потенциалом ионизации (пирит, пиррстин, молибденит). Оруденение сульфидно-вольфрамотной формации приурочено к трещинам скалывания, телекопированное. Минеральный состав этих руд особенно сложный. Кроме минералов, характерных для предшествующей формации, в рудах содержатся сульфиды металлов с высоким потенциалом ионизации, разнообразные сульфосоли. Сложность минерального состава руд — следствие более неравновесных условий рудоотложения, чем условия образования

руд, связанных с плутоническими магматическими комплексами. Оруденение антимонито-вольфраматной формации отличается от такового названных формаций бедным минеральным составом руд, наличием антимонита, присутствием только крайних членов изоморфного ряда вольфраматов железа и марганца. В этих рудах отсутствуют энергоемкие силикаты с островным, поясным, ленточным и кольцевым строением кристаллических решеток, встречающиеся в рудах двух вышеназванных формаций. Оруденение формируется в зонах дробления пород и структурно ассоциировано с дайками, являющимися корнями лавовых покровов. Оруденение лимонит-псиломелановой формации с гидроокислами (?) вольфрама встречается вне полей развития близких по времени образования магматических пород и может считаться телемагматическим. Приурочено к зонам дробления. Минеральный состав этих руд еще более беден. Минералы железа и марганца представлены преимущественно гидроокислами. Форма нахождения в них вольфрама неизвестна.

7. Соответственно закономерному изменению фациальных условий становления рудоносных магматических комплексов, проявляется известная тенденция смены во времени вольфрамородных формаций в той же последовательности, в какой они перечислены выше.

8. В приведенном ряду рудных формаций особенности минерализации первых двух формаций обнаруживают значительно более отчетливую зависимость от типа металлогенической провинции, чем оруденение двух других формаций.

9. Различием геотектонической обстановки образования оруденения разных формаций объясняется принципиальная невозможность проявления зональности отложения, соответствующей схеме Эммонса.

СИСТЕМАТИКА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ, НЕСУЩИХ ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

М. М. Повилайтис

(ИГЕМ)

Для познания закономерностей формирования и распределения месторождений большое значение имеет создание рациональной систематики крупных геотектонических структурных единиц. Предпринята попытка изучить распределение вольфрамовых месторождений в геотектонических структурных единицах, различающихся по степени консолидации земной коры и типу предшествующего геосинклинального развития.

Среди геосинклинальных отложений выделены четыре типа литологических формаций, контрастных по составу и физико-механическим свойствам отложений. По преобладанию пород одной из тех формаций намечены четыре главных типа металлогенических провинций.

1) Уральский (преобладают отложения стадии заложения прогибов эвгеосинклинального профиля); 2) Центрально-Казахстанский (развиты кислые эффузивы порфировой формации, входящие в состав интрузивно-вулканоогенных поясов, завершающих геосинклинальное развитие или начинающих ряд орогенных формаций); 3) Верхоянский (доминируют отложения аспидной формации, отвечающей стадии зало-

жения прогибов миеосинклинального профиля) и 4) Южно-Тяньшаньский (характерно распространение карбонатных пород хемогенного происхождения, накопившихся на поздних этапах эволюции прогибов миеосинклинального или эвгеосинклинального типа развития).

От типа развития рудоносных провинций зависит первичный состав магм и металлогеническая специализация рудоносных магматических комплексов, предопределяющая особенности состава руд, а также формационный тип месторождений. Эта характеристика является одной из координат принятой нами систематики геотектонических структур.

По другой оси координат расположены крупные геотектонические структурные единицы, различающиеся по степени консолидации земной коры ко времени рудоотложения (складчатые области с участками ранней или поздней консолидации, щиты, эпиплатформенные прогибы и т. д.).

В систематике указана принадлежность вольфрамоносных магматических комплексов рассматриваемых регионов к плутонической, вулканоплутонической или вулканической фации глубинности становления, и соответственно, принадлежность вольфрамородных месторождений к одной из четырех вольфрамородных формаций: силикатно-вольфраматной, сульфидно-вольфраматной, антимонито-вольфраматной или лимонито-пиломелановой с гидроокислами (?) вольфрама.

По принадлежности рудоносного магматического комплекса к одной из фаций глубинности и по ассоциации рудных формаций в каждом типе металлогенических провинций выделены подтипы.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА

А. М. Кокорин, Д. К. Кокорина, П. Г. Коростелев, Е. А. Радкевич
(ДВГИ)

1. Широко проявленные на Востоке СССР вольфрамово-оловянные месторождения в зависимости от количественного соотношения главных рудных минералов — касситерита и вольфрамита — относятся к касситерито-кварцевой или вольфрамито-кварцевой формациям. В оловорудных районах этого региона известны и месторождения касситерито-силикатной формации (Алыс-Хая, Илнтас), где касситерит в рудных зонах сопровождается вольфрамитом а также месторождения Комсомольского района в Приамурье, содержащие вольфрамит и шеелит.

2. В рудных зонах главных месторождений района отношение вольфрама к олову изменяется от 1 : 20 (Лунное месторождение) до 1 : 3 (Фестивальное месторождение); здесь известны также рудопроявления, в которых вольфрам по количественной роли не уступает олову (Марсовое, Длинное), а на некоторых горизонтах, например Ягодной зоны, вольфрам даже преобладает.

Анализ отмеченных соотношений показывает, что в плане района обогащенность оловорудных зон вольфрамом несколько понижается в направлении с юга на север.

Распределение вольфрама не обнаруживает определенной зависимости от глубины образования и уровня среза рудных зон. Повышенные концентрации этого элемента характерны как для малоэродированной зоны Ягодной, так и для наиболее глубокой зоны Марсовой. Более того,

в одних случаях (зоны Северная, Придорожная) вольфрамовая минерализация наиболее интенсивно проявлена вблизи поверхности и затухает с глубиной, в других (зона Ягодная) — минералы вольфрама распределены более равномерно на значительном вертикальном интервале. По этому признаку Комсомольские месторождения отличаются от Корнуольских, где вольфрамовая минерализация по восстанию рудных зон сменяется медной, а по падению — оловянной.

3. Вольфрамит в оловорудных зонах района, как и в сходных проявлениях Северо-Востока (Матвеевко, 1969), обычно преобладает в призальбандовых частях жил и прожилков кварца, секущих кварцевые турмалиниты; реже он развивается по турмалинитам, образуя в этих ранних метасоматитах крупные (до 2—3 см в поперечнике) пластинчатые кристаллы. О более раннем отложении этого минерала по сравнению с касситеритом свидетельствуют кварц-касситеритовые прожилки, секущие кристаллы и агрегаты зерен вольфрамита в турмалинитах. Шеелит в рудных зонах замещает вольфрамит, наследуя форму его зерен. Реже образование шеелита происходило вне связи с вольфрамитом, и в этих случаях кристаллы рассматриваемого минерала можно наблюдать в друзовых пустотах рудоносного кварца. По отношению к сульфидным минеральным ассоциациям (исключая арсенопирит) шеелит, несомненно, более ранний.

4. В месторождениях района при общем преобладании вольфрамита над шеелитом отмечаются и обратные их соотношения. В некоторых зонах шеелит представляет только минералогический интерес (Длинная), в других присутствует в равных количествах с вольфрамитом (в зоне Ягодной 51% WO_3 приходится на долю шеелита, 47% связано в вольфрамите и около 2% — в тунгстате). С глубиной в зонах относительная роль шеелита обычно возрастает. Фазовые анализы руд Фестивального месторождения показали увеличение количества шеелита примерно в два раза на вертикальном интервале около 300 м.

5. Состав вольфрамита меняется в широких пределах (содержание окиси железа колеблется от 5,0 до 20,0%). В одних рудных зонах (Ягодная, Северная) преобладает вольфрамит типа ферберита (количество FeO достигает, соответственно, 20,0 и 18,5%), в других присутствует гюбнерит и близкие к нему разновидности (на Солнечном месторождении количество окиси марганца варьирует от 10,6 до 18,3 и в среднем составляет 14,2%). Интересно, что это месторождение отличается, кроме того, повышенной марганцевистостью более позднего сфалерита.

С глубиной в рудных зонах одновременно с понижением роли вольфрамита (и увеличением количества шеелита) понижается его железистость. Уменьшение содержания окиси железа по зоне Ягодной составляет около 2% на 100 м.

6. Количественные определения вольфрама (проанализировано около 5000 проб) показывают, что в некоторых оловорудных месторождениях района вольфрам присутствует в концентрациях, значительно превышающих минимально-промышленные при попутном извлечении. Этот практический вывод и отмеченные генетические особенности вольфрамовой минерализации Комсомольского района должны учитываться при изучении оловорудных месторождений турмалинового типа в других районах советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.

О ТИПАХ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МОНГОЛИИ

Г. Ф. Иванова

(ГЕОХИ)

1. Олово, вольфрам, молибден — ведущие элементы в редкометальном оруденении Монголии. Месторождения этих металлов расположены в различных структурно-формационных зонах и приурочены к районам развития мезозойского магматизма Восточной, Центральной и Южной Монголии. Возрастной интервал образования гранитоидов, с которыми связано вольфрамовое оруденение, соответствует триасу — верхней юре.

2. Вольфрамовые месторождения относятся к грейзеновой жильной формации, широко распространенной в различных районах Тихоокеанского рудного пояса, в частности, в пределах Восточного Забайкалья. По соотношению вольфрама, олова и молибдена среди них выделяются Sn — W, Mo — W и W месторождения. А. Д. Каленов предполагал поясное размещение указанных месторождений. Однако результаты детальных геологических, петрологических и геохимических исследований, проведенных в последующие годы Комплексной советско-монгольской геологической экспедицией, не подтвердили этой схемы.

3. Выполненное нами изучение 13 вольфраморудных узлов позволило выделить среди них ряд типов. В основу расчленения положены геолого-минералогические признаки: тип рудоносных гранитов, особенности парагенетических ассоциаций минералов в рудных телах, околожильные изменения, структурно-морфологическая характеристика рудных тел.

Первый тип — цвиттеровый — включает месторождения Бага-Газрын и Хара-Мориту. Главным признаком для обоих месторождений является Li — F специфика, выражающаяся в широком развитии кварц-топазовых, кварц-топаз-циннзальдитовых грейзенов (цвиттеров), а также наличие топаза и акцессорной циннвальдита в жильном выполнении. Другой признак — комплексное Sn — W оруденение.

Ко второму типу отнесены грейзеновые месторождения кварц-мусковитового состава, рудные тела которых представлены грейзеновыми зонами различной мощности с W — Mo оруденением (месторождения Тумэн-Цогто, Югодзыр).

В качестве третьего типа выделены жильные бессульфидные вольфрамовые месторождения (Буявты, Салаа, Их-Наратинхид), являющиеся аналогами таких месторождений Восточного Забайкалья, как Дедовогорское, Антоновогорское и др. Общие признаки заключаются в относительной простоте структурных особенностей и минералогического состава (кварц, мусковит, вольфрамит, редко флюорит), узлокальном развитии грейзенов кварц-мусковитового состава, небольшой глубине оруденения.

К четвертому типу отнесены жильные сульфидные месторождения Барунцогто, Их-Хайрхан, Чулун-Хурнэтэ. Для всех указанных месторождений характерны комплексность минерального состава, наличие вертикальной зональности оруденения, сложность структурных условий формирования месторождений.

IV. Металлогения золота

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

Г. П. Воларович

(цНИГРИ)

1. Под металлогенией золота следует понимать (развивая представления основоположников советской металлогенической школы (В. А. Обручева, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и др.), всю совокупность геологических процессов, обуславливающих концентрацию металла, существенно превышающую кларковую. В свете этого должны быть рассмотрены основные особенности: геохимии и минералогии золота; его связей с магматизмом; поведения золота в процессах седиментации и метаморфизма; условий концентрации золота при рудообразовании; условий накопления золота в процессе россыпеобразования; закономерностей размещения концентраций золота в связи с развитием различных геотектонических областей.

2. Основные особенности геохимии и минералогии золота обусловлены его специфическими химическими и физическими свойствами. Для золота характерна, несмотря на низкий кларк, весьма широкая рассеянность в природе, присутствие в весьма разнообразных проявлениях природного вещества (от горных пород до человеческого организма) с одновременной очень высокой (по сравнению с кларком) концентрацией его в отдельных небольших участках земной коры при крайне неравномерном распределении высококонцентрированных скоплений золота (самородков, проб с высокими содержаниями, богатых рудных тел, крупных месторождений).

Разработанные новые высокочувствительные методы анализа на золото (химико-спектральный, нейтронно-активационный, атомарно-абсорбционный) дали возможность устанавливать малые и весьма малые содержания золота в породах и минералах, в результате чего намечается тенденция к некоторому повышению среднего кларка золота земной коры.

Самородное золото, как известно, является основным природным минералом золота. Тщательные технолого-минералогические исследования последних лет обнаружили широкое распространение тонкодиспергированных частиц самородного золота (размером 10 мкр и менее) как в рудах, так и в россыпях (Ф. А. Шохор, А. Г. Лопатин). С другой стороны, тонкое минералогическое изучение самого золота (Е. И. Казаринова) позволило установить мельчайшие включения в нем различных минералов (сульфидов, теллуридов и других), состав которых коррелируется с составом элементов-примесей в самородном золоте, выявляемых точными химико-аналитическими методами. Таким образом, очевидно, только серебро дает природные смеси с золотом на основе

изоморфного замещения в структуре вещества. При этом состав металлов минералогических включений в самородном золоте зависит от минерального типа руды и отражает общий металлогенический фон района или даже провинции.

3. Широкое распространение в пределах золотоносных провинций разнородных магматических пород, временные и пространственные связи золотого оруденения с породами разных фаций и состава указывают, что золотое оруденение имеет парагенетические связи с различными магматическими комплексами (от ультраосновных до кислых и щелочных). Однако петрографические и петрохимические исследования на основе высокочувствительных анализов пород и породообразующих минералов из разных золотоносных провинций дают основание считать, что эмпирически подмеченные закономерности о связи преобладающего количества месторождений золота с породами андезит-гранодиоритовой формации подтверждаются. Средние кларковые содержания золота в породах андезит-гранодиоритовой формации в целом на порядок выше, чем в других магматических формациях. Концентраторами золота в этих породах являются минералы групп амфибола, содержащие, очевидно, тонкодиспергированное золото. Намечается накопление золота в процессе последовательной дифференциации магматического расплава с повышением концентраций золота в конечных продуктах расплава (Н. Л. Шилин).

Все вышеизложенное позволяет предполагать, что зарождение золотоносных магматических расплавов скорее всего происходит на границе гранитного и базальтового слоев Земли. В соответствии с этим обращает внимание наличие только в общем мало концентрированных скоплений золота в различных рудных месторождениях (колчеданных, хромитовых, сульфидно-медно-никелевых и др.) эвгеосинклинальных зон и платформенных областей с широко проявленным базальтоидным магматизмом.

4. Поведение золота при процессах седиментации различных пород обусловлено также его специфическими химическими и физическими особенностями. При образовании осадочных пород в общем случае происходит рассеяние тонкодиспергированного эндогенного золота как в процессе переноса, так и в процессе собственно осадконакопления. В процессе переноса золота в экзогенных условиях происходит, с одной стороны, его накопление, с другой — рассеяние (вследствие истирания золота из-за его низкой твердости). Однако общее количество крупного золота в эндогенных месторождениях значительно меньше тонкодисперсного, что вызывает при процессах седиментации в целом рассеяние металла и локальное относительное его накопление. При этом накопление золота в экзогенных процессах происходит только в определенных физико-географических и тектонических условиях, благоприятных для образования россыпных месторождений.

Одновременно с этим при общем постоянном, но крайне низком, содержании золота в морской воде обнаружены локальные участки его существенно повышенной концентрации вместе с повышенной концентрацией других тяжелых металлов (серебра, свинца и др.), что связано с привнесом металлов эндогенными растворами в морской водоем (Красное море). Процесс накопления золота в таких случаях при седиментации следует определять как осадочно-эксталяционный.

Поведение золота при процессах метаморфизма изучено еще недостаточно. Экспериментальными работами (В. Г. Моисеенко) доказано самоочищение золота в определенных термодинамических условиях. Это находится в соответствии с постоянно высокой пробой золота месторождений, размещающихся в пределах, метаморфических комплексов. Вместе с тем в анатектитовых гранитах (А. И. Кондратенко) устанавливается пониженный кларк золота даже для богатого золотоносного района (р. Лена). Кроме того, уже давно известно, что концентрация

россыпей в районах распространения кристаллических и метаморфических комплексов наблюдается на участках развития роговообманковых сртогнейсов гранодиоритового состава, в которых устанавливаются и повышенные содержания золота. Это не дает основания считать широко распространенным процесс ремобилизации золота при метаморфизме вмещающих пород даже на значительных глубинах геосинклинальных зон, а свидетельствует скорее об эндогенной золотоносности магматических пород андезит-гранодиоритовой фермации. Повышенные же содержания и крупнейшие концентрации золота в метаморфизованных конгломератах и гравелигах древних платформ (Африка, Южная Америка) связаны, с одной стороны, с первичным накоплением металла в процессе седиментации, с другой — с широким фронтом развития гидротермальных золотоносных растворов.

5. Условия концентрации золота при рудообразовании до сих пор полностью не расшифрованы. Несомненно, что это процесс эндогенной концентрации золота, начавшийся при отщеплении рудоносных флюидов из магматических очагов, протекавший во время продвижения этих флюидов в верхние горизонты земной коры и завершившийся при отложении рудного вещества из уже насыщенных золотом растворов. Судя по минеральным агрегатам золотых руд, имеет место как ионный, так и коллоидный характер золотоносных растворов. Последнее подтверждается колломорфными образованиями кварца (и халцедона) в золотых рудах близповерхностных месторождений. В то же время процесс отложения руд золота протекает при широком диапазоне температур (от 550 до 150°), что обосновывается данными гомогенизации (Н. М. Давиденко и др.).

Независимое поведение золота в химических процессах обуславливает сосуществование его с различными рудными и жильными минералами, но приводит вместе с тем к выделению основного количества золота на поздних стадиях рудоотложения. Постоянное сонахождение золота и кварца, а также обычные низкие концентрации тонкодисперсного золота в больших массах рудного кварца ранних генераций и наличие в рудах малых объемов кварца продуктивных золотоносных минеральных ассоциаций указывают на особую роль (видимо, защитную) кремнезема при переносе и отложении золота из гидротермальных растворов. Существенное значение при осаждении золота из гидротерм имеет образование сульфидов (особенно пирита и арсенопирита), которые захватывают при своей кристаллизации тонкодиспергированное золото, а также присутствие во вмещающих породах углеродистого органического вещества, абсорбирующего золото из растворов, как это имеет место и в лабораторных условиях.

Проба золота в рудах зависит прежде всего от насыщенности серебром золотоносных гидротерм и от скорости выпадения из растворов золота при рудоотложении, что следует из присутствия низкопробного золота в месторождениях близповерхностного типа и более низкой пробы мелких и мельчайших зологин. При этом, если образование тонкодиспергированного золота происходит при быстром выпадении его из растворов, то формирование крупных золотин (самородков) протекает медленно, при длительной подготовке гидротерм к данному акту.

6. Условия накопления золота в процессе россыпеобразования рассматривались многими исследователями (Ю. А. Билибин, И. С. Рожков и др.). Основной металлогенической особенностью является пространственное совмещение во многих золотоносных узлах рудных и россыпных месторождений, поскольку в экзогенных условиях очень не велик перенос основных количеств золота, концентрирующегося в россыпях. Однако различия в размерности золотин, извлекаемых из руд и россыпей, обуславливают отсутствие прямых связей промышленных концентраций золота в рудных и россыпных месторождениях. Коренными источниками

россыпей служат проявления золотого оруденения, содержащие золотинки крупных и средних размеров (более 0,1—0,2 мм) и далеко не всегда образующие промышленные скопления рудного золота. Золоторудные месторождения близповерхностного типа, золотосодержащие колчеданные месторождения и ряд других рудных месторождений золота в большинстве своем не сопровождаются крупными россыпями.

Разрушение золоторудных месторождений и высвобождение золота из руд в экзогенных условиях происходит при образовании элювиально-делювиальных отложений. Высвобождение золота из руд частично продолжается и в процессе формирования аллювия и очень редко — при накоплении морских осадков. Природное обогащение золотом рыхлых отложений возможно только гравитационным путем в подвижной водной среде при определенном соотношении жидкого и твердого компонентов. Поэтому основной процесс концентрации золота при россыпеобразовании в умеренных широтах имеет место либо в аллювиальном потоке, либо в прибойной зоне моря. В тропическом влажном климате, при образовании мощных химических кор выветривания, происходит вынос большей части продуктов разложения горных пород и руд, что приводит к обогащению золотом элювиально-делювиальных образований. В этом случае рудные и россыпные месторождения золота находятся даже в пределах одних рудных полей.

7. Закономерности размещения концентраций золота, обусловленные различным развитием разных геотектонических областей, взаимосвязаны с особенностями геохимии и минералогии золота, поведением его в магматических, гидротермальных, а также седиментационных и метаморфических процессах. В целом весьма широкое распространение золотоносности наблюдается во всех геотектонических областях, имеющих различную историю геологического развития: в складчатых областях, на древних платформах, в пределах областей мезозойской активизации и мезокайнозойских вулканических поясов. На общем фоне золотоносности выделяются отдельные узлы повышенной концентрации, обусловленной эндогенными, а местами и экзогенными процессами.

Размещение крупных узлов концентрации золотоносности обусловлено региональными тектоническими структурами — глубинными разломами, контролирующими развитие магматических процессов в определенных участках земной коры. При этом решающую роль играет длительная подвижность региональных структур и унаследованность их развития, что приводит к накоплению общей потенциальной золотоносности в магматических камерах. Возникновение глубинных разломов иных секущих направлений приводит к фокусированию золотоносных магматических центров, что и создает возможность образования крупных скоплений золота большего практического значения.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВО ВРЕМЕНИ И РАЗМЕЩЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В. Т. Матвеевко, К. Б. Ильин

(ВСЕГЕИ)

1. В последние годы авторы, при участии других исследователей, занимались изучением региональной металлогении золота Востока СССР. Главные цели исследования:

а) определение возраста и тектонического положения золотого оруденения в геосинклинально-складчатых областях, различных по возрасту и типу развития;

б) выявление степени золотоносности интрузивных и вулканогенных комплексов и определение положения комплексов и месторождений в процессе развития геосинклинально-складчатых поясов и их «рам»;

в) определение благоприятных геологических обстановок (факторов) локализации промышленных месторождений золота;

г) разработка классификации золоторудных формаций и минеральных типов месторождений, входящих в них;

д) определение наиболее перспективных золотоносных площадей (районы, зоны и, по возможности, узлы) для постановки первоочередных поисковых работ.

2. В основу исследований положен принцип регионального металлогенического анализа и синтеза, из которого вытекает, что образование золотой минерализации является лишь звеном в сложном процессе развития земной коры.

3. В результате исследований составлена обзорная мелкомасштабная карта, на которой показано пространственное размещение золотых месторождений (в том числе и россыпных), их положение в процессе историко-геологического развития геосинклинальных складчатых областей, систем и других тектонических структур, отображены минеральные особенности, их формации (группы) и некоторые другие свойства месторождений.

4. Золотоносность Востока СССР, хотя известна и давно, но изучена недостаточно. В дореволюционные годы первые научные обобщения сделаны К. И. Богдановичем, П. И. Полевым, П. Казанским, И. А. Корзухиным и др. Первое десятилетие Советской власти ознаменовалось открытиями крупнейших месторождений золота во многих районах Востока (Алдан, Аллах-Юнский, Колымский, Индигирский районы, Забайкалье, Приамурье, Сихотэ-Алинь). В последующие годы широкий размах геологических исследований позволил накопить большой материал, обобщенный Г. П. Воларовичем, М. Г. Золотовым, Е. А. Радкевич, И. С. Рожковым и др.

5. Несмотря на большой объем выполненных научно-исследовательских работ, многие вопросы геологии золота остаются до сих пор неясными или противоречивыми (поведение золота при метаморфизме, мобилизация и переотложение, генетическая связь с магматизмом и ее природа, роль вмещающей среды, источники богатых россылей, перераспределение золота в россыпях и др.).

6. В тектоническом поясе Востока СССР выделяется золотоносный пояс, в пределах которого отчетливы золотоносные провинции (Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алинская, Корякско-Камчатская, Тихоокеанская, Алдано-Становая), а в их пределах — Яно-Колымская, Чукотская, Охотско-Чукотская, Восточно-Забайкальская, Приаргунская, Западно-

Камчатская, Анадырско-Корякская, Восточно-Камчатская, Сахалинская, Алдано-Тимптонская, Олекмо-Становая субпровинции; в провинциях и субпровинциях выделяются золотоносные районы и зоны.

7. Каждая золотоносная провинция, субпровинция, рудный район, зона и узел характеризуется своими особенностями геолого-тектонического строения и металлогении.

8. В сложной истории развития тектонического пояса может быть намечено пять тектоно-магматических и металлогенических циклов, не равнозначных по завершенности, широте развития, особенностям и характеру магматизма и проявлению золотой минерализации: позднпротерозойско-раннепалеозойский, палеозойский-раннемезозойский, позднпалеозойско-мезозойский (мезозойды), мезозойско-кайнозойский (кайнозойды), современный.

Особенно широко золотая минерализация проявилась в палеозойско-раннемезозойском и позднпалеозойско-мезозойском циклах, причем наиболее интенсивно она происходила на позднегеосинклинальном и орогенном этапах развития складчатых областей и систем (I_3 — Cr_2).

9. В формировании золотоносности Востока СССР могут быть выделены следующие золотоносные эпохи: архейская, ранне-среднепротерозойская, позднпротерозойско-раннепалеозойская (байкальская), палеозойская, позднпалеозойско-мезозойская, кайнозойская.

10. Среди многочисленных и разнообразных металлогенических факторов образования и размещения золотого оруденения для описываемого пояса главными являются:

1) стратиграфо-литологический, 2) тектонический, 3) магматический, 4) метаморфический, 5) фактор эрозионного среза и вреза. Месторождения золота встречаются во всех стратиграфических подразделениях, но наибольшее их количество приурочено к геосинклиналиско-складчатым образованиям мезозойского возраста. Роль литологии (вмещающей среды) различна в зависимости от региона и типа золоторудной минерализации, но особое значение имеют физико-механические свойства среды, а также осадочно-вулканогенные толщи. Тектонический (структурный) фактор — ведущий в процессе возникновения, формирования и размещения золотой минерализации. Многочисленные разрывные нарушения во многом определяют структуры рудных полей, морфологию месторождений рудных тел и т. п. Магматический фактор следует считать одним из важнейших как в образовании, так и в размещении золотых месторождений. Здесь имеется в виду связь золотого оруденения с девонскими диабазовыми дайками в Сетте-Дабанской зоне, раннетриасовыми дайками в Верхоянском районе, интрузиями габбро на мысе Шмидта (о. Сахалин), меловыми гранитоидами в Улахан-Сисском районе, в Сихотэ-Алинской провинции, Монголо-Охотской провинции и т. д. Большую роль в золотоносности Алдано-Становой провинции играют близповерхностные резонансные (наложенные) интрузии повышенной щелочности. В магматизме геосинклиналиских складчатых областей, с которым повсеместно связана золотоносность, ведущую роль играют интрузии инверсионного этапа (преобразования их в складчатые сооружения), предбатолитовые малые интрузии, менее крупные тела гранодиоритового и гранитного состава.

Интенсивно проявлена золотая минерализация и в связи с различными магматическими образованиями орогенного (послеинверсионного) этапа, особенно с субвулканическими образованиями интрузивно-эффузивных поясов (близповерхностные и низкотемпературные золотые и золото-серебряные месторождения).

Метаморфический фактор изучен слабо, хотя его значение вырисовывается все более отчетливо. Особо это касается зон и полей метамор-

фических пород, принципиально золотоносных и близких по типу к Мурунтау.

Фактор эрозионного среза и вреза является определяющим для ряда золотоносных районов, особенно вулканогенных поясов. Огромна роль этого фактора в россыпеобразовании.

11. Для золотого пояса Востока могут быть выделены пять золоторудных формаций гидротермального генезиса: 1) золото-скарновая; 2) золото-турмалин-кварцевая; 3) мезотермальная золото-кварцевая; 4) мезотермальная золото-карбонат-сульфидная; 5) эпитермальная золото-халцедон-кварцевая. В каждой формации намечаются минеральные типы месторождений. Выделяется также формация метаморфогенных месторождений с несколькими минеральными типами.

Золотосодержащие месторождения — оловянные, вольфрамовые, молибденовые, свинцово-цинковые и полиметаллические, кобальт-висмутовые и ртутные.

Наиболее благоприятные и благонадежные типы золоторудной минерализации в золотоносном поясе Востока СССР — представители золото-кварцевой, золото-карбонат-сульфидной, эпитермальной золото-халцедон-кварцевой и метаморфогенной формаций. Следует подчеркнуть значение последней формации, которая в связи с выявлением «большеобъемных» золоторудных месторождений типа Мурунтау представляет особый интерес для поисков в ряде районов Востока СССР.

12. Важной задачей являются поиски древних золотоносных конгломератов и прибрежно-морских россыпей; признаки их уже установлены.

13. Главная задача современных прогнозно-металлогенических исследований — разработка методики количественно-прогнозной оценки золотоносных территорий. В основу этой оценки должен быть положен учет всех имеющихся данных о количественной характеристике известных (открытых) объектов и вероятных месторождений с разделением их по запасам на категории, учет интенсивности и экстенсивности оруденения, сведения о балансовых и забалансовых запасах и данные о количестве добытого металла. Безусловно, должны быть приняты во внимание общая металлогеническая обстановка, главнейшие металлогенические факторы, минеральные и морфологические типы и их характеристика в цифрах, вероятность обнаружения крупных и большеобъемных месторождений (на основе сравнительных и фактических данных).

14. Сравнение золотоносности Востока СССР и Северной Америки показывает, что золотоносность геосинклинально-складчатых зон Востока СССР наиболее сходна с золотоносностью невадид Калифорнии. Золотоносность Аляски сходна с золотоносностью Олекмо-Становой субпровинции.

15. Главные задачи дальнейших исследований должны сводиться к изучению геохимии золота и геохимических свойств осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций. Крайне важно дальнейшее изучение металлогенических факторов, особенно тектонических и магматических, а также изучение структур месторождений, полей и узлов. Столь же важно детальное изучение минерального состава месторождений.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА

В. Г. Моисеенко

(ДВГИ)

Концентрация и рассеяние золота зависят не только от геологических и физико-химических условий, но и от свойств самого золота. В атомах золота (атомный радиус 1,44 Å) наружный электрон расположен близко к ядру, и при большом заряде ядра электрон сильно притягивается к нему. В связи с этим энергия, необходимая для отрыва электрона от атома (ионизационный потенциал), весьма высока. Высокий ионизационный и окислительно-восстановительный потенциалы определяют преимущественное нахождение золота в природе в самородном состоянии.

Золото относится к группе малолетучих элементов. Вместе с тем оно образует высоколетучие соединения с хлором. В атмосферных условиях золото является одним из наиболее устойчивых элементов. Инертностью золота в экзогенных условиях объясняется широкое распространение его россыпей, в которых нередко встречаются и крупные самородки. В то же время в докембрийских россыпях самородки не установлены. Отсутствие самородков в древних россыпях, как справедливо отметил Ч. Ф. Парк (1966), указывает, что в условиях метаморфизма золото способно мигрировать.

Скорости диффузии и самодиффузии золота в твердом состоянии при низких температурах через кристаллическую решетку в большинстве случаев очень низкие. Однако экспериментальными работами Г. Бюрг (1938) и В. Г. Моисеенко (1965) доказано, что инертное и малоподвижное в общем случае золото при сочетании определенных условий становится весьма подвижным. В твердой среде золото в форме иона перемещается, при прочих равных условиях, наиболее быстро по дефектам в кристаллах, по поверхности кристаллов и по межзерновым пространствам.

Золото легко восстанавливается из растворов до самородного состояния. Вместе с тем оно имеет резко выраженную склонность к комплексообразованию, причем Au^{3+} обладает практически постоянным координационным числом четыре, а для Au координационное число равно 2. Лигандами для Au^{3+} — могут служить: Cl^- , SCN^- , Br^- , I^- , NH_3 и другие, для Au^+ — NH_3 , $S_2O_3^{2-}$, CN^- и другие. Комплекс $[AuCl_4]^-$ легко образуется в присутствии сильных окислителей в среде, содержащей избыток хлор-ионов, и устойчив в кислых растворах. Константа нестойкости этого хлоридного комплекса имеет малую величину: $K_n = 5,10^{-22}$. Известно, что чем меньше константа нестойкости, тем более устойчив комплекс.

Комплексный хлоридный анион трехвалентного золота заряжен отрицательно, и естественно, что противоионами для него могут служить катионы щелочных металлов, образующие комплексные соединения типа $Na[AuCl_4]$. Важная роль хлоридно-натровых комплексов золота в формировании месторождений подтверждается изучением состава остаточных гидротермальных растворов. Так, химические анализы состава водных вытяжек из кварца продуктивных ассоциаций различных золоторудных месторождений указывают на щелочно-бикарбонатный состав гидротерм. В растворах постоянно присутствует хлор, а натрий преобладает над калием (Моисеенко, Фатьянов, 1971).

Температурные условия формирования золоторудных месторождений методом гомогенизации изучались многими исследователями (Колтун, 1957, 1958; Ляхов, 1968; Смирнов и др., 1970; Фатьянов, 1971,

и др.). Установлено, что золоторудные гидротермальные месторождения формируются в широком диапазоне температур. При этом ранние безрудные или слабозолотоносные стадии образуются преимущественно в высокотемпературных условиях ($430-230^{\circ}$), продуктивные — в среднетемпературных ($360-130^{\circ}$) и заключительные, обычно карбонатные, — в низкотемпературных ($165-30^{\circ}$).

На основании литературных данных и собственных наблюдений, нами (Моисеенко, Фатьянов, 1971) было показано, что основное количество самородного золота выпадает при фиксированной температуре в интервале от 200 до 130° совместно с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами и другими минералами продуктивной ассоциации. Этот вывод согласуется с представлениями Л. И. Овчинникова (1967) о выпадении рудного вещества из растворов при определенных температурах.

Самородное золото постоянно содержит примесь серебра. Вследствие близости параметров кристаллической решетки золото образует с серебром непрерывный ряд твердых растворов замещения. В связи с этим в природных условиях следовало бы ожидать существования минералов, содержащих золото и серебро во всех пропорциях. В действительности широко распространены самородное золото с примесью серебра и минералы серебра с примесью золота, а промежуточные золото-серебряные минералы встречаются сравнительно редко. Причины такой закономерности связаны прежде всего с различным энергетическим состоянием золото-серебряных минералов. Учитывая, что энергетическое состояние металла связано с его межатомными расстояниями, мы (Моисеенко, Сафронов, 1971), вслед за Л. Кармазиным (1969), провели изучение зависимости параметров кристаллической решетки от состава сплавов золото-серебро. При этом установлено, что для твердого раствора золото — серебро характерно отрицательное отклонение от закона Вегарда в концентрационной зависимости параметров решетки от состава раствора.

В природе наиболее часто встречается самородное золото с пробностью $700-900$, которое по составу отвечает интервалу твердого раствора золото — серебро с минимальными параметрами кристаллических решеток (область максимального отклонения от закона Вегарда).

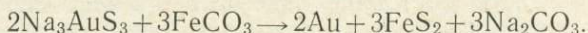
Летучесть серебра в твердом растворе золото — серебро на порядок выше летучести золота. В связи с этим с повышением температуры среды при метаморфизме повышается пробность самородного золота. Достоверность такого вывода подтверждается как геологическими наблюдениями, так и экспериментальными данными (Моисеенко, 1965).

Принято считать, что пробность самородного золота различных месторождений зависит прежде всего от температуры их формирования. Несомненно, что из более высокотемпературных гидротермальных растворов, при прочих равных условиях, будет выпадать более высокопробное золото. Однако (как было показано выше) выпадение основного количества золота из гидротермальных растворов фиксируется в сравнительно узком интервале температур. Нами (Моисеенко, Фатьянов, 1971) установлено, что пробность самородного золота гидротермальных месторождений убого- и малосульфидной формаций зависит главным образом от состава раствора. Наблюдается прямая зависимость пробы золота от доли натрия в сумме щелочей, а также от количества хлора в гидротермах. Коэффициенты корреляции между пробностью золота и отношениями $\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$, $\frac{Cl^-}{Cl^- + HCO_3^-} \cdot 100$ рассчитаны по формуле Спирмена с 5% степенью точности и, соответственно, равны 0,95 и 0,75.

Характерно, что с ростом глубины формирования золоторудных месторождений, при прочих равных условиях, в составе гидротерм среды

анионов возрастает количество Cl^- и падает HCO_3^- , а среди катионов возрастает содержание Na^+ и падает K^+ . В первую очередь, в связи с этим, с глубиной обычно возрастает проба самородного золота первичных руд месторождений убого- и малосульфидной формаций. На состав золота влияют и другие факторы, среди которых важное значение принадлежит температуре.

Важная роль хлоридно-натровых комплексов в гидротермальном переносе золота доказана только для месторождений убого- и малосульфидной формаций. При формировании месторождений умеренно сульфидной и сульфидной формаций главная роль в миграции золота, видимо, принадлежит золото-сульфидным и тио-сульфатным комплексам. В рудах различных месторождений наиболее часто встречается ассоциация золота с пиритом. Совместное нахождение этих двух минералов В. В. Щербина (1956) объясняет следующей возможной реакцией:



Помимо хлоридно-натровых, сульфидных и тиосульфатных комплексов, возможны и другие формы переноса золота.

Таким образом, низкая летучесть золота препятствует его миграции, а образование высоколетучих соединений золота с хлором способствует его переносу. Золото легко восстанавливается из растворов до самородного состояния, что препятствует его рассеиванию, а способность золота образовывать устойчивые комплексы предопределяет интенсивную его миграцию в гидротермальных растворах.

Двойственные черты золота отчетливо проявляются при металлогеническом анализе. Давно подмечено, что месторождения золота часто приурочиваются к толщам фемического профиля, богатым основными вулканитами. Для Урала связь золота с зеленокаменными породами установили И. В. Мушкетов, А. М. Карпинский и А. М. Кеппен (Карпинский, Кеппен, 1881), а для Олонецкой губернии — А. В. Иностранцев (Иностранцев, 1887). П. Н. Кропоткин (Кропоткин, 1955) отмечал, что в Северном Казахстане в приконтактовых зонах каледонских и герцинских интрузий золотое оруденение появляется в случае, если они прорывают нижнепалеозойские туфы и эффузивы основного состава.

Ю. Г. Щербаков (Щербаков, 1964, 1965) неоднократно подчеркивал фемический характер золота и связывал потенциальную возможность золотого оруденения в регионе с наличием в его пределах пород с повышенным кларком золота. По его мнению, для Алтае-Саянской складчатой области золотоносными являются те массивы, которые прорывают зеленокаменные отложения кембрия, характеризующиеся существенно основным составом эффузивов и содержащие в два раза больше золота, чем сами гранитоиды или осадочные породы региона.

Для Дальнего Востока локализацию месторождений золота в эвгеосинклинальных зонах отмечали Е. А. Радкевич и др. (1965).

Наиболее четко пространственная приуроченность золотоносности к зеленокаменным породам наблюдается на древних щитах. Так, в Западно-Австралийском щите, по данным С. Сулливана (1948), 90% золота добыто из месторождений, расположенных в древних зеленокаменных породах.

Большинство месторождений золота на Африканском и Бразильском щитах локализовано в существенно зеленокаменных породах докембрия (Дюо, 1950; Гвимарааса, 1947).

В глубоко метаморфизованных породах Канадского щита месторождения золота тяготеют к узким синклинальным трогам, выполненным главным образом эффузивами основного состава, метаморфизованными в фацию зеленых сланцев (Шер, Рожков, Васильченко, 1967).

Следует заметить, что далеко не всегда в регионах с зеленокаменными образованиями проявлена золотая минерализация. Так, в каледонидах Европы в Норвежской металлогенической провинции, где широко развиты зеленокаменные породы, прорванные интрузиями основного и кислого состава, наблюдаются многочисленные колчеданные залежи, а месторождения золота отсутствуют.

В эвгеосинклинальных зонах нередко наблюдается пространственная и временная связь золотого оруденения не только с основными, но и с ультраосновными породами и продуктами их метасоматической переработки. Так, И. Ф. Форстер (1960) описал золоторудное месторождение в Южной Африке, локализующееся в ультраосновных породах. На этом месторождении он наблюдал каплевидные включения самородного золота в зернах оливина. Известно много случаев ассоциации золота с платиной в дунитах Урала. Следует заметить, что в гипербазитах дунит-герцбургитовой формации содержания золота, по данным С. А. Щеки и др., близки к таковым в метеоритах и составляют $21,3 \cdot 10^{-7}\%$ (Щека, Моисеенко, Фоминых, 1971).

Если для древних металлогенических эпох можно привести много примеров, подчеркивающих фемические черты золота, то для молодых (киммерийской и альпийской) более характерны его салические признаки. Многие золотоносные области, как подчеркивал Н. А. Шило (Шило, 1970), локализируются не в эвгеосинклинальных, а в миогеосинклинальных зонах. Так, Яно-Колымская золотоносная область сложена мощными флишоидными отложениями палеозоя и мезозоя. Среди магматических образований здесь проявлены главным образом мезозойские синорогенные гранитоиды (Колымский комплекс), вытянутые цепочкой в виде крупного пояса, контролируемого глубинными разломами (Шило, 1970). В этой золотоносной области широко проявлены также малые интрузии в основном диоритового состава, представленные свитами даек, штоков и других тел. Терригенными породами верхнего палеозоя в значительной части сложена Джугджурская золотоносная область, которая сочленяется на севере с Яно-Колымской.

Месторождения золота Приамурья входят в региональный золотоносный пояс субширотного простирания, приуроченный к Монголо-Охотской складчатой области. Рудные поля многих месторождений этого пояса сложены терригенными породами флишоидного типа (Токурское, Сагурское, Агние-Афанасьевское и др.).

Локализация золотого оруденения в терригенных образованиях часто флишоидного типа характерна также для многих золотоносных районов Сибири и Приморья. Г. П. Воларович и И. С. Рожков отмечали, что собственно золотые и золото-оловянные провинции приурочены к миогеосинклинальным зонам, а к эвгеосинклинальным — провинции золота — платина — хром — железо-медные с цинком, вольфрамом и титаном (Воларович, Рожков, 1967).

Многочисленные примеры локализации золотой минерализации в миогеосинклинальных образованиях можно привести и для зарубежных территорий. Так, одна из богатейших золотоносных провинций мира, расположенная в штате Виктория Восточной Австралии, приурочена к поясу герцинид, где кварцево-жильные месторождения типа Бендиго и Баларат залегают в песчано-сланцевой толще нижнего ордовика.

Характерной особенностью золоторудных месторождений, главным образом мезо-кайнозойского возраста, локализующихся в подвижных поясах земной коры, является тесная пространственная, временная и, видимо, генетическая связь их с малыми интрузиями. Из советских геологов впервые на эту закономерность обратил внимание Ю. А. Билибин (Билибин, 1947, 1949, 1961). Он высказал предположение, что малые интрузии и золотая минерализация — производные единых глубоко-

залегających магматических очагов, и назвал такую связь парагенетической. Ю. А. Билибин разделил малые интрузии подвижных зон на семь формаций, особо подчеркнув преимущественную ассоциацию золотого оруденения с интрузиями диоритового ряда.

В более широком плане важную роль ассоциации оруденения с малыми интрузиями подчеркивает В. И. Смирнов, который считает формацию малых интрузий поздней стадии геосинклинального развития наиболее продуктивной и связывает парагенетически с ней гидротермальные месторождения руд цветных, редких и благородных металлов (Смирнов, 1969).

Малые интрузии, образовавшиеся за счет глубинных магматических очагов и не зависящие в генетическом отношении от других магматических образований, Ф. К. Шипулин предложил называть самостоятельными малыми интрузиями и разделил их на четыре формации: 1) альбитофиров-диабазов конца ранних этапов развития подвижных зон; 2) диоритов-гранодиорит-порфиров поздних этапов развития подвижных зон; 3) порфиритов-порфиров конечных этапов развития подвижных зон (области с завершенной складчатостью); 4) субщелочных и щелочных преимущественно основных пород платформенных областей (Шипулин, 1965). Золотое оруденение особенно сильно проявляется в связи с формацией диоритов-гранодиорит-порфиров.

Малые интрузии и золотое оруденение, видимо, связаны не только пространственными и временными отношениями. Так, в Приамурье самостоятельные малые интрузии, с которыми парагенетически связано золотое оруденение Монголо-Охотского пояса, резко отличаются от других магматических пород этого региона повышенным кларком золота. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в монцо-диоритах и диоритах повышенной щелочности — $12,7 \cdot 10^{-7}\%$, а в ряду порфириты-гранодиорит-порфиры они значительно меньше — $3,9 \cdot 10^{-7}\%$ (Моисеенко, Фатьянов, 1971).

Для золотоносных и золото-оловянных провинций давно подмечена генетическая связь золотого оруденения с гранитоидами натрового ряда и телами альбититов (Ферсман, 1939; Галахер, 1940; Билибин, 1947), в то время как с калиевыми магматическими образованиями обычно ассоциирует олово (Ициксон, 1960; Радкевич, 1965; Изох, Русс, Кунаев, Наговская, 1967). Однако можно привести много примеров ассоциации золота с калиевыми магматическими образованиями (Шнейдерхен, 1958; Давлетов, 1971, и др.). Следует заметить, что средний кларк золота для некоторых регионов Дальнего Востока и Северо-Востока СССР в гранодиоритах и плагиогранитах — $3,1 \cdot 10^{-7}\%$, в то время как в гранитах этой же территории — $1,6 \cdot 10^{-7}\%$ (Фатьянов, 1971; Иванов, 1971).

Альпийские золотоносные провинции приурочены к Тихоокеанскому и Средиземноморскому вулканическим поясам. Основное количество добытого золота этой металлогенической эпохи приходится на долю Тихоокеанского пояса (97%). В Средиземноморском поясе золотоносность установлена только в Карпатах (Трансильвания) и Малом Кавказе.

В пределах Тихоокеанского вулканогенного пояса, приуроченного к сверхглубоким разломам, окаймляющим американский и азиатский континенты, широко проявлено золотое, золото-серебряное и золото-серебро-медное оруденение. Из основных особенностей золотых и золото-серебряных месторождений этого типа следует прежде всего отметить тесную пространственную и временную связь их с субвулканическими типами андезитов и липаритов. Оруденение, как правило, локализуется в полях низкотемпературной пропилитизации (Пляшкевич,

1969), а продуктивные минеральные ассоциации чаще всего связаны с зонами адуляризации (Сидоров, Берман, Тренина, 1969).

Таким образом, если на архейских щитах и в эвгеосинклинальных зонах различного возраста наиболее характерна пространственная и временная связь золотого оруденения с зелено-каменными породами и интрузивными образованиями как основного, так и ультраосновного состава, то в миогеосинклинальных зонах золота наиболее часто ассоциирует с малыми интрузиями преимущественно диоритового состава и массивами гранодиоритов и плагногранитов. Для альпийской металлогенической эпохи свойственна связь золотоносности с субвулканическими телами среднего и кислого состава.

По отношению к магматизму и глубине формирования золоторудные месторождения условно можно разделить на три основные группы:

1. Месторождения сравнительно больших и средних глубин, ассоциирующие с ультраосновными и основными магматическими образованиями.

2. Месторождения средних и малых глубин, связанные парагенетически с самостоятельными малыми интрузиями среднего состава или приуроченные к массивам гранодиоритов и плагногранитов.

3. Близповерхностные месторождения, тяготеющие к субвулканическим телам среднего и кислого состава.

При наличии общих черт для каждой из трех выделенных групп месторождений характерны свои особенности. Месторождения золота, связанные с ультраосновными и основными породами, встречаются редко. Обычно в связи с породами этого типа образуются никелево-медные, платино-хромовые и другие месторождения с примесью золота. Самородное золото месторождений первой группы отличается очень высокой пробой (достигающей нередко величины 940—990) и содержит помимо серебра, в качестве характерной примеси, элементы восьмой группы периодической системы (железо — платина). Самородное золото первичных руд месторождений второй группы чаще всего имеет пробу 720—850. В его составе резко возрастает роль серебра и в качестве элемента-индикатора обычно присутствует ртуть. В месторождениях третьей группы наряду с низкопробным самородным золотом широко проявлен электрум, а также минералы серебра и сульфиды с высоким содержанием серебра. В связи с этим общее отношение золота к серебру в рудах составляет, как правило, не менее 1 : 1, достигая нередко 1 : 200.

Месторождения разных глубин отличаются не только составом золота, но и формами его выделений. Н. В. Петровская отмечает широкое разнообразие форм золота близповерхностных месторождений и общую тенденцию усложнения форм кристаллов золота при уменьшении глубины формирования месторождений (Петровская, 1969).

Для каждой из трех выделенных групп месторождений характерен определенный состав гидротермальных растворов. По данным водных вытяжек из кварца продуктивных стадий, остаточные гидротермальные растворы близповерхностных месторождений резко обогащены углекислотой, количество которой от общей суммы анионов составляет 90—95%, и обеднены хлором (5—9%). В гидротермальных растворах месторождений средних и малых глубин количество углекислоты от суммы анионов составляет примерно 60%, а хлора 18—25%. Еще больше обогащены хлором и обеднены углекислотой гидротермальные растворы месторождений сравнительно больших и средних глубин.

Независимо от глубины формирования месторождений, натрий и калий в сумме составляют 75—95% от общего количества катионов в остаточных гидротермальных растворах продуктивных стадий. Однако отношение натрия к калию возрастает с ростом глубины формирования месторождений.

Натрий и калий играют важную роль в миграции золота не только в постмагматических процессах, но и при метаморфизме. По составу исходных толщ и химической подвижности щелочей среди метаморфических комплексов выделяются две группы (Маракушев, 1965): А — натровая, Б — калиевая. В первом приближении они соответствуют двум типам зон: А — эвгеосинклинальной с высокой подвижностью натрия, Б — миогеосинклинальной, где более активен калий.

В эвгеосинклинальных областях (с терригенно-вулканогенным разрезом) региональный характер имеет воздействие натрово-кремнистых растворов, выражающееся в образовании спилитовых, глаукофановых и эклогитовых комплексов. Так, в береговых обнажениях Южного Приморья (п-ов Трудный, бухта Тадуши) наблюдаются выходы основных эффузивов путятинской свиты и интрузий габбро-диоритового состава. Здесь интенсивно развиты процессы метасоматического изменения пород как по разломам, так и вдоль жил плагиогранитов. Они выразились в широкой площадной альбитизации и окварцевании пород, а вблизи жил гранитов — калишпатизации. По мере роста в породах отношения натрия к калию (т. е. смены калиевого метасоматоза натровым) возрастает пропорционально и концентрация золота. В северной части этого района, где развиты терригенные породы и калиевые гранитоиды, золото отсутствует.

Если в эвгеосинклинальных зонах наблюдается сродство золота с натрием и «антогонизм» с калием, то часто в миогеосинклинальных зонах и, как правило, в молодых вулканических поясах устанавливается положительная корреляция золота с калием. Закономерность такого рода подтверждается при анализе минеральных ассоциаций в рудах и околожильных породах. На месторождениях, сформировавшихся сравнительно глубоко, самородное золото часто ассоциирует с альбитом, в то время как для месторождений средних и малых глубин более характерна ассоциация золота с адуляром, а на близповерхностных месторождениях продуктивные ассоциации минералов обычно связаны с зонами адуляризации. В этой же последовательности изменяется состав самородного золота от высокопробного для месторождений больших глубин, до электрума в близповерхностных месторождениях.

Следует заметить, что при метаморфизме руд повышается пробность золота в связи с большей летучестью серебра в системе золото — серебро. Главным образом поэтому на близповерхностных месторождениях иногда наблюдается высокопробное золото.

КРИТЕРИИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

И. К. Давлетов

(Ин-т геол. АН Кирг. ССР)

1. Изучение связи золоторудных месторождений с гранитоидами показывает, что не все интрузивные комплексы в пределах отдельных регионов геохимически и металлогенически специализированы на золото.

В связи с этим, рассматривая рудоносные интрузии, необходимо

учитывать не только пространственную связь оруденения с теми или иными гранитоидами, но и их петрохимические и геохимические особенности, а также время становления золотоносных гранитоидов в общем ходе дифференциации магматического очага.

2. Изучение рудоносности интрузивных комплексов показало, что в процессе эволюции магматического очага потенциально золотоносны наиболее поздние дифференциаты, представленные малыми интрузиями или дайками второго этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову).

3. Критерием золотоносности интрузивов служит унаследованность повышенных содержаний золота во всех его дифференциатах в сравнении с нерудоносными.

4. Петрохимическими и геохимическими особенностями золотоносных интрузий являются: а) натриевый характер магматического очага; б) повышенная концентрация золота в гранитоидах и наличие в них аксессуарного золота; в) высокое содержание золота в минералах-носителях (полевои шпат) и минералах-концентраторах (биотит, роговая обманка) в рудоносных гранитоидах, особенно в апикальных частях массивов; г) резко повышенное содержание золота в аксессуарных минералах золотоносных интрузий, превышающее его кларки в десятки и сотни раз; д) для золотоносных гранитоидов характерно распределение элемента по нормальному закону, тогда как в незолотоносных устанавливается логнормальное распределение.

5. Приведенные геолого-геохимические критерии золотоносности интрузивных комплексов позволяют более целеустремленно проводить поисковые работы.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СФОРМИРОВАННЫХ В БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ

Ю. С. Берман, Г. П. Воларович, А. И. Казаринов

(ЦНИГРИ)

Своеобразие близповерхностных условий формирования месторождений определяет минералого-геохимические особенности встречающегося в них золота. Золото в этих месторождениях находится в ассоциациях с различными рудными минералами: аргентитом, сульфосолями серебра, теллуридами серебра и золота и в меньшей мере — с сульфидами и сульфосолями цветных металлов. Состав и содержание элементов-примесей в золоте зависит от состава продуктивной минеральной ассоциации, отражая общие черты металлогении провинции; количество рудогенных элементов-примесей, не считая серебра, как правило, значительно меньше 1%.

В большинстве месторождений, сформированных в близповерхностных условиях, золото в среднем соответствует электруму. Проба золота на различных месторождениях может изменяться в широких пределах. Установлены пробы от менее 40 до 980, что позволяет предполагать наличие полного природного изоморфного ряда от самородного серебра до высокопробного золота. Низкопробное золото (проба 400—500) присутствует в месторождениях, характеризующихся наличием собственных минералов серебра или серебросодержащих сульфидов и сульфосолей

цветных металлов. Высокопробное золото преимущественно встречается в месторождениях, где рудная ассоциация состоит из теллуридов и висмутовых минералов.

Наблюдаются широкие колебания пробы золота на одном из месторождений (до 600), зависящие от многих геологических факторов: состава продуктивной минеральной ассоциации, глубины ее образования, характера вмещающей золото среды и, по-видимому, размера его выделений. В рудах месторождения обычно преобладает золото той или иной пробы.

Проба золота в каждой отдельной золотине изменяется значительно, что приводит к появлению зональных микроструктур. Наиболее велики колебания в электруме.

Характерными внутренними структурами для золота из месторождений, сформированных в близповерхностных условиях, являются зональные, мелко- и разнозернистые; часты двойники. Совместно с кварцем оно иногда образует взаимные субграфические прорастания.

Золото из рассматриваемой группы месторождений относится к мелкому, весьма мелкому и пылевидному. Нередко последнее преобладает на месторождении. Тем не менее оно и в этом случае дает шлиховые ореолы, и при благоприятном сочетании геоморфологических условий образуются промышленные россыпи.

Форма золота прежде всего обуславливается составом и структурой вмещающей его среды. Повышенная проницаемость горных пород вблизи поверхности, усиливающаяся процессами предрудного гидротермального метасоматоза, и широкий набор текстурно-структурных узоров руд приводит к большому разнообразию форм наблюдаемого золота.

Перечисленные особенности золота, отражающие большую неравновесность и скоротечность процессов рудообразования в близповерхностных условиях, могут быть использованы в качестве поисковых признаков для этой группы золотых месторождений.

О ВАРИАЦИЯХ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА В МАГМАТОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Д. Д. Дженчураев

(Ин-т геол. АН Кирг. ССР)

1. Вариации содержаний золота в интрузивных, эффузивных и постмагматических образованиях различны. Для гранитоидных интрузий Курамы, Чаткала, Северного Казахстана, Алтая, Забайкалья, Чукотки свойственны невысокие содержания (0,001—0,005 г/т Au) и в целом равномерное распределение (Щербаков, 1967; Аношин, Потапьев, 1966; Воскресенская, Зверева, 1968; Хамрабаев, 1969; и др.). Вариации в несколько более широких пределах иногда имеют место в крупных батолитообразных массивах (Хайруллин, Юсупов, 1968). Интрузивы, однообразные по составу и структуре, характеризуются небольшими колебаниями содержаний золота.

Для эффузивных толщ обнаруживаются более значительные вариации (Долженко, 1968).

Максимальными значениями дисперсий содержаний золота, по нашим исследованиям и данным других исследователей, обладают продукты постмагматической деятельности (0,00п — 0,п г/т Au). В сульфидах обнаруживаются еще большие величины. Нередко значительные колебания имеют место в однотипных минералах одного участка.

2. Процессы кристаллизации интрузивных пород, видимо, ведут к выравниванию содержаний золота во всем объеме интрузивного тела и появлению незначительных дисперсий.

В эффузивных толщах вариации связаны не только со сменой геолого-структурных особенностей пород, но и с характером и степенью постмагматических изменений.

Разнообразием физико-химических условий возникновения продуктов постмагматической деятельности можно объяснить значительные дисперсии содержаний золота в них.

3. Вариации содержаний золота в интрузивных, эффузивных и постмагматических образованиях должны учитываться при геохимических построениях и выводе средних.

Значительные дисперсии содержаний в постмагматических продуктах не позволяют во многих случаях установить преобладающие накопления золота в тех или иных минералах.



ЗОЛОТОРУДНЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Л. А. Мусалитин

(ягу)

1. Рассматриваемая территория охватывает междуречье нижнего и среднего течения рек Яны и Индигирки и отличается неоднородным геологическим строением. Главными геоструктурными элементами территории являются северо-западный выступ Колымского срединного массива, представленный Улахан-Сисским, Уяндинским и Тас-Хаяхта-ским поднятиями, и часть Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны, включающая Яно-Индигирский антиклинорий, Иньяли-Дебинский и Полоусный синклинории, Куларский и Туостахский антиклинории.

2. В металлогеническом отношении эта территория расположена во внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса и характеризуется как олово-редкометалльно-золото-ртутная провинция, в пределах которой выделяются несколько рудных зон или полос, в общих чертах повторяющих контуры Колымского срединного массива и наиболее крупных структур Верхояно-Колымской геосинклинали.

3. Все рудные зоны несут близкую по составу ассоциацию рудных элементов, образовавшуюся в результате многостадийной наложенной минерализации, и отличаются друг от друга преимущественным распространением определенных рудных формаций одного или нескольких ведущих металлов.

В пространственном размещении зон намечается определенная последовательность: вдоль окраинных поднятий Колымского срединного массива выделяются золото- и ртутоносные зоны с подчиненным редко-

металльным орудением; в западном и северном направлениях — в центральных частях Яно-Индибирского антиклинория и Полоусного синклинория — выделяются олово-редкометалльные зоны со спорадическими проявлениями золотого и ртутного орудения; далее на запад и северо-запад — на площади Верхоянского мегантиклинория — снова выделяются зоны с золотым и ртутным орудением при подчиненном значении оловянного и полиметаллического.

Намечающееся симметричное положение рудных зон на данной территории отражает, по-видимому, региональную металлогеническую зональность, причины возникновения которой недостаточно изучены.

4. Анализ фактического материала показывает, что на территории Северо-Восточной Якутии достаточно четко выделяются четыре золоторудные зоны: Адычанская, Куларская, Уяндинская и Улахан-Сисская, в пределах которых установлены коренные и россыпные проявления золота. Пространственное размещение зон определяется системой продольных и поперечных относительно складчатых структур глубинных разломов и, в меньшей степени, выходами магматических пород. Рудоконтролирующее влияние последних отражено в пространственной и парагенетической связи определенных рудных формаций с выходами магматических пород.

5. Адычанская и Куларская зоны приурочены к толще терригенных пород верхоянского комплекса. Общие черты в геологическом строении зон — приуроченность их к широким сундучной формы антиклиналям с крутыми интенсивно дислоцированными крыльями, большое число продольных разломов, определяющих границы зон, и преобладание среди вмещающих пород углисто-глинистых пиритизированных разностей.

Для Куларской зоны характерен комплексный состав рудных формаций, в которых совместно с золотом присутствуют олово, вольфрам и другие элементы. В Адычанской зоне эта особенность рудной минерализации проявлена слабее, в связи с чем границы зоны выражены отчетливее. Золоторудные проявления зон представлены главным образом двумя рудными формациями: золото-кварцевой малосульфидной (с арсенопиритовым и галенит-сфалеритовым минеральными типами) и золото-антимонит-кварцевой. Промышленная ценность отдельных рудопроявлений еще недостаточно ясна. Наиболее перспективными объектами являются, по-видимому, проявления золото-антимонит-кварцевой формации, на которых в настоящее время ведутся поисково-разведочные работы.

В пределах данных зон с проявлениями обеих формаций связаны многочисленные россыпи золота. При этом установлено, что наиболее богатые россыпи приурочены, как правило, к проявлениям галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной и золото-антимонит-кварцевой формаций.

5. Уяндинская и Улахан-Сисская зоны приурочены к палеозойским терригенно-карбонатным породам, слагающим одноименные поднятия. Для Уяндинской зоны свойственно сочетание золото-ртутного и золото-сурьмяного орудения при подчиненной роли редкометалльного и полиметаллического. Золоторудные проявления здесь представлены золото-кварцевой малосульфидной, золото-антимонит-кварцевой и золото-ртутной формациями. Их пространственное положение контролируется системой разломов северо-восточного и близмеридионального простираний. Наиболее крупные рудопроявления представлены золото-антимонит-кварцевой формацией.

Улахан-Сисская зона отличается комплексным золото-кобальтовым орудением, приуроченным к скарнам и эндоконтактовым фациям гранитоидных массивов. Рудные тела представлены линзовидными за-

лежами, жилами и прожилками арсенопирит-кварцевого, турмалин-кварцевого и сульфидно-кварцевого состава. Золото встречается в виде изоморфной примеси и самородных агрегатов в ассоциации с кварцем, кобальтсодержащим арсенопиритом и саффоритом. Россыпная золотоносность зоны изучена слабо. Наиболее перспективны для обнаружения россыпей долины левых притоков р. Эрча.

6. Помимо описанных зон, потенциально золотоносна территория Полоусного синклиория и Туостахского антиклиория, известная на Северо-Востоке как олово-редкометальная зона, а также поле меловых палеогеновых эффузивов хр. Эстериктях-Тас, приуроченное к глубинному разлому близмеридионального простирания. Для этих районов характерна пространственная и парагенетическая связь золотого оруденения с олово-редкометальным.

В пределах Полоусного синклиория установлены проявления золото-кварцевой малосульфидной формации арсенопиритового типа, представленные арсенопирит-кварцевыми жилами и зонами сульфидизированных пород, содержание золота в которых достигает 10—20 г/т. В полосе сочленения Туостахского антиклиория с Уяндинским поднятием, наряду с арсенопиритовым типом, развиты проявления золото-антимонит-кварцевой формации, что повышает перспективы россыпной золотоносности этого района. Следует ожидать открытия здесь комплексных золото-касситеритовых россыпей.

В последние годы доказана принципиальная золотоносность эффузивных пород хр. Эстериктях-Тас, содержание золота в которых, по данным литохимического опробования, колеблется от 0,1 до 0,5 г/т. Широкое по площади развитие золотоносных эффузивов позволяет рекомендовать данный район как один из первоочередных для поисковых работ.

ЦИКЛЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С. И. Гавриков

(ВСЕГЕИ)

В западной части Верхояно-Чукотской складчатой области устанавливаются три цикла в развитии золотого оруденения: допалеозойский, палеозойский и мезо-кайнозойский, из которых наибольшее значение имеет мезо-кайнозойский.

Допалеозойская золотоносность, подразделенная на архейскую и протерозойскую, локализуется на Охотском массиве и Приколымском поднятии. Архейская золотая минерализация пространственно совмещена с архейскими гнейсами и гранито-гнейсами, а также отмечается в средне-верхнекаменноугольных конгломератах гадекчанской свиты на Охотском массиве; протерозойская (?) — с протерозойскими (?) метаморфическими образованиями Приколымского поднятия.

Палеозойская золотоносность, связанная с инверсионными магматическими комплексами Верхояно-Бруксовской омогеосинклиальной области (по терминологии Т. Н. Спижарского), размещается в зонах их распространения. Золотая минерализация, сопровождаемая серебря-

ной, свинцово-цинковой и медной, обычно ассоциирует с плутоническими диорит-сиенитовым (сибеганский), граносиенитовым (томмотский), возможно, гранитовым (абкитский) и вулканогенными трахит-дацит-липаритовым (кедонский) и диабазо-базальтовым (джелкано-хандыгский) комплексами.

Мезо-кайнозойская золотоносность, являющаяся доминирующей и наиболее продуктивной на Северо-Востоке СССР, связывается с магмой среднего, умеренно кислого и субщелочного состава инверсионной и постинверсионной стадий развития. Золото инверсионной стадии развития ассоциирует с позднеюрско-раннемеловыми магмами диорит-гранодиорит-гранитового состава и андезито-липаритовыми лавами (уяндино-ясаченский комплекс).

Золото инверсионной стадии начинается с уяндино-ясаченского вулканогенного комплекса с золото-полиметаллическо-мышьяково-ртутной минерализацией. В последующее кимеридж-волжское время при становлении пород колымо-индигирского диорит-гранодиоритового комплекса формируется мезотермальная продуктивная золотоносность с сопутствующей сульфидной минерализацией (мышьяковая, железная, медная).

Следующий этап золотоносности связан с интрузиями бусугуньно-тюбеляхского комплекса, сформированного несколько позднее колымо-индигирского комплекса, обусловившего образование существенно мезотермальной золотой минерализации с сопутствующей мышьяковой, свинцовой, сурьмяной. И наиболее поздняя (меньшая по масштабам) золотоносность ассоциирует с колымским батолитовым комплексом. С последним, кроме того, устанавливается связь оловянно-вольфрамового, молибденового, висмутового, золотого и редкоземельного оруденения.

Золото, образованное постинверсионную стадию, широко распространено в юго-восточной и южной Приохотской частях Северо-Востока СССР, где проявлены позднемеловые и позднемеловые — палеогеновые диорит-гранодиориты, субщелочные граниты, граносиениты и субвулканические липариты охотского, ульбейского, уракского комплексов, размещение которых контролировалось разломами Охотско-Чукотского пояса.

Наиболее ранняя постинверсионная золотоносность Приохотья близка по минерализации к золотоносным образованиям Индигиро-Колымской золотоносной мегазоны и отличается лишь присутствием молибденовых, редкоземельных и марганцевых минералов. Более поздняя золотоносность ассоциирует с гранодиоритами, субщелочными гранитами, граносиенитами, сопровождаясь полиметаллической, молибденовой, сурьмяной, ртутной, марганцевой и редкоземельной минерализацией и субвулканическими липаритами и трахилипаритами, с которыми, кроме золотой, вероятно связь серебряной, свинцово-цинковой и ртутной минерализации.

К ПРОБЛЕМЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

С. Г. Желнин, А. А. Сидоров

(СВКНИИ)

Золотоносность докембрийских эпох на Северо-Востоке все еще считается проблематичной. Более того, в последнее время золотое оруденение в ряде докембрийских структур некоторые исследователи полностью связывают с позднемезозойской гидротермальной деятельностью. Однако при анализе материалов по металлогении докембрийских образований срединных массивов и складчато-глыбовых поднятий выявляются магматические образования и минеральные скопления (редкометалльные пегматиты, сульфиды мышьяка, висмута, кобальта, никеля, магнетит, ильменит и др.), свойственные для типичных золоторудных районов древних кристаллических толщ. Существуют также сведения о золотоносности домезозойских конгломеративных толщ на срединных массивах. Судя по характеру и составу докембрийских магматических образований Северо-Востока, в золотоносных районах срединных массивов и поднятий следует ожидать развития золото-редкометалльных (теллур-висмутовых) гипотермальных месторождений. Что касается палеозойской эпохи, то в настоящее время, по геологическим сведениям и данным абсолютного возраста (данные Мерзлякова, 1965; Лычагина, Показаньева, 1970; Загзузиной, 1971) руд и пород (вещающих и секущих оруденения), твердо установлено широкое развитие серебро-золотых (с адуляром) малосульфидных и золото-сульфидных рудных формаций в пределах Омолонского срединного массива и прихольмских поднятий. Кроме того, вероятным представляется здесь развитие золото-редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидными интрузиями.

Анализ золоторудных формаций северной части Тихоокеанского рудного пояса позволяет считать, что на Северо-Востоке золотоносность домезозойских эпох недооценивается, по-видимому, в той же степени, в какой сравнительно недавно недооценивалась золотоносность поздне-меловой — палеогеновой эпохи. Но именно эти эпохи характеризуются вулканоплутоническими ассоциациями нижнекоровых и, вероятно, подкоровых магм, являющихся золотоносными. Вместе с тем широко известная мезозойская золото-кварцевая формация, совпадающая по времени своего развития с региональным метаморфогенным кварцеобразованием, носит телетермальный (телемагматогенный) характер и, возможно, в значительной мере регенерирована. Если это предположение окажется справедливым, то домезозойская золотоносность срединных массивов и оснований мезозойских и кайнозойских складчатых систем должна быть признана одной из определяющих на Северо-Востоке.

Изучение домезозойской золотоносности в настоящее время существенно тормозят тектонические и металлогенические концепции, описывающие докембрийские и палеозойские структуры Северо-Востока как незавершенные и маломатитные.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ И ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОКА СССР

М. С. Михайлова, Н. Л. Шилин, С. С. Юдин

(ЦНИГРИ, СВГУ)

Анализ структурного положения рудных полей золото-серебряной формации в пределах главных золоторудных районов Приморского, Центрально-Камчатского и Охотско-Чукотского вулканогенов, а также изучение закономерностей распределения золота в последовательных продуктах магматических и постмагматических процессов позволяют сделать ряд выводов об особенностях магматизма при формировании близповерхностных месторождений и некоторых закономерностях их размещения. Различия в истории магматизма и в строении оснований этих вулканогенов являются причинами различий в общем балансе золота при процессах магматизма и при концентрации металла в рудных объектах.

1. Близповерхностные месторождения золото-серебряной формации в пределах названных вулканогенных поясов сформировались на завершающих стадиях развития территорий в связи с сиалическим магматизмом: в Центральной Камчатке — с раннеорогенным, на Нижнем Амуре — с орогенным, в Охотско-Чукотском поясе — с посторогенным в условиях наибольшей тектонической активизации. Для каждого вулканогена четко устанавливаются два этапа возникновения рудоносных магматических комплексов и парагенетически связанного с ними близповерхностного оруденения: в Охотско-Чукотском — позднемеловой и палеогеновый; в Нижнем Приамурье — верхнепалеогеновый и неогеновый; на Центральной Камчатке — позднемиоценовый и плиоценовый. При этом большинство месторождений связано с одним из этапов.

2. В соответствии с составом последовательных продуктов магматизма рудоносные вулcano-плутонические ассоциации относятся к группам «липарит-гранитных» и «андезит-гранодиоритовых». Указанные ассоциации характеризуются калиевой тенденцией эволюции, вплоть до появления в ряде случаев конечных субщелочных разновидностей. Для отдельных формационных типов устанавливаются минералого-геохимические признаки, способствующие выделению потенциально рудоносных магматических образований. Из минералогических признаков ведущим является присутствие циркона гиацинтового ряда, касситерита, вольфрамиты и обилие апатита. Из геохимических особенностей следует подчеркнуть наличие повышенных концентраций элементов группы железа и группы металлов, характерных для золотых руд (серебро, медь, цинк, свинец, ванадий, кобальт, титан). Специализация пород на золото наиболее отчетливо проявлена вблизи и в пределах рудных полей.

3. Формирование золотоносных магматических ассоциаций происходило из геохимически специализированных на золото магм и развивалось: а) в направлении и кристаллизации обогащенного золотом последовательного ряда комагматичных пород с постепенным повышением уровня такого обогащения в конечных членах ряда; б) в направлении кристаллизации последовательного ряда необогащенных золотом комагматичных пород, сопровождающейся резким обогащением металлом конечных дифференциатов.

4. Устанавливаются черты преемственности между магматическим и постмагматическим газо-гидротермальными процессами. Газо-гидротермальная деятельность сопровождается дальнейшим возраста-

нием роли калия и увеличением средних содержаний золота в последовательном ряду метасоматитов вплоть до возникновения рудных концентраций. Золотое оруденение обнаруживает тесную связь со всем комплексом изверженных пород вулканоплутонических ассоциаций и в ряде случаев попадает в «вилку» между внедрением различных членов магматических комплексов.

5. В качестве оценочного критерия рудоносности магматических комплексов следует учитывать полноту и длительность развития магматизма. Наиболее благоприятны комплексы, где полно проявлены все звенья магматического процесса: вулканизм, интрузивный магматизм, субвулканические, экструзивные тела и малые интрузии. Таким условиям отвечают длительно развивающиеся вулканические постройки центрального типа с однотипными петрохимическими и геохимическими особенностями магматических образований. В ряде районов они приурочены к узким зонам, где происходит резкая смена эффузивного магматизма интрузивным. Роль поисковых критериев для рудных полей могут играть продукты заключительных этапов золотоносного магматизма, наиболее тесно сопряженные во времени и в пространстве с близповерхностным золото-серебряным оруденением.

РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД ЗОЛОТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОХОТСКО-ЧУКОТСКОМ ВУЛКАНОГЕННОМ ПОЯСЕ

В. И. Найбородин, А. А. Сидоров

(СВКНИИ)

Ведущее место в металлогении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса занимает золотое оруденение различных генетических типов. Наибольшее распространение имеют проявления золото-редкометаллой и золото-серебряной формаций, которые представляют, соответственно, плутогенную и вулканогенную фации золотого оруденения (Шило, Сидоров, 1967). Однако материалы геологических исследований последних лет, а также сравнительный анализ минералого-геохимических особенностей состава руд и геологических условий образования золотых месторождений других металлогенических провинций, позволяют предположить существование других золоторудных формаций. Для континентальных вулканогенных поясов вообще и для Охотско-Чукотского, в частности, выделяется единый ряд золоторудных формаций: 1) золото-серебряная, 2) золото-серебро-теллуровая, 3) золото-серебро-висмут-теллуровая, 4) золото-редкометалловая (золото-висмут-теллуровая). Между месторождениями различных формаций устанавливаются взаимные переходы. Характерно, что теллуриды золота и серебра известны также в золото-серебряных месторождениях, образовавшихся на относительно большей глубине.

Впервые выделенная золото-серебро-висмут-теллуровая формация носит переходный характер, сочетая в себе черты как вулканогенных (адуляризация, $Au/Ag < 1$ и другие), так и плутогенных (связь с гипабиссальными гранитоидами, ксенотермальный тип околорудных метасоматитов и другие) образований. Рудам месторождений свойствен-

но многообразии парагенетических ассоциаций промежуточного характера.

Выделенный ряд золоторудных формаций связан со специфическими особенностями формирования эффузивно-интрузивных ассоциаций и отражал вертикальную зональность золотого оруденения в вулканогенных поясах.

АБСОЛЮТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ЗОЛОТОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА

И. А. Загзурина

(СВКНИИ)

1. Территория Северо-Востока СССР входит в состав северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса, выделенного впервые С. С. Смирновым. В этой провинции проявились докембрийская, палеозойская, мезозойская и кайнозойская металлогенические эпохи, не равноценные по своему значению и масштабам проявления. Наиболее продуктивен в отношении эндогенной минерализации этап мезозойского тектогенеза, с которым связаны крупные месторождения золота, олова, вольфрама и других полезных ископаемых. Значительная роль в датировке различного оруденения Северо-Востока принадлежит методам абсолютной геохронологии, позволившим установить время формирования главнейших типов рудных формаций и магматических комплексов, контролирующих ту или иную минерализацию.

2. По данным аргоновых определений, месторождения различных рудных формаций Северо-Востока оказались разновозрастными; они последовательно сменяли друг друга во времени в период от верхней юры до начала палеогена.

Позднеюрский возраст имеет главная масса месторождений золото-кварцевой формации в Яно-Колымской складчатой системе, связанных главным образом с дайками среднего состава, известными в литературе под названием добатолитового комплекса. Так, возраст Штурмовского месторождения — типичного представителя золото-кварцевой формации — равен 147 млн. лет (по парагониту). Дайки среднего состава, контролирующие размещение золоторудных жил Штурмовского месторождения, имеют возраст 154—157 млн. лет. Для добатолитовых даек, развитых в бассейне р. Средникан, получены значения абсолютного возраста 138—164 млн. лет, для диоритовых порфириров и гранодиоритов в междуречье Ухомыт-Берелех — 135—143 млн. лет, для диоритовых порфириров в районе Басугуьинского массива — 160 млн. лет, для спессартитов Ветренского месторождения — 166 млн. лет. Верхнеюрский возраст (150 млн. лет) был определен Л. В. Фирсовым для спессартит-вогезитовых даек Наталкинского месторождения.

Батолиты колымского комплекса, сложенные высокоглиноземистыми двуслюдяными или биотитовыми гранитами, формировались в основном в раннемеловое время в интервале 80—147 млн. лет с максимумом 125 млн. лет. Образование жил золото-кварцевой формации в Яно-Колымской складчатой системе происходило в период между внедрением добатолитовых даек и колымских батолитов. Золоторудные жилы обна-

руживают тесную пространственную и временную связь, петрохимическое и геохимическое родство с добатолиновыми дайками. Проверка равенства средних содержаний различных элементов с помощью дисперсионного анализа показала, что в жилах и дайках близки средние содержания подавляющей части сравниваемых элементов; в колымских батолитах они резко отличны.

Существует мнение о связи золото-кварцевой формации с басугуньино-хатыннахским интрузивным комплексом. Геохронологическими исследованиями доказан более молодой — позднемеловой — возраст этого комплекса (84—70 млн. лет) по сравнению с золотоносными жилами.

Для месторождений золото-кварцевой формации Чукотки характерны иные закономерности. Золоторудные жилы пространственно приурочены к гранитоидным плутонам, максимум формирования которых приходится на 100 млн. лет при стандарте 9 млн. лет. Рудные жилы синхронны гранитоидам. Так, золотоносные жилы Кэпэрвеевского узла имеют возраст 97 млн. лет (по мусковиту). Они связаны с Пыркакайским гранитоидным интрузивом, возраст которого устанавливается в пределах 83—110 млн. лет (110 млн. лет по биотиту). Для золоторудных жил Ичувеевского месторождения по мусковиту определен возраст 105 млн. лет, а для гранодиоритов Водораздельного массива, с которым связаны жилы, — 100 млн. лет. Гранодиориты Куэжвуньского месторождения, контролирующие золоторудные жилы, датируются цифрами 99—102 млн. лет.

Месторождения золото-кварцевой формации Колымы и Чукотки существенно различаются между собой по возрасту, характеру связи с магматическими образованиями, геохимическим особенностям, типу слюд в рудных жилах (в месторождениях Колымы слюда натриевая, а Чукотки — калиевая).

3. Возраст месторождений золото-редкометальной формации непосредственно определить не представляется возможным из-за отсутствия в жилах минералов, пригодных для аргонового анализа. Используются данные о возрасте гранитоидных массивов, с которыми связываются золото-редкометальные проявления. Согласно этим данным, месторождения такого типа и на Колыме, и на Чукотке формировались в верхнемеловое время, в период от 90 до 70 млн. лет. Максимум образования гранитоидов, с которыми связаны золото-редкометальные проявления, приходится на 82 млн. лет (мода) при стандарте 8 млн. лет.

4. В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе главная роль принадлежит месторождениям золото-серебряной формации, мало- или умеренно-сульфидным, которые связаны с различными субвулканическими телами и дайками калиевого ряда, в основном с кислыми и средними породами повышенной щелочности. Эти месторождения формировались в позднемеловое — палеогеновое время. Так, возраст золоторудных жил некоторых месторождений составляет (в млн. лет): Хаканджинского 63—65 (по адуляру), Карамкенского — 65—67, месторождения Финиш — 55, Утесного — 68—56, Туромчинского — 74—79, Кавральянского 65—70, Сопки Рудной — 61—63, Валунистого — 64—70, Пепенвеевского — 54—58. Большая часть месторождений золото-серебряной формации образовалась в конце верхнего мела — начале палеогена. В пределах рудных полей широко развиты дорудные верхнемеловые и пострудные палеогеновые субвулканические тела и дайки.

5. Попытка датировать оруденение непосредственно была сделана по изотопному составу свинца в галенитах из золоторудных жил. Для таких галенитов этим методом был определен возраст от 80 до 155 млн. лет (84 — для Арманского месторождения, 80 — для Агатовского, 116 — для Ичувеевского, 150 — для Алискеровского, 155 — для Каральвеев-

ского). Возраст галенитов, определенный по изотопному составу свинца, не всегда совпадает с аргоновой датировкой золоторудных месторождений прежде всего в связи с малой точностью метода, позволяющего получить лишь самое общее представление о времени образования галенитов. Однако этим методом подтверждается мезозойский возраст золоторудных месторождений Северо-Востока.

Статистическое сравнение изотопного состава свинца галенитов показало, что он практически одинаков для золоторудных месторождений различного генезиса, возраста и формационной принадлежности, а также для месторождений, расположенных в разных структурно-тектонических зонах. Средний изотопный состав свинца галенитов Северо-Востока, вычисленный по 34 пробам, близок к изотопному составу галенитов из некоторых месторождений Японии, Аляски, Северной Америки.

К ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ДЛЯ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ХАКАНДЖИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Ф. Ф. Вельдяков, М. И. Воин, В. И. Найбородин

(СВГУ, ЦНИГРИ, СВКНИИ)

Ведущую роль в металлогении южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса играет близповерхностное золото-серебряное оруденение. Мелкий размер выделений основных рудных минералов, гнездовый характер размещения промышленных руд затрудняют поиски, оценку и разведку месторождений данного типа. Оруденение Хаканджинского месторождения локализовано в мощной зоне гидротермальных кварцитов, развившейся в субвулканической интрузии липаритов. Для вулканогенных пород района месторождения характерны повышенные содержания золота, серебра, ртути, цинка, свинца, молибдена, бария, марганца и других элементов. Рудные тела представлены полыми прожилково-метасоматическими зонами. Границы рудных тел не отчетливы и устанавливаются только по данным опробования. Промышленными рудными телами являются центральные наиболее обогащенные части ореолов, ограниченные поверхностью изоконцентраций золота, равных бортовому содержанию.

Формирование ореолов тесно связано с развитием метасоматической зоны. Геохимическое изучение околорудных метасоматитов показывает, что их образование сопровождается выносом (выщелачиванием) многих элементов как петрогенных, так и примесей. В связи с этим зоны околорудных метасоматитов характеризуются развитием отрицательных ореолов или ореолов выщелачивания. Они служат источником ряда элементов, входящих в состав рудных тел. Поэтому ореольные концентрации рудогенных элементов (в том числе золота и серебра), вероятно, имеют гетерогенное происхождение с учетом их повышенных фоновых содержаний во вмещающих породах.

Эндеогенные ореолы рассматриваемого месторождения обладают всеми типичными особенностями ореолов близповерхностных месторождений (Поликарпочкин, Китаев, 1970), а также дополнительными чер-

тами, обусловленными структурно-геологическими условиями рудоотложения. В частности, для них характерно расширение в сторону висячего бока со смещением максимальных концентраций к лежащему. В зоне влияния экранирующих структур (поперечных дорудных трещин и диабазовых даек) ореолы также значительно расширяются, причем величина максимальных концентраций резко снижается.

Содержание многих элементов имеет сложный характер в поперечном разрезе ореола: относительно обогащенные интервалы чередуются с обедненными. Распределение основных полезных компонентов в одних случаях фронтальное с резким изменением содержаний на границе зон, в других — определяется экспоненциальной зависимостью. Для некоторых элементов характерны W-образные кривые содержаний в поперечном разрезе. Все это свидетельствует о сложном многоэтапном формировании эндогенных ореолов Хаканджинского месторождения. Особенностью данного месторождения является закономерное увеличение Au/Ag — отношения от центра ореола (рудного тела) к периферии.

Интерпретация и методика оконтуривания эндогенных ореолов близповерхностных золотых месторождений должна быть различной на стадиях поисковых и разведочных работ. На стадии поисков важно выявление аномалий с повышенными содержаниями элементов-спутников оруденения. На стадии детальных разведочных работ, особенно при выявлении слепых рудных тел, обязательно установление деталей строения ореолов как основных рудогенных элементов, так и спутников.

ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ ОТРОЖНЕНСКОГО УЗЛА)

Ю. А. Травин, П. Д. Волошин, А. И. Федотов

(СВГУ)

1. Золотое оруденение рассматриваемого района в общем контролируется геологическими структурами Майнско-Толовского антиклинория и крупными рудоподводящими и рудовмещающими разрывными нарушениями. Пространственное размещение их подчинено положению крупной разрывной структуры, имеющей север-северо-восточное простирание, и системам оперяющих ее более мелких нарушений. По структурно-формационному признаку золоторудные тела относятся к кварцево-жильной формации и зонам окварцевания. Имеются также рудные проявления дайковой формации. Размеры золоторудных тел весьма непостоянны. Протяженность их — по несколько десятков метров, мощность — до 0,2—0,5 м. Оруденелые зоны имеют большие размеры. По минеральному составу рудные тела относятся к золото-кварцевой формации с умеренным количеством сульфидов.

2. В послегеосинклиальный период развития в Анадырско-Корякской складчатой области и, в частности, в Отроженском районе наблюдается унаследованность древнего тектонического плана — продолжается воздымание отдельных блоков и формирование разделяющих их линейно-ориентированных межгорных впадин.

Помимо эффузивной деятельности, проявление которой имело ме-

сто в палеоцен-эоцене на ограниченных площадях, в олигоцен-миоценовое время происходит деструкция воздымавшихся тектонических блоков и разрушение коренных первоисточников золота.

Золотоносный обломочный материал в дальнейшем накапливался в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях и в пределах межгорных впадин. В отдельных горизонтах прибрежно-морских отложений золото образовало промышленные концентрации. В конце олигоцен-миоценового периода произошла дислокация слаболитифицированных золотоносных отложений, выполняющих Отроженскую впадину.

3. На фоне продолжающихся преимущественно восходящих дифференцированных подвижек, охвативших как тектонические блоки, так и межгорные впадины, в плиоцене продолжается деструкция рудных проявлений с преобладанием флювиальных процессов россыпеобразования. Начинается размыв слаболитифицированных отложений впадины, высвобождение и переотложение содержащегося в них золота. В раннем и среднем плейстоцене развитие и деструкция межгорных впадин и горных сооружений произошла в условиях новейшей тектонической активизации. Россыпи золота были образованы за счет коренных первоисточников, а во впадине — за счет переотложения из промежуточных коллекторов золотоносных олигоцен-миоценовых отложений.

В позднем плейстоцен-голоцене преобладали малоамплитудные неотектонические движения на фоне общего поднятия территории. Блочные движения произошли по унаследованному плану, были заложены новейшие разломы и подновлены старые как в пределах блоков, так и во впадине внутри толщи слаболитифицированных олигоцен-миоценовых отложений. Наиболее богатые аллювиальные россыпи образовались за счет перемыва золотоносных аллювиальных отложений предыдущих этапов россыпеобразования, деструкции золотоносных олигоцен-миоценовых отложений, а также за счет разрушения коренных рудопроявлений золота.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА НА КАМЧАТКЕ И В ЮГО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

И. Н. Карбивничий, Т. В. Тарасенко

(Камч. ГУ)

Рудные и россыпные проявления золота на Камчатке образуют ряд зон: Таловско-Майнская, Центрально-Корякская, Олюторская, Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская. В пределах зон выделяются локальные золотоносные районы: Куюльский, Ичигинско-Уннэйваямский, Лесновский, Козыревский, золотоносный район Среднего Камчатского выступа, Ганальский, Малко-Петропавловский, Щапинский и Усть-Камчатский.

Повышенные содержания золота отмечаются в палеогеновых гранитах (до 0,06 г/т), в миоценовых габбро-диоритах и гранитах (на порядок выше кларковых, Н. Л. Шилин, 1968), в медно-никелевых ликвидационных (верховье р. Степановой — до 0,25 г/т), медных метасоматических рудах (Кирганикское: золота — до 4,8 г/т, серебра — до 80 г/т;

Шаромское: золота — до 2 г/т, серебра — до 14 г/т), серных рудах (Малетойваямское: золота — до 0,4 г/т, серебра — до 10 г/т). Однако промышленные его концентрации приурочены к кварцевым, кварц-карбонатным, адуляр-карбонат-кварцевым, кварц-баритовым и цеолитовым жилам.

По форме рудных тел и геологическим позициям золоторудные проявления подразделяются на следующие типы: жилы простого строения (заполняющие трещины разрыва), жильные зоны сложного строения, штокверки, зоны окварцевания, зоны прокварцевания, минерализованные зоны, зоны дробления и, наконец, зоны лиственнитизации.

По вещественному составу руд и жильных минералов выделяются следующие рудные формации: золото-кварцевая убогосульфидная (сульфидов — до 3%, Оганчинское, Агинское, Апательское и др.), кварц-золото-серебряная малосульфидная (сульфидов — 3—7%, Лазурное), золото-серебряная умеренносульфидная (сульфидов — от 7 до 40%, Дождливое), золотая существенно сульфидная (сульфидов — больше 40%, Рыцарское), золото-цеолитовая (рудопоявление ручья Незаметного), кварц-золото-полиметаллическая и формации золотосодержащих медно-никелевых, медных и ртутных руд.

В возрастном отношении в пределах рассматриваемой территории выделяются четыре золотоносные эпохи: доверхнемеловая, верхнемеловая, палеогеновая, верхнемиоцен-плиоценовая.

Золоторудные проявления верхнемелового возраста пространственно и, по-видимому, генетически связаны с комплексами разновозрастных интрузий гипербазитов и гранитоидов, о чем свидетельствуют россыпи золота с платиноидами, обнаруженные в россыпи речки Ольховой (Усть-Камчатский золотоносный район). Верхнемиоцен-плиоценовая золотоносная эпоха наиболее продуктивна. Сформированные в эту эпоху золоторудные проявления пространственно и, видимо, генетически связаны с многочисленными, но небольшими по выходам на дневную поверхность субвулканическими телами диоритовых порфириров, гранит-порфириров, андезитов и дацитов, верхнемиоцен-плиоценового магматического комплекса.

Установлено, что для наиболее ранних золотоносных эпох (в основном верхнемеловой) характерны наиболее крупные разности золота, в то время как для поздних типично мелкое, пылевидное, иногда тонкодисперсное золото. Пробность золота колеблется от 560 до 920. В его составе установлены серебро, медь, свинец, цинк, железо, висмут, теллур, мышьяк и др.

Все известные на Камчатке золотоносные россыпи сформировались в четыре эпохи россыпеобразования: верхнемеловую (знаковая золотоносность в сеноман-туронских конгломератах на побережье Пенжинской губы), палеогеновую (базальные конгломераты хулгунской свиты в бассейне р. Облуковины содержат золота до 0,16 г/м³), верхнемиоцен-плиоценовую (конгломераты и галечники этолонской, эрмановской, эмензенской и ольховской свит с содержанием золота до 0,40 г/м³) и четвертичную. Выявленные промышленные россыпи золота относятся к четвертичной эпохе россыпеобразования, которая подразделяется на четыре этапа формирования россыпей. Каждый этап соответствует определенному времени межледниковья — нижнеплейстоценовому, среднеплейстоценовому, верхнеплейстоценовому и голоценовому.

Выявленные многочисленные золоторудные проявления и благоприятные геологические предпосылки свидетельствуют о значительных перспективах обнаружения на Камчатке промышленных месторождений золота и в первую очередь — рудного.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Ю. И. Харченко, Ю. Ф. Фролов, Ю. М. Щепотьев

(Камч. ГУ, ЦНИГРИ)

Характерной геологической особенностью размещения золото-серебряного оруденения на Центральной Камчатке является приуроченность его к древним вулканическим постройкам (Агинский, Левинсона-Лессинга, Караковский и другие вулканы).

Как показывает анализ геологического строения районов рудопроявлений, такие вулканы возникли на пересечении зон крупных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Указанные разломы долгоживущие и контролируют магматические проявления (интрузивную и вулканическую деятельность) с миоцена и до современного периода включительно. Изучение геологических структур дает возможность полагать, что эти вулканические постройки имели значительные размеры (15—30 км в диаметре).

Наибольшая активность вулканической деятельности проявилась в миоцене — плиоцене, в последующем вулканы претерпели этап образования кальдер. В среднечетвертичное время происходило затухание вулканической активности, образование по периферии и в центре кальдер экструзий и небольших лавовых и шлаковых вулканов, частично видоизменяющих первоначальную морфологию древних вулканов.

Блоковые тектонические движения и последующие процессы эрозии также усложнили геологическое строение районов, но амплитуда вертикальных перемещений не превышала первые сотни метров.

Сложены вулканы перслайвающимися потоками лав андезитов и базальтов с дацитами и пирокластикой основного и среднего состава. Лавы преобладают в разрезах вблизи центров вулканов над пирокластическими образованиями. Жерловые фации вулканитов обнаружены в основном в центральных частях вулканических построек (в кальдерах и иногда в их бортах) и в меньшем количестве — на их склонах. Они представлены некками, дайками диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов и различными экструзиями. Последние нередко обрамляют периферии вулканов, контролируя кольцевые разломы. Интрузивные образования встречаются, как правило, в центральных, наиболее глубоко эродированных частях кальдер и представлены габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиритами.

Ассоциирующее с древними вулканическими постройками золото-серебряное оруденение представлено близповерхностными кварц-карбонатными, кварц-адуляровыми, кварцевыми жилами и окварцованными зонами дробления длиной до 1 км и мощностью до 12 м. Они включают убогосульфидные руды, в которых самородное золото ассоциирует с сульфидами цветных металлов, теллуридами и сульфосолями. Золото мелкое и пылевидное, проба его на разных рудопроявлениях изменяется от 550 до 960.

Рудные тела локализируются в прикальдерной части и на склонах вулканов вблизи кальдер. Они группируются в жилные зоны протяженностью в несколько километров, которые контролируют сквозные и скрытые трещины, обрамляющие зоны магмоконтролирующих разломов.

РАЗЛИЧИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗОЛОТОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ МИОЦЕНОВЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ КАМЧАТКИ

И. С. Гузиев

(Камч. ГУ)

1. Частая пространственная сопряженность золоторудных проявлений Камчатки с миоценовыми гранитоидами допускает возможность их генетической или парагенетической связи.

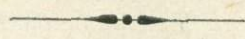
2. Особенности состава и геологических условий проявления отдельных гранитоидных интрузий позволяют предполагать их различие в потенциальной золотоносности.

3. С целью выяснения возможных различий химизма миоценовых гранитоидов в зависимости от их потенциальной золотоносности, по данным 156 силикатных анализов было произведено статистическое сравнение химических составов интрузий, сгруппированных в две совокупности. В первую группу объединены интрузии (66 проб), в пределах которых (или в непосредственной близости от них) находятся коренные золотопроявления (Озерновская, Кирганикская, Сухариковская, Кадарская, Ираканская, Китхойская интрузии басс. р. Ср. Авачи, группа интрузий в верховьях р. Тымлат). Вторая совокупность (90 анализов) представляет интрузии, в пределах которых (или в их непосредственном окружении) золотопроявления отсутствуют (Ахонтенская, Саранная, Глиняная, Шипунская, Барабинская, мелкие безымянные выходы миоценовых гранитоидов в различных районах Камчатки).

4. Силикатные анализы пород, объединенные в указанные совокупности, были обработаны статистически: произведены аппроксимация распределений главных петрогенных окислов теоретическим моделям, оценка средних, дисперсий, значимости различий в содержании и рассеянности идентичных окислов разных совокупностей.

5. Произведенной обработкой установлено, что при статистической идентичности обеих совокупностей в отношении кремнезема, закиси и окиси железа, магнезии и окиси натрия первая группа (гранитоиды с ассоциированными золотопроявлениями) по сравнению со второй характеризуется значимо повышенными содержаниями окиси калия и двуокиси титана при пониженных количествах глинозема и извести.

6. Причины выявленных различий, вероятно, объясняются разной степенью проявления калиевого метасоматоза и последующей пропилитизации интрузий — процессами, которые, судя по геологическим наблюдениям, в гранитоидах с ассоциированными золотопроявлениями развиты более интенсивно.



К ВОПРОСУ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ НА ЗОЛОТО ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

В. Н. Бондаренко, Н. Л. Шилин

(ИМГРЭ, ЦНИГРИ)

1. Анализ геологического материала свидетельствует о совмещенности во времени и пространстве известных в пределах Центральной Камчатки близповерхностных месторождений золота с продуктами магматизма конечных этапов последовательных вулканоплутонических ассоциаций: андезит-габбро-гранодиоритовой и гранодиорит-порфир-дацитовой.

2. С целью изучения закономерностей распределения золота в процессе формирования южной ветви Центрально-Камчатского вулканического пояса и выявления потенциально рудоносных магматических формаций были отобраны и проанализированы на золото высокочувствительным спектроскопическим методом 1300 образцов разновозрастных магматических, осадочных и метаморфических пород.

3. Сгруппированные по типам пород формаций результаты опробования на золото должны служить основой для классификации природных магматических ассоциаций по среднему содержанию золота. Эту проблему можно сравнить с задачей классификации совокупностей в однородные группы относительно средних.

4. Для целей классификации совокупностей по средним была использована статистика χ^2 , основанная на критерии Стьюдента. Объединение совокупностей в однородные группы производилось последовательно по $\min \chi^2$. В результате разбраковки по χ^2 выборки были классифицированы на пять групп, однородных относительно средних содержаний золота. В первые три группы с колебаниями средних содержаний золота в пределах 0,001—0,005 г/т объединялись породы самого разнообразного характера. В связи с тем, что эти содержания не превышают кларки золота для соответствующих типов пород, концентрация элемента в них была признана фоновой. Две последние группы объединяют 8 выборок из 30 проб со средними содержаниями золота 0,01—0,05 г/т. Различия в средних содержаниях золота для четвертой и пятой групп находятся в пределах одного порядка, но на порядок превышают средние содержания в породах первых трех группировок. Поэтому породы, составляющие четвертую и пятую группы, можно считать геохимически специализированными на золото.

5. В класс геохимически специализированных на золото образований вошла большая часть магматических пород двух вулканоплутонических формаций (андезит-габбро-гранодиоритовой и гранодиорит-порфир-дацитовой), с которыми связывается образование близповерхностных месторождений золота Центральной Камчатки.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОЛОТОНОСНОСТИ САХАЛИНА И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

В. М. Дуничев, Д. П. Жижин, А. Г. Малтизов, И. И. Тютрин

(Сах.ГУ)

Промышленные россыпи золота на Сахалине известны с 1932 г., однако до шестидесятих годов работы по изучению золотоносности острова проводились в крайне небольших объемах и сводились только к разведке мелких россыпей долинного типа в Восточно-Сахалинских горах. Перспективы золотоносности остальных районов Сахалина многими исследователями оценивались отрицательно. На Курилах специализированных золотопоисковых работ вообще не проводилось.

Существенно новые данные о золотоносности Сахалина и Курильских островов получены в последние годы в процессе геологических съемок и поисков, в результате которых выявлено множество ореолов рассеяния и рудопроявлений коренного золота; часть из них перспективна для более детального изучения.

Общей закономерностью размещения золотого оруденения на Сахалине является связь его с поясами малых интрузий и древних вулканов вдоль зон глубинных разломов субмеридионального (Восточно-Сахалинский, Тымь-Поронайский, Западно-Сахалинский разломы) и субширотного (Южно-Шмидтовской, Центральный, Ламанонский, Крильонский и другие разломы) простираний.

На Сахалине выделяются две золотоносные зоны: Восточно-Сахалинская эвгеосинклинальная и Западно-Сахалинская миогеосинклинальная. На Курилах проявления золота совместно с серебром сосредоточены на островах Большой Курильской гряды. В пределах этих золотоносных зон выделяются семь золотоносных районов: Лангерийский, Шмидтовский, Прихотский и Северо-Восточный — в Восточно-Сахалинской зоне; Южный и Северо-Западный — в Западно-Сахалинской зоне; Курильский — на островах Большой Курильской гряды. Изученность районов весьма неравномерна. Наиболее детально изучены Лангерийский (Западные отроги Восточно-Сахалинских гор) и Шмидтовский (одноименный полуостров) районы, где установлены промышленные концентрации золота.

Лангерийский район сложен высокометаморфизованными породами палеозойского комплекса, прорванными мел-палеогеновыми гранитоидами. Вблизи интрузий, на участках, сложенных графит-серицит-кварцевыми сланцами, пронизанными многочисленными маломощными прожилками кварца, расположены ореолы рассеяния и рудопроявления золота мезо-телетермального типа, представленные линзообразными телами сильно катаклазированных и окварцованных пород с видимым золотом и сульфидами (арсенопирит, пирит), альбитизированными зелеными сланцами, кварцевыми жилами с гнездами золота. Мощность известных рудных тел — 2—3 м, содержание золота в руде — первые граммы на тонну, реже — до 15—20 г/т.

Россыпи золота этого района большинством исследователей связываются с разрушением рудопроявлений. Россыпи позднечетвертичные, мелкие, долинного типа с неравномерным содержанием высокопробного (890—930) металла. Значительные перспективы в районе имеются для поисков погребенных россыпей и месторождений коренного золота.

В Шмидтовском районе эпитермальная золото-сульфидно-цеолитовая минерализация отмечена в эндоконтакте дайки габбро-диабазов в пределах мелового гибербазитового массива (Восточный хребет). Рудопроявления сопровождаются элювиально-делювиальными,

пролювиально-аллювиальными и аллювиальными россыпями с промышленным содержанием золота. Россыпи золота установлены также на пляже вдоль восточного побережья полуострова.

Северо-Восточный (на восточном побережье Сахалина между перешейком п-ова Шмидта на севере и р. Тымь на юге) и Приохотский (восточный склон Восточно-Сахалинских гор) районы перспективны для поисков досовременных аллювиальных и прибрежно-морских россыпей. В Северо-Восточном районе шлиховым опробованием выявлены три ореола золота в современном аллювии, вероятно, аллохтонного генезиса. В Приохотском районе особенно устойчива золотоносность на участках размыва миоцен-плиоценовых конгломератов и гравелитов. Здесь установлено также несколько золото-сульфидных рудопроявлений в пропицитизированных эффузивах среднего состава.

В Анивском районе, охватывающем юго-восточное побережье Сахалина, включая Тонино-Анивский полуостров, на участках гидротермально измененных пород, связанных с мел-палеогеновыми массивами гранитоидов, известны рудопроявления золото-киноварно-полиметаллического типа. Рудопроявления сопровождаются шлиховыми золото-киноварными ореолами в современном аллювии.

В Южном (на западном побережье Сахалина, южнее широты г. Александровска-Сахалинского) и Северо-Западном районах проявления и шлиховые ореолы рассеяния золота приурочены к цепочкам неогеновых эруптивных центров и малых интрузивов.

В Южном районе наиболее устойчивая золотоносность современного аллювия, связанная, вероятно, с размывом молассовых образований неогена и золото-ртутно-полиметаллических рудопроявлений, локализована в нижнем течении р. Ильинки. Район перспективен для поисков коренных эпitherмальных месторождений золота и, в меньшей мере, досовременных аллювиальных и прибрежно-морских россыпей.

В Северо-Западном районе установлена региональная золотоносность современного аллювия прибрежной гидросети и спорадическая золотоносность пляжа, связанная с размывом рыхлых молассовых образований позднего неогена. Золото отмечено также в шельфовой зоне (залив Виахту и др.). Район перспективен для поисков досовременных аллювиальных и прибрежно-морских золотоносных россыпей.

В Курильском районе золотосодержащие кварцевые и кварц-полиметаллические жилы, связанные с гранитоидами, отмечены на островах Кунашир (в бассейне р. Золотой), Итуруп (в устье р. Чистой), Уруп (побережье бухты Тетяева, мыс Двойной и др.), Парамушир (бассейн р. Васильевской). Мощность рудных жил обычно равна 0,5—1,0 м (в раздувах до 4—6 м), содержание золота в руде — 1—2 г/т, серебра — до 12 г/т. Для поисков золота в районе наиболее перспективны северо-западная часть Кунашира, Уруп и южная часть Парамушира, где широко развиты неогеновые образования, прорванные гранитоидными интрузиями.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ПРИАМУРЬЯ

В. Д. Мельников

(двги)

Жильные золоторудные месторождения малосульфидной формации, залегающие в песчано-сланцевых толщах, характеризуются значительным разнообразием структурно-морфологических типов и играют заметную роль в добыче золота. На юге Дальнего Востока эти месторождения широко распространены как в Монголо-Охотской, так и в Сихотэ-Алинской складчатой областях (Агние-Афанасьевское и Оемку — в северном Сихотэ-Алине, Токур и многие другие — в хребтах Джагды и Тукурингра).

Анализ размещения рудных полей и месторождений позволит выявить приуроченность их к зонам сочленения структур устойчивого геосинклинального и геосинклинального типов развития. Внутри них отмечается отчетливая приуроченность месторождений к протяженным разломам, к их виргациям и веерообразно расходящимся от них опоящим локальным нарушениям.

Зона сочленения Буреинского массива и Зее-Селемджинской структурно-формационной зоны является основной региональной рудоконтролирующей структурой крупнейшего Приамурского золотоносного пояса. Здесь направление разломов совпадает с простираем складчатых структур, которые повторяют очертания Буреинского массива, меняя свое простираем с широтного на западе до юго-восточного на востоке. Именно здесь проходит крупный Южно-Тукурингрский глубинный разлом и связанная с ним мощная зона смятия. Формирование последней шло длительно, но максимальная интенсивность преобразования вмещающих пород проявилась в конце юры — начале нижнего мела. Этому времени соответствует и формирование основного золотого оруденения (Мельников, Овчарек, 1969). Простираем большей части золоторудных тел месторождений Приамурского золотоносного пояса также совпадает с простираем разломов. Жильные тела вблизи них имеют, как правило, крутое падение ($60-80^\circ$), в удалении на один — три километра угол падения значительно уменьшается ($30-40^\circ$).

На многих рудных полях устанавливается отчетливый литолого-геохимический контроль золотого оруденения вмещающими породами. Большая часть рудных тел, наиболее перспективные рудопроявления и месторождения, а также связанные с ними первичные и вторичные ореолы и потоки рассеяния золота и ближайших его спутников (серебра, цинка, свинца, мышьяка и меди) приурочиваются к наиболее грубозернистым частям разреза терригенных вмещающих пород. Проведенные нами исследования по распределению золота в разрезах песчано-сланцевых толщ ряда рудных районов показали повышенные концентрации золота в отложениях определенного возраста, состава и фациальной принадлежности. Расчеты баланса золота во вмещающих рудные месторождения песчано-сланцевых толщах и в рудных телах показывают, что достаточное количество золота могло быть заимствовано из вмещающих пород. Это подтверждается и тесной зависимостью между составом и количеством ряда химических элементов в рудных телах и вмещающих их породах.

Палеогеографические реконструкции некоторых участков Приамурского золотоносного пояса показывают, что в среднем — верхнем палеозое и нижнем мезозое, когда формировались рудовмещающие песчано-сланцевые толщи, здесь доминировали прибрежно-морские условия

проливной зоны субширотного простираания (ширина пролива от 20 до 150 км). Снос обломочного материала происходил как с Буреинского массива, расположенного южнее, так и с зоны Становика-Джугджура (с севера). Золотоносность конгломератов протерозоя, силура, триаса и юры областей сноса свидетельствует о наличии доверхнемезозойских коренных месторождений золота. Коренная золотоносность и разновозрастные коры выветривания в областях питания, а также прибрежно-морские условия захоронения осадков способствовали появлению среди песчано-сланцевых толщ слоев, обогащенных золотом.

Детальное исследование распределения золота в ряде месторождений Приамурья позволило выявить случаи приуроченности рудных столбов к местам пересечения ими слоев аргиллитов с диагенетическим пиритом, арсенопиритом и метаморфизованным углистым веществом (Токур, Агние-Афанасьевское).

Анализ условий формирования жильных тел в песчано-сланцевых толщах Приамурья позволяет сделать вывод, что главными факторами локализации золотого оруденения здесь являются:

- 1) повышенная сингенетическая золотоносность рудовмещающих и подстилающих песчано-сланцевых толщ;
- 2) высокая тектоническая активность участков их распространения (протяженные разломы, зоны смятия, иногда интрузии);
- 3) благоприятные условия для рудоотложения (переменяемость песчаниковых, алевролитовых и аргиллитовых прослоев, наличие дорудных концентраций минералов-осадителей золота — сульфидов и органического вещества разной степени метаморфизма).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПРИЗНАКИ ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТИ

И. К. Давлетов, Р. Д. Дженчураева

(Ин-т геол. АН Кирг. ССР)

1. С процессом становления гранитоидных массивов связаны такие типы контактово-метасоматических преобразований, как рооговикование и скарнирование, которые несут различные концентрации золота.

2. Роговики, связанные с крупными батолитовыми телами, бесперспективны в отношении золотоносности, в то время как роговики, связанные с малыми интрузиями, содержат повышенные количества золота (на 2—3 порядка выше).

3. Магнезиальные и монтичеллитовые скарны, представляющие наиболее высокотемпературную ступень метаморфизма бесперспективны на золото и несут его ничтожные количества (на уровне средних содержаний его в земной коре). Одинаково низкие содержания золота наблюдаются в магнезиальных скарнах вне зависимости от условий их формирования (в отношении щелочности и кислотности) и соотношений железистости минералов.

4. Повышенной золотоносностью характеризуются известковые апомагнезиальные скарны и продукты стадии кислотного выщелачивания (золото в количествах, превышающих в десятки и сотни раз клар-

ки в земной коре). Собственно известковые скарны, возникшие на контакте известняков и крупных батолитовых тел гранитоидов, неблагоприятны для концентраций золота. Наиболее перспективными в отношении золоторудной минерализации следует считать известковые скарны, связанные с малыми интрузиями.

5. Характерные элементы-спутники золотоносных скарнов — медь, железо, селен, теллур, мышьяк, платина, палладий, висмут имеют прямую корреляционную связь с золотом. Важным признаком, имеющим большое практическое значение, является равномерное распределение золота на различных глубинах скарновых месторождений.



V. Металлогения свинца, цинка и серебра

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

В. С. Кормилицын, К. А. Марков

(ВСЕГЕИ)

1. Свинец и цинк — довольно распространенные элементы земной коры и в сульфидной форме отмечаются в рудах многих месторождений, относящихся к различным генетическим и формационным типам. По существующим в настоящее время представлениям, выделяются свинцово-цинковые месторождения экзогенного (осадочного), эндогенного (контактово-пневматолитового (?), эксгаляционного и гидротермального), а также метаморфогенного генезиса. Среди них весьма обширную и широко распространенную группу составляют полиметаллические месторождения сложного эксгаляционно-осадочного и гидротермального происхождения, нередко подверженные эпигенетическому метаморфизму (Смирнов, 1970). Следует, однако, подчеркнуть, что для многих стратиморфных месторождений вопросы генезиса остаются нерешенными и дискуссионными. К этой же группе многие исследователи относят отдельные крупные нестратифицированные (телетермальные) месторождения неясного возраста, залегающие в карбонатных породах палеозоя и метаморфических образованиях докембрия.

2. Опыт формационных исследований показывает, что применительно к месторождениям полезных ископаемых четко обозначилось два различных направления в понимании объема и содержания рудных формаций и принципов их выделения. Представители первого направления (Горжевский, 1964, 1966; Захаров, 1953; Константинов, 1965; Кузнецов, 1964, 1966 и др.) под рудными формациями понимают группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, возникшие в близких геологических условиях.

Построенные на этой основе выводы о полиформационном характере крупных месторождений и рудных узлов на практике приводят к искусственному расчленению сложных, разнообразных по своему составу, но единых по геохимическим особенностям, происхождению и геотектоническим условиям образования минеральных ассоциаций. Выделение рудных формаций в объеме минеральных типов месторождений лишает геологов-рудников возможности увязывать свои действия в области формационного анализа с петрологами. В результате формационный анализ производится геологами различного профиля без должного согласования между собой и с недопустимой диспропорцией в масштабах и объемах не только анализируемых геологических объектов, но и тех геолого-тектонических обстановок, в которых они образовались.

Второе направление в учении о рудных формациях основано

С. С. Смирновым (1944) и Ю. А. Билибиним (1955). Они предложили систематизировать месторождения в виде особых сообществ (типовых рудных серий или рудных комплексов), отвечающих определенным тектоно-магматическим комплексам платформ и геосинклинально-складчатых областей.

При изучении металлогении свинца и цинка северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса авторы, руководствуясь принципами регионального металлогенического анализа С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина, выделяли конкретные и абстрактные (в понимании Ю. А. Кузнецова) магматические и связанные с ними полиметалльные рудные формации.

3. В пределах рассматриваемого региона выделяются следующие главные формационные типы установленных и предполагаемых свинцово-цинковых месторождений: 1 — медно-свинцово-цинковый (колчеданный), связанный со спилито-кератофировой (или андезит-альбитофировой) формацией начальных стадий развития геосинклиналей; 2 — золото-молибденово-свинцово-цинковый, связанный с базальт-андезитовой и коагматичной с ней диорит-гранодиоритовой формациями инверсионных и постинверсионных стадий развития геосинклинальных областей, а также зон тектонической активизации; 3 — олово-свинцово-цинковый, связанный с дацит-липаритовой и диорит-гранит-лейкократовой формациями постинверсионных стадий развития геосинклинальных областей; 4 — свинцово-цинковый (телетермальный) с неясной связью с магматизмом.

4. Месторождения колчеданной формации в настоящее время уверенно фиксируются лишь в Забайкальской складчатой области (Озерное, Ульдзутуй и др.), где они имеют раннепалеозойский возраст и залегают в геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщах нижнего кембрия (Кормилицын, 1966). В последние годы в северных районах Байкальской складчатой области (междуречье Холодной и Тыи) выявлены новые залежи колчеданно-полиметаллических руд в осадочно-метаморфических толщах заведомо протерозойского возраста. Таким образом, фактические данные позволяют выделять в южном обрамлении Сибирской платформы новую колчеданную провинцию с месторождениями двух конкретных формаций протерозойского и кембрийского возраста.

На остальной территории северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса месторождения колчеданной формации пока не обнаружены, хотя геосинклинальные вулканы различного возраста развиты здесь почти во всех складчатых областях. Их состав, степень, характер дифференциации магматических продуктов и другие особенности изучены недостаточно, поэтому уверенная прогнозная оценка рудности этих образований в настоящее время затруднительна.

5. Месторождения золото-молибденово-свинцово-цинкового формационного типа известны во всех без исключения складчатых областях северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, в Байкало-Охотской зоне тектонической активизации и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В Байкало-Охотской зоне и Сихотэ-Алинской складчатой области эта формация повторилась дважды — в позднем палеозое и в мезозое. В остальных тектонических структурах советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса месторождения этой формации имеют мезозойский или кайнозойский возраст. Мезозойская формация золото-молибденово-свинцово-цинкового типа отличается от палеозойской более высокой продуктивностью, разнообразием состава месторождений и их чрезвычайно широкой распространенностью.

В пределах северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса можно выделить следующие конкретные формации этого типа:

1 — монголо-охотскую — I_3 ; 2 — верхояно-чукотскую — I_3C_{T1} ; 3 — охотско-чукотского вулканогенного пояса — C_T ; — C_{T2} ; 4 — сихотэ-алинскую — C_{T2} ; коряжско-камчатскую — C_{T1} — Pg ; 6 — хоккайдо-сахалинскую — C_{T2} — Pg и 7 — курило-восточно-камчатскую — N .

Металлогенические зоны этого типа в структурно-тектоническом отношении приурочены: 1 — к трогам геосинклинальных прогибов (Пекульнейская); 2 — к осевым частям флишондных и межгорных прогибов (Яно-Колымская, Газимурская, Умальтинская, Южно-Сахалинская и др.); 3 — к краевым швам в областях сочленения геосинклинальных прогибов с жесткими массивами и геоантиклинальными поднятиями (Момско-Полоусненская, Аллах-Юньская, Центрально-Камчатская, Приаргунская, Центрально-Сихотэ-Алинская и др.); 4 — к глубинным разломам в зонах тектонической активизации (Нерча-Олекминская, Шилка-Урюмская, Алданская, Становая); 5 — к вулканогенным поясам (Охотская зона).

Рассматриваемые металлогенические зоны характеризуются примерно одним и тем же общим геохимическим профилем оруденения (Au, Mo, Pb, Zn, Cu, W, Sb, Bi и др.). Однако роль и значение указанных металлов в рудах месторождений несколько меняются при переходе от одной конкретной формации к другой. Так, в пределах Восточного Забайкалья выделяются зоны преимущественно молибденового, молибденово-золотого, золото-молибден-свинцово-цинкового и свинцово-цинкового оруденения, в которых медь, вольфрам, сурьма и висмут играют роль элементов-спутников главных металлов.

В зонах восточных складчатых областей (Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и др.) главное значение приобретает золото, нередко сопровождаемое практически ощутимым медным и сурьмяным оруденением. Месторождения свинца и цинка играют здесь подчиненную роль.

6. Формация олово-свинцово-цинкового типа проявилась только (или преимущественно) во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса в пределах Монголо-Охотской, Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей. Региональной границей распространения оловянного оруденения являются вулканогенные пояса, к востоку от которых известны лишь отдельные шлиховые ореолы и мелкие коренные проявления касситерита.

Оруденение олово-свинцово-цинковой формации имеет позднепалеозойский и мезозойский возраст. Максимальное распространение эта рудная формация получила в мезозое. Выделяются конкретные формации этого времени: монголо-охотская (I_2); верхояно-чукотская (C_T — Pg); сихотэ-алинская (C_{T2} — Pg).

Олово-полиметаллическое оруденение указанного формационного типа развивается в следующей структурно-тектонической обстановке: 1) в зонах глубинных разломов фундамента, секущих основное направление складчатости и приуроченных к периферическим частям консолидированных геосинклинальных прогибов (Западное, Южное Верхоянье, Полоусненско-Янская и другие зоны); 2) в зонах приразломных наложенных впадин на консолидированных структурах геосинклинальных прогибов и отчасти на жестких срединных массивах (Балыгычано-Сугойская и Хинганская); 3) в зонах глубинных разломов, проходящих по границе срединных массивов и обрамляющих их складчатых структур (Мяо-Чанская); 4) во внешних зонах верхнего структурного этажа вулканогенных поясов, развитых на складчатом основании мезозойского (Восточно-Сихотэ-Алинская, Армянская и др.).

В составе вышеперечисленных конкретных рудных формаций распространены в общем близкие минерально-морфологические типы ме-

сторождений, геохимический валовый спектр которых также почти идентичен.

В промышленном отношении свинцово-цинковые месторождения рассматриваемой формации иногда достигают значительных размеров (Тетюхинское, Верхне-Менкеченское и др.), хотя основная масса месторождений относится к категории средних и мелких объектов.

7. Свинцово-цинковая формация телетермального типа выделена по наличию месторождений и рудопроявлений меди, свинца и цинка в карбонатных породах в удалении от зон активного мезозойского магматизма. Свинцово-цинковое оруденение такого типа известно в пределах Колымского срединного массива, в районах сочленения Сибирской платформы со складчатыми структурами Сеттэ-Дабана и Южного Верхоянья. Возраст этого оруденения недостаточно ясен. В верховьях р. Алдан, среди карбонатных отложений кембрия известны находки рассеянного свинцово-цинкового оруденения, для которого весьма вероятно первично-осадочное происхождение. Более молодые эпигенетические руды могут быть тем или иным образом связаны с процессами регенерации палеозойского или мезозойского возраста (Смирнов, 1970). В целом перспективы южной и юго-восточной окраин Сибирской платформы на свинцовое и цинковое оруденение в карбонатных породах телетермального типа, по аналогии с Северо-Американской платформой, весьма велики, и этот район должен рассматриваться как один из наиболее интересных на Востоке СССР для поисков крупных концентраций полиметаллических руд.

8. Металлогенические зоны главнейших продуктивных на свинец и цинк рудных формаций в совокупности образуют протяженные рудные пояса, хорошо согласующиеся с генеральным направлением структур складчатых областей. Такими поясами для золото-молибденово-свинцово-цинкового формационного типа являются: Главный Приамурский, Сихотэ-Алинский, Верхояно-Чукотский и Курило-Камчатский.

Для оловянно-свинцово-цинковой формации можно выделить Верхоянский, Яно-Колымский, Чукотский, Приморский и другие рудные пояса. Особый интерес представляет весьма протяженный, по-видимому гетерогенный, рудный пояс, прослеживающийся по южной границе Сибирской платформы от Енисейского кряжа на западе, через Прибайкалье и Алданский щит, до Сеттэ-Дабана на юго-востоке. В составе этого пояса известны концентрации свинцово-цинковых руд осадочного, эксгаляционно-осадочного, мезотермального и телетермального генетических типов. Второй гетерогенный рудный пояс намечается в палеозойских структурах обрамления Колымского массива. Здесь известны проявления свинцово-цинковых руд золото-молибден-свинцово-цинковой, оловянно-свинцово-цинковой и телетермальной рудных формаций.

В целом районы развития свинцово-цинкового оруденения различных рудных формаций обнаруживают явную приуроченность к окраинным частям складчатых областей и жестких масс, а также к геоантиклинальным поднятиям внутри некоторых складчатых областей.

Ведущими рудоконтролирующими факторами для контактово-метасоматических, мезотермальных и отчасти эксгаляционно-осадочных месторождений являются магматизм и предопределяющие его локализацию особенности геотектонической обстановки. Вмещающая среда и разрывная тектоника при этом играют относительно второстепенную роль как факторы непосредственной рудолокализации.

Пространственное положение свинцово-цинковых месторождений неясного или телетермального генезиса, для которых в ряде случаев можно предполагать первично-осадочное происхождение, в основном предопределяется особенностями палеотектонической обстановки в момент формирования продуктивных осадочных формаций. Однако и в

этом случае локализация и особенности морфологии промышленных концентраций свинца и цинка связаны с проявлением таких существенно более поздних процессов, как метаморфизм или общая тектоно-магматическая активизация участка земной коры.

Правильное понимание и учет этих основных закономерностей особенно необходимы при постановке специализированных поисковых работ на свинец и цинк в пределах длительно развивавшихся гетерогенных рудных поясов в обрамлении Сибирской платформы и Колымского массива, где локализуются различные по своей природе полиметаллические месторождения.



ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕРЕБРА В ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Л. Н. Овчинников, К. Ф. Кузнецов, Р. В. Панфилов

(ИМГРЭ)

1. Для рудных месторождений характерны два типа серебряной минерализации:

1) «**рассеянные**» формы накопления серебра, т. е. его проявление как элемента-примеси в ведущих рудообразующих минералах чуждых металлов. Накопление серебра в этом случае протекает в широком диапазоне природных условий и охватывает практически все металлогенические эпохи и рудные провинции (от древних до наиболее молодых), а в их пределах — большинство генетических групп рудных месторождений (от магматических до осадочных и метаморфогенных). По сравнению с кларком ($7 \cdot 10^{-6}$, Виноградов, 1962) концентрация «рассеянного» серебра в рудных месторождениях СССР иногда возрастает в 8000 раз (магматическая группа — $x = 6,1$ г/т, скарновая — $x = 9,4$ г/т, гидротермальная — $x = 2,5-567,2$ г/т, колчеданная — $x = 47,15$ г/т, осадочная — $x = 47,15$ г/т), достигая максимума в поздних полисульфидных образованиях гидротермального генезиса.

2) **комплексные месторождения серебра** в гидротермальной группе, характеризующиеся широким развитием собственно серебряных минеральных парагенезисов. Среди последних наибольший генетический интерес представляют герцинские месторождения серебряно-свинцовой, серебряно-урановой и серебряно-медной линии — плутоногенный класс (Средняя Азия, Саксония, Мексика, Канада и др.), а также мезо-кайнозойские золото-серебряные месторождения полиметаллической или теллуридной линии — вулканогенный класс (Тихоокеанский рудный пояс). Во всех этих месторождениях серебро — профилирующий рудный компонент, концентрация которого возрастает против кларка в сотни тысяч раз.

2. На общем фоне повышенных концентраций серебра в гидротермальной группе рудных месторождений особенно высокой сереброносностью руд отличаются молодые мезокайнозойские месторождения Тихоокеанского рудного пояса. Наряду с широким развитием субвулканических месторождений золото-серебряной формации, известных в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, внутренних остров-

ных дуг Японии, Скалистых гор и т. д., обширная генетическая гамма проявленных здесь эндогенных месторождений резко выделяется и по уровню концентраций «рассеянного» серебра. По сравнению с герцинскими рудными провинциями в месторождениях северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса его содержание увеличивается в золоторудных месторождениях в 1—2 раза, а в свинцово-цинковых иногда в 10—14 раз.

Общая тенденция к увеличению концентрации серебра в месторождениях сравнительно молодого генезиса рассматривается на примере золоторудных, оловорудных и свинцово-цинковых месторождений северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса: Восточного Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР (статистическая выборка, включающая 360 месторождений). По мере омоложения рудных формаций, концентрация серебра (в г/т) в указанных металлогенических провинциях возрастает: в золоторудных месторождениях — с 30 до 75, в оловорудных — с 36,4 до 158,4, в свинцово-цинковых — с 173,2 до 567,2. Подтверждают это и данные по золото-серебряному отношению, которое закономерно уменьшается для всех генетических типов эндогенных месторождений — от древних металлогенических провинций к более молодым, а в рамках советской части Тихоокеанского пояса — от мезозойских месторождений Восточного Забайкалья к мезокайнозойским рудным образованиям Северо-Востока СССР.

3. Распределение и геохимические особенности поведения серебра в мезозойских сиалических плутогенных месторождениях Восточного Забайкалья принципиально отличаются от мезокайнозойских субвулканических месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, образование которых связывается с базальтоидной магмой.

В месторождениях Восточного Забайкалья проявление собственно серебряной минерализации крайне незначительно и ограничивается развитием мелких рудопроявлений серебро-свинцово-цинковой формации, ассоциирующих с золото-сульфидными месторождениями (Усть-Теремки и др.). Эволюционный ряд концентраций «рассеянного» серебра в этом регионе прогрессивно возрастает от молибденовых ($x = 5,4$ г/т) и золоторудных ($x = 27,0$ г/т) к оловорудным ($x = 158,4$ г/т) и свинцово-цинковым ($x = 177,3$ г/т) месторождениям, а распределение средних содержаний и запасов серебра, за исключением месторождений сомнительного генезиса, подчиняется нормальному статистическому закону при незначительной дисперсии и сравнительно малых доверительных интервалах.

В мезокайнозойских эндогенных месторождениях Дальнего Востока и Северо-Востока СССР закономерности распределения серебра характеризуются совершенно иными чертами. Как уже отмечалось, для указанных регионов с развитием более молодого оруденения субвулканического типа в целом свойственно: а) широкое развитие комплексных золото-серебряных и серебро-свинцовых месторождений; б) резко повышенный фон концентраций «рассеянного» серебра и в) заметно пониженное значение золото-серебряного отношения. Ряд концентраций серебра в этих регионах свидетельствует о повышенной сереброносности золоторудных месторождений ($x_{свс} = 75,0$ г/т), о снижении ее в оловорудных месторождениях ($x_{в} = 48,3$ г/т, $x_{дв} = 36,4$ г/т) и резком возрастании при переходе к свинцово-цинковым месторождениям ($x_{св} = 567,2$ г/т, $x_{дв} = 326,5$ г/т). Статистические данные указывают на более сложный характер распределения серебра, чем в месторождениях Восточного Забайкалья. В указанных регионах серебро распределяется по логнормальному статистическому закону (золото-серебряные месторождения) при широких доверительных пределах и высоком значении дисперсии; серебро в виде «рассеянных» форм показывает сложную

неоднородность статистических выборок (оловорудные, свинцово-цинковые месторождения), этим еще раз подчеркиваются генетические и возрастные различия формирования месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.

4. Сравнительный геолого-статистический анализ поведения серебра в эндогенных месторождениях Восточного Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР наряду с общегеологическими данными свидетельствует, что между типично плутоногенными (Восточное Забайкалье) и субвулканическими (Дальний Восток, Северо-Восток) месторождениями существуют принципиальные различия как в источнике мобилизации рудного вещества (сиалические — фемические), так и в степени и формах концентрации этого элемента («рассеянные» формы концентрации — образование комплексных месторождений серебра). Приведенные материалы указывают также на преимущественное накопление серебра в близповерхностных субвулканических месторождениях базальтоидной линии.

СЕРЕБРОНОСНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЯКУТИИ

Л. Н. Индолев, Г. Г. Невойса

(И-т геол. Якутского филиала СО АН СССР)

Многочисленные рудопроявления Южно-Верхоянского и Верхне-Индигирского районов, отчасти примыкающих к Охотско-Чукотскому поясу, характеризуются высокими содержаниями серебра и присутствием олова. Парагенетическая (в разных стадиях минерализации) и генетическая (в одной стадии) связь этих элементов отмечается всюду для поздних этапов минерализации; известны также примеры комплексных олово-серебряных и олово-серебро-свинцовых рудопоявлений и месторождений.

Серебро-свинцовая минерализация в мезокайнозойе возникает по меньшей мере трехкратно. К наиболее раннему этапу относятся жилы тетраэдрит-галенит-сфалеритового состава, часто совмещенные с древними кварцевыми жилами альпийского типа. Они пространственно ассоциируют с малосульфидными золото-кварцевыми жилами и образуются (как доказано нами, О. П. Ивановым и В. Ф. Механошиным) до становления интрузивов гранодиоритов и андезитовых гранитов, преимущественный возраст которых оценивается нижним мелом. Возраст галенит-сфалеритовой минерализации определяется как конец юры — начало нижнего мела. Руды сложены шестью минеральными ассоциациями, соответствующими стадиям минерализации: пирит-арсенопирит-кварцевой, сидерит-марматитовой, тетраэдрит-галенит-клеюфановой, галенитовой, пиритовой, карбонатно-кварцевой. Продуктивны на серебро и свинец третья и четвертая ассоциации. Серебро присутствует в галените в форме статистически распределенного сульфида, а также в сурьмяной блеклой руде, где изоморфно замещает медь (до 11 вес. % или 18% от суммы одновалентных катионов — в ат. %). Среднее содержание серебра в рудах обычно не поднимается выше первых сотен г/т. Характерна примесь золота, олово отсутствует.

Второй этап серебро-свинцовой минерализации синхронен завер-

шению формирования касситерит-сульфидных месторождений. Сереброносные минеральные ассоциации кристаллизуются здесь не только позже всех кислых производных гранитоидных интрузий, но и вслед за частью даек базальтоидов. Нижняя возрастная граница для этого этапа соответствует концу нижнего мела. С касситерит-сульфидными месторождениями пространственно сопряжены серебро-свинцовые месторождения, относимые нами к галенитовому типу галенит-сфалеритовой формации третьего этапа минерализации. В одних рудных районах (Западно-Верхоянском) оловянные и серебро-свинцовые месторождения разобщены в разных рудных узлах, в других (Южно-Верхоянском и Полоусном) обе формации связаны теснее, но всюду они представляются нами как члены единого генетического ряда оловянных формаций. Серебро в касситерит-сульфидных месторождениях связано с галенитом (0,3—0,7%) и содержится как в изоморфной форме, так и в виде механической примеси серебряных сульфосолей и тетраэдрита. В некоторых жилах (Дальняя, Эге-Хайское месторождение) появляются фрейбергит, пираргирит, штернбергит и другие серебряные минералы.

В третий этап концентрация серебра достигает максимума, в результате чего образуются наиболее крупные месторождения, относимые к сульфоантимонит-галенитовому типу галенит-сфалеритовой формации. Возраст оруденения отвечает верхнему мелу и, по-видимому, палеогену. В рудных районах Верхояно-Колымской складчатой системы наиболее благоприятным условием образования крупных месторождений является сочетание этого минерального типа со структурным типом зон смятия и расланцевания. Такие сочетания характерны для северной части Южно-Верхоянского и западной части Полоусного районов.

В месторождениях сульфоантимонит-галенитового типа выделяют следующие минеральные ассоциации и стадии минералообразования: буланжерит-анкеритовая, сфалерит-сидерит-кварцевая, станнин-халькопирит-сидеритовая, фрейбергит-кварцевая, сульфоантимонит-галенитовая, сульфидно-анкеритовая, сфалерит-манган-сидеритовая и пирит-кварц-кальцитовая. Из них I, II, V, VII и VIII ассоциации распространены повсеместно, а остальные — локально. В отличие от касситерит-сульфидных месторождений, в месторождениях галенит-сфалеритовой формации не наблюдается перерыва между образованием касситеритоносной минеральной ассоциации и последующими ассоциациями с галенитом и сульфосолями серебра.

Процесс минерализации характеризуется единонаправленностью, хотя продукты соответствующих стадий не идентичны. Сравнение стадийности в однотипных месторождениях показывает, что размежевание минеральных ассоциаций или их объединение связано только с особенностями развития структуры в области рудоотложения. В некоторых случаях стадийность совсем не проявлена.

Формы нахождения серебра в сульфоантимонит-галенитовых месторождениях наиболее разнообразны: изоморфная примесь в галените, субмикроскопические и микроскопические включения в нем сульфоантимонитов свинца и серебра и собственные выделения этих же минералов. В общем балансе содержания серебра в рудах эти формы близки по значению. Основные минералы-носители серебра (кроме галенита) — диафорит, фрейбергит, пираргирит, овихнит и иногда маргирит; другие минералы — полибазит, стефанит, штернбергит, акантит, канфильдит — практического значения не имеют. Содержание серебра в рудах таких месторождений колеблется от 700 г/т до 20 кг/т.

Температура образования сульфоантимонит-галенитовой минеральной ассоциации, по гомогенизации газовой-жидких включений и по другим менее точным данным, достигла в начале стадии 280—300°, а в

конец ее снижалась до 150° и менее. Таким образом, месторождения относятся к средне-низкотемпературным образованиям.

Серебро-свинцовые и серебряные месторождения Якутии уникальны по минеральному составу. Полученные данные по типоморфизму ведущих минералов позволяют легко и надежно определять формационную принадлежность и минеральный тип месторождения и тем самым оценивать его перспективы. В этом отношении показательны содержания серебра в галените и наличие в нем микроскопических включений носителей серебра, железистость, сфалерита, серебримость блеклой руды, марганцовистость карбонатов и пр.

Формационная (этапная) зональность в рудных узлах проявляется в концентрической и линейной форме; при этом месторождения сульфoантимонит-галенитового и галенитового типов располагаются на удалении от куполов гранитоидных массивов, к которым тяготеют касситерит-сульфидные месторождения. Значительно менее контрастно проявлена стадийная зональность повторных тектонических разрывов, тектонического раскрывания и фациальная зональность — в понимании Б. И. Смирнова. В месторождениях с большим вертикальным диапазоном оруденения вертикальная зональность проявлена слабо, но ее элементы указывают, что в большинстве случаев на поверхность выведены верхние части жил, в которых галенит преобладает над сфалеритом и обнаруживаются крупные скопления серебряных сульфосолей. Эти данные свидетельствуют о высокой надежности месторождений на глубину.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Д. И. Горжевский

(ЦНИГРИ)

1. Наиболее значительные по своим масштабам свинцово-цинковые месторождения Сихотэ-Алиня относятся к типу метасоматических залежей свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах последокембрийского возраста. В Советском Союзе к этому промышленно-генетическому типу свинцово-цинковых месторождений следует отнести месторождения Кураминского хребта (Тянь-Шань) и Приаргунского района (Восточное Забайкалье); за рубежом — месторождения округа Бингем (штат Юта) и Центрального района (штат Нью-Мексико, США), а также района Трепа (Югославия).

2. Месторождения рассматриваемого типа локализуются в вулканогенно-карбонатных и терригенно-карбонатных геоантиклиналях. Последние характеризуются двухъярусным строением; рудовмещающие карбонатные толщи входят в состав нижнего структурного яруса.

Рудные тела обычно обнаруживают связь с интрузивными породами основного и среднего состава или с дайками послегранитных лампрофиров, связанных с габбро-диорит-гранодиоритовой группой магматических формаций.

Общими особенностями минерального состава руд для этого типа месторождений являются: приблизительно равные количественные со-

отношения сфалерита и галенита, подчиненная по отношению к сульфидам свинца и цинка роль сульфидов железа и нередко наличие сульфоарсенидов мышьяка, олова и борсодержащих минералов, а также примесей кадмия и индия в сфалеритах.

3. Наиболее благоприятная геологическая обстановка для поисков месторождений этого типа в новых рудных районах (помимо приуроченности их к вулканогенно-карбонатным и терригенно-карбонатным геоантиклиналям) определяется наличием карбонатных пород, пересланяющихся с терригенными и кремнистыми, и развитием габброидов и умеренно кислых гранитоидов гипабиссальной и акроабиссальной фации глубинности.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ

П. С. Гарбузов

(ДВПИ)

Прибрежная полиметаллическая зона Сихотэ-Алиня, впервые выделенная Е. А. Радкевич как крупная структурно-фациальная зона мезозойской металлогении, протягивается в северо-восточном направлении вдоль современного побережья Японского моря на 300—320 км при ширине 40—60 км. Рассматриваемая область почти совмещается с границами прибрежной антиклинальной зоны, сложенной палеозойскими и мезозойскими отложениями геосинклинального типа и перекрытыми верхнемеловыми и кайнозойскими вулканогенными образованиями.

Замыкание складчатости в конце верхнемелового периода и образование серии глубинных пограничных и внутренних разломов структурно-фациальных зон предопределили особенности их магматических и рудных образований. Для Прибрежной антиклинальной зоны наиболее характерны рудопроявления олова, свинца, цинка, железа, ртути, меди, молибдена, бора. Ведущей минерализацией региона является свинцово-цинковая.

Можно выделить три основные группы геологических критериев, в совокупности отражающих закономерности размещения полиметаллических месторождений: структурно-тектонические, фациально-литологические и минералого-геохимические.

1. **Структурно-тектонические критерии** проявляются в преимущественном развитии благоприятных структур в местах искривления осей складок, сопровождающихся разрывными нарушениями. Рудные поля представляют собой участки интенсивного дробления, характеризующиеся развитием мелких разновозрастных субвулканических, приповерхностных и гипабиссальных интрузивных тел. Месторождения приурочиваются к внутренним антиклинальным поднятиям (Кенцухе-Горбушинскому, Владимиро-Мономаховскому, Пхусунскому и др.), вытянутым обычно в северо-восточном направлении. Указанные антиклинальные складки под влиянием поперечных разрывов образуют местами коленообразные изгибы в плане, в результате чего простирание пород отклоняется от обычного для Приморья северо-восточного на-

правления ближе к широтным румбам. На этих участках изгиба обычно большое развитие получают межпластовые и межформационные срывы типа поддвигов, а также зоны смятия.

В то же время четко проявляются тектонические зоны северо-западного простирания, представленные серией параллельных трещин, которые на различных этапах деформации, очевидно, носили различный, чаще сбросово-сдвиговый, характер с амплитудами перемещения до первых сотен метров.

В результате сочетания различно направленных тектонических нарушений внутренняя структура прибрежной зоны представляет собой чередование горстов и грабенов, а отдельные минерализованные поля — это блоки интенсивной трещиноватости, неоднократно сообщавшиеся с глубинным магматическим резервуаром. Наиболее важными структурно-тектоническими элементами рудного контроля являются: 1) изгибы стратиграфических контактов пород, особенно карбонатных образований; 2) участки пересечения контактов карбонатных пород разрывными нарушениями; 3) узлы пересечения систем трещин различного направления; 4) изгибы плоскостей тектонических трещин; 5) экранирующие ловушки перекрывающих и смещенных блоков сравнительно инертных пород покровов.

2. Фациально-литологические критерии выражают повсеместно наблюдаемую тесную связь оруденения с карбонатными породами, прежде всего с мощными горизонтами известняков карнийского (Тетюхе), отчасти верхнепермского (Ольгинский район) возрастов.

Рудовмещающие известняки образуют пласты, линзы и блоки в крыльях антиклинальных складок, а иногда и в ядрах синклинальных складок (месторождение Садовое). По мнению ряда исследователей, известняки представлены в основном невидержанными горизонтами, часто размытыми, а затем сильно нарушенными. В процессе складчатости, очевидно, проявлялось пластическое течение известняков с выжиманием отдельных тектонических линз; позднее эти деформированные известняковые массивы были рассечены поперечными разрывными нарушениями на серию обособленных, изолированных блоков.

Можно выделить несколько литолого-структурных зон, определяющих локализацию оруденения:

I. Зоны стратиграфических контактов горизонтов известняков с песчано-кремнистыми породами. В тектоническом плане они фиксируются наличием контактовых разломов и широкой серией секущих нарушений.

II. Зоны тектонической переработки горизонтов песчано-сланцевых пород в составе карбонатных толщ. Эти зоны выражены серией сближенных тектонических трещин, дроблением пород и дайкообразными проявлениями андезитовых порфиритов (Партизанское месторождение), а также пропилитизацией и скарнированием песчано-сланцевых пород (Садовое месторождение). Они имеют также северо-восточное простирание и осложнены секущими нарушениями северо-западного направления, расширяющими области локализации оруденения вдоль этих трещин.

III. Секущие складчатость тектонические зоны преимущественно северо-западного направления выражены серией сколовых трещин, дайковых и субинтрузивных тел, а также рудной минерализацией. Локализация рудных тел в указанных зонах определяется не только широко известными факторами литологического контроля, но и проявлением некоторых других элементов: изгибами плоскостей разломов в толще пород, наличием экранирующих ловушек и др. Примерами рудных тел в изгибах сместителей может служить недавно открытое Скиповое рудное тело Партизанского месторождения, а под экранирующей

толщей вулканических пород известны многочисленные рудные тела Западного Партизана, Николаевской пади, Светлого отвода и др.

3. Минералого-геохимические критерии указывают на закономерное распределение химических элементов в природных объектах, в той или иной форме связанное с явлениями их концентрации в процессах эндогенного и экзогенного минералообразования.

Над месторождениями развиваются поля гидротермально-измененных пород и ореолы жильной и вкрапленной минерализации. Оруденение локализуется в широком диапазоне глубин. В Тетюхинском рудном районе, например, разница гипсометрических отметок между «верхушками» отдельных скарновых тел составляет более 1000 м. Общей же размах оруденения по вертикали составляет около 2000 м.

Как установлено на Николаевском полиметаллическом месторождении, залегающем на большой глубине, геохимические ореолы рассеяния над скрытыми месторождениями достигают нескольких сотен метров по вертикали и носят ярко выраженный характер, что позволяет фиксировать их с помощью геофизических и геохимических методов.

Над некоторыми другими скрытыми залежами сульфидная минерализация выражена слабее и приурочивается к зонам тектонических нарушений, приобретая линейно вытянутую форму. Минерализация фиксируется здесь в виде кварц-карбонатных образований, удаляющихся вверх от рудных тел на первые сотни метров.

Гидротермально измененные породы над скарново-сульфидными залежами выражены полями пропилитизации, скарнирования, окварцевания. Ореолы измененных вмещающих пород часто имеют зональное строение. Так, в пропилитизированных породах Николаевского месторождения выделяются внутренняя зона, где исходные породы замещаются кварцем, серицитом и рудными минералами, и внешняя, представленная хлорит-эпидотовой фацией пропилитов. Особенно характерно здесь широкое проявление карбонатизации, что, по-видимому, связано с выносом кальция при скарнообразовании, причем пространственно карбонатизированные породы находятся над скрытыми скарново-полиметаллическими месторождениями, залегающими в известняках.

При значительной протяженности оруденения на глубину количественные взаимоотношения минералов существенно меняются. Наши наблюдения показывают, что отношение цинка к свинцу с глубиной увеличивается. Так, если в верхних частях рудных тел отношение цинка к свинцу близко к единице, в средних частях — примерно, 3 : 1, то на глубоких горизонтах залежей содержание цинка в десять раз превосходит содержание свинца.

Этими же исследованиями установлены некоторые закономерности в распределении элементов-спутников: серебра и висмута. Так, отношение серебра к висмуту с глубиной уменьшается. Это свойственно как для всего диапазона оруденения, так и для отдельных рудных тел в плане. В верхних частях полиметаллического оруденения серебро резко преобладает над висмутом, в средних частях они содержатся примерно в равных количествах, а в нижних серебра значительно меньше висмута.

По мере увеличения глубины распространения оруденения наблюдаются некоторые морфологические изменения и текстурные преобразования руд. Самые верхние части месторождений представлены линзами, гнездами, скоплениями сложной формы сплошных сульфидных образований в скарнах. В более глубоких горизонтах преобладают вкрапленные руды, сменяющиеся на глубине безрудными скарнами. Отмечено, что вторичные ореолы рассеяния в рыхлых отложе-

ниях хорошо фиксируют участки гидротермально измененных пород с прожилково-вкрапленным оруденением. Максимальные содержания в ореолах достигают: свинца 0,2—0,6%, цинка и мышьяка — 0,1—0,2%, серебра — 0,002—0,006%, висмута 0,006—0,01%, олова — 0,003—0,006%, золота 0,6, редко 1,0 г/т. Характерно также, что в водах Николаевского месторождения и вблизи выявленных скрытых залежей на Садовом месторождении фиксируются гидрохимические потоки рассеяния суммы тяжелых металлов и сульфат-иона. Содержание промышленных металлов превышает фоновые в 2—4 раза, что может быть использовано при выявлении гидрохимических аномалий, связанных с конкретными рудопоявлениями.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САДОВОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕТЮХИНСКОГО РАЙОНА

Ф. И. Ростовский, Н. Е. Ростовская, Б. В. Кузнецов,
Т. С. Сапожникова

(Тетюхинская экспедиция ПГУ)

1. Рудные тела Садового месторождения, сложенные преимущественно геденбергит-гранат-аксинитовыми скарнами с гнездовой вкрапленностью галенита и сфалерита, образуют серию крутых и полого залегающих линзо-, жилло-трубообразных тел и пластоподобных залежей мощностью от 0,5 до 15—20 м.

2. Рудные тела локализуются в зонах тектонических нарушений вблизи контактов верхнетриасовых известняков и алевролитов. Эти нарушения являются опережающими трещинами Право-Тетюхинского рудоконтролирующего разлома северо-западного простирания. Наиболее крупные рудные тела концентрируются в мощных зонах дробления. Рудное тело Восточное, мощность до 10 м, приурочено к разлому, проходящему в алевролитах. В зоне этого разлома в милонитизированной массе породы, по составу отвечающей мергелю, присутствовали обломки и глыбы известняков и алевролитов. В процессе метасоматоза тонкодробленный материал полностью заместился скарном, а крупные глыбы остались незамещенными. В маломощных, плохо проработанных зонах дробления, даже проходящих непосредственно по контактам алевролитов с крупными массивами известняков, мощность рудных тел не превышает 1—2 м. Пластообразные залежи, как и многочисленные дайки приморских гранитоидов, развитые на месторождении, приурочены к относительно пологим трещинам отрыва, имеющим углы падения 35—55°.

3. На месторождении выделяются следующие стадии минерализации: а) дорудная, состоящая из двух подстадий — собственно скарновой волластонит-геденбергит-гранат-аксинитовой и эпидот-актинолит-альбит-клиноцоизитовой пропилютовидных изменений ранее образованных скарнов; б) продуктивная (сульфидная), состоящая из собственно сульфидной и более поздней кварц-карбонатно-сульфидной подстадий; в) послерудная апофиллит-цеолит-карбонатная.

4. Ранее на Тетюхинском рудном поле пропилютизация в скарно-

вых телах не отмечалась, хотя она является одним из звеньев в ряду доказательств большой роли вулканизма в образовании руд Тетюхе.

5. Полное сходство морфологии рудных тел, текстурно-структурных особенностей руд, идентичные морфогенетические формы минералов и сходный состав элементов-примесей в них — все эти особенности Тетюхинских месторождений свидетельствуют об их несомненной генетической общности. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что месторождения Тетюхе парагенетически связаны с приморским вулканоплутоническим комплексом, эффузивные и пирокластические фации которого представлены покровами андезитов и их туфов, а также экструзиями андезитов и прорывающими их более поздними телами липарито-дацитов и липаритов со своими пирокластическими аналогами среди андезитов. Интрузивные фации этого комплекса представлены многофазными телами диорит-гранодиорит-гранитного состава (Николаевский, Береговой интрузивы, массив кл. 27-го километра и др.).

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРГАЛИМСАЙ

Е. С. Зорин

(КазНИИМС)

Месторождение Миргалимсай относится к типу стратиформных месторождений. Промышленное полиметаллическое оруденение приурочено здесь к одному горизонту (второй ленточный), расположенному в средней части разреза фаменских карбонатных отложений. Руды месторождения представляют собой карбонатные породы, содержащие рудные минералы (галенит, сфалерит, пирит, барит) в виде рассеянной или послойной вкрапленности мелких прожилков, просечек и очень редко небольших агрегативных скоплений.

Детальное изучение строения рудного горизонта подтвердило сложность его внутреннего строения, а также выявило закономерное взаимосвязанное распределение его мощностей, степени доломитности и структурно-минералогических особенностей по площади месторождения. Установлено уменьшение мощности рудного горизонта от центра месторождения к его периферии. В этом же направлении происходит уменьшение степени доломитности пород, при котором доломиты постепенно сменяются слабо доломитовыми известняками.

Исследованием распределения содержаний рудных и породообразующих элементов по площади месторождения в рудном горизонте установлено закономерное зональное распределение их повышенных концентраций от периферии месторождения к центру: цинк, кремний, алюминий, марганец, свинец, железо, сера, барий, серебро.

Устанавливается зависимость между зональным распределением породообразующих и рудных химических элементов и особенностями строения рудного горизонта (мощности, степени доломитности, структурно-минералогического состава), характеризующими условия его седиментогенеза, а также диа- и катагенетического преобразования.

На основании анализа фактического материала можно сделать вывод, что зональность (распределение мощностей, степень доломитности, содержания рудных и породообразующих элементов) на месторождении Миргалимсай является седиментационной и отражает вполне определенные условия формирования рудного горизонта (морфологию дна бассейна, физико-химические и гидродинамические условия осадконакопления).



VI. Металлогения сурьмы и ртути

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СУРЬМЫ И РТУТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА И ПРИНЦИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

З. В. Сидоренко

(ВСЕГЕИ)

1. Сурьма и ртуть — типоморфные элементы Тихоокеанского металлогенического пояса. Месторождения этих элементов распространены в складчатых областях мезозойского и кайнозойского возраста, а также в областях мезокайнозойской активизации платформ и зон более древней складчатости. В мезозоидах расположена сурьмяно-ртутная провинция США, Мексики и Британской Колумбии, ртутнорудные районы Австралии, сурьмяно-ртутные провинции СССР (Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алинская, западная часть Монголо-Охотской); в областях кайнозойской складчатости — Калифорнийский ртутный пояс, ртутные и сурьмяные районы стран Латинской Америки; в Азиатской ветви — ртутные месторождения Индонезии, Новой Зеландии, Японии, Сахалина и Корякско-Камчатская ртутная провинция. В областях активизации находятся сурьмяные и ртутные пояса юго-восточного Китая, рудный район Терлингуа в Техасе, оруденение Станового хребта и Бурейнского массива.

В качестве трансрегиональной закономерности можно отметить, что ртутное оруденение в одинаковой степени характерно как для эвгеосинклинальных, так и для миогеосинклинальных областей, сурьмяное — главным образом для миогеосинклинальных.

2. По известным в настоящее время запасам ртути Тихоокеанский пояс уступает Средиземноморскому (25% мировых запасов), а по запасам сурьмы значительно превалирует над ними (75% мировых запасов). Из стран Тихоокеанского пояса (кроме СССР) наибольшими запасами ртути обладают: Китай, США, Мексика; запасами сурьмы — Китай, Мексика и Боливия. Огромная территория советского сектора Тихоокеанского пояса в отношении этих металлов пока слабо изучена и опоскована, но уже сейчас здесь известен ряд промышленных месторождений ртути и сурьмы, из которых одно сурьмяное, по-видимому, будет иметь мировое значение. Геологические перспективы на открытие месторождений сурьмы и ртути весьма значительны.

3. Данное сообщение основано на материалах изучения условий образования и закономерностей размещения месторождений сурьмы и ртути в северо-западной части Тихоокеанского пояса, проводившегося в последние годы автором при участии коллектива геологов ВСЕГЕИ и территориальных геологических управлений (П. В. Бабкина, В. И. Бергера, М. А. Гадкина, Е. П. Кима, Н. И. Поповича, В. С. Рождественского, Н. П. Речкина, Ю. Б. Сазанова, Т. В. Тарасенко, В. А. Титова), а также на опубликованных материалах по геологии сурьмяных и

ртутных месторождений зарубежных стран, главным образом США, Канады и Японии.

4. По составу руд и некоторым генетическим признакам сурьмяные и ртутные месторождения подразделяются на две группы: а) моно- и диметалльные, собственно ртутные, сурьмяные, реже сурьмяно-ртутные, низкотемпературные, не обнаруживающие генетических связей с магматизмом и переходов к месторождениям других металлов. Это месторождения так называемого телетермального типа, формирование которых происходило, по-видимому, при участии различных экзогенных и эндогенных факторов; б) комплексные (с мышьяком, золотом, вольфрамом и др.) низко- и среднетемпературные, имеющие, по-видимому, гетерогенное происхождение. Некоторые из них представляют собой гибридные образования, другие, возможно, являются продуктом единого с золотом и полиметаллами рудного процесса (золото-сурьмяные месторождения золоторудного пояса Колымы, полиметаллические и золоторудные сурьмосодержащие месторождения США и др.).

Главные запасы сурьмы и ртути заключены в месторождениях первой группы. Среди комплексных месторождений известное экономическое значение имеют сурьмяно-золотые, сурьмяно-полиметаллические и сурьмяно-вольфрамовые (иногда с золотом и ртутью) месторождения, из которых сурьма извлекается обычно как попутный компонент.

5. По структурно-литологическим условиям локализации оруденения и масштабам последнего выделяются девять морфогенетических типов рудных полей и месторождений, объединяемых в четыре группы: 1) согласные — подчиненные определенным литолого-стратиграфическим горизонтам или их границам и складчатым деформациям; 2) контактовые: а) связанные с контактами лиственитизированных ультрабазитов и базитов, б) расположенные в эндо- и экзоконтактах малых интрузий и даек поздних этапов, в) приуроченные к нижней границе недислоцированных эффузивных покровов и межпокровные; 3) секущие — связанные с разрывными нарушениями: а) подчиненные надвигам, б) приуроченные к региональным крутопадающим разломам, в) локализованные в отдельных трещинах и системах трещин, на пересечении трещин разных направлений; 4) в структурах нетектонического происхождения: а) приуроченные к карстовым полостям, б) к воронкам взрыва, эруптивным брекчиям.

Большинство ртутных месторождений крупного и среднего масштаба относится к типам 1, 2а, 3а; сурьмяных — к типам 1, 3а, 3б. Для ртутных месторождений не характерен жильный тип, а для сурьмяных — лиственитовый. В странах Тихоокеанского пояса повсеместно распространены мелкие месторождения типа 3в. Наиболее перспективным типом вулканогенных районов является тип 2в.

6. Ртутные и сурьмяные месторождения размещаются линейно, контролируются глубинными разломами и образуют протяженные рудные пояса и зоны, занимающие следующие геотектонические позиции: а) в обрамлении средних и остаточных массивов или выступов фундамента (Индиголо-Колымский и Монголо-Охотский рудные пояса, сурьмяные и ртутные пояса Китая), б) на стыках складчатых систем разного возраста или разных типов развития (юго-западная Япония, Британская Колумбия, Корякско-Камчатский пояс), в) на границе ранне- и позднегеосинклинальных прогибов или в связи с разломами троговых частей прогибов (оруденение о. Хоккайдо, западной Калифорнии, ряд зон Якутии и Чукотки). Рудоконтролирующие глубинные разломы в основном продольные, согласные с общим структурным планом складчатых областей и относятся к структурам раннегеосинкли-

нального или догеосинклинального заложения, проявлявшим активность на разных стадиях развития подвижных областей.

7. Крупные региональные и трансрегиональные поперечные разломы также играют значительную роль в распределении ртутной и сурьмяной минерализации. Многие рудные узлы и рудные поля приурочены к местам пересечения рудных зон поперечными разломами, однако влияние последних выражается, по-видимому, только в увеличении экстенсивности минерализации, а не в ее интенсивности. В некоторых случаях поперечные разломы играют отрицательную роль, рассеивая оруденение, обуславливая расширение и усложнение границ региональных рудных зон, тупые выклинивания последних. В вулканических поясах рудные (главным образом ртутные) зоны по отношению к простиранию самих вулканических поясов имеют часто поперечное и кососекущее направление, которое, однако, отражает простирание нижежащих структурных комплексов, что предположительно объясняется перераспределением (регенерацией) рудного вещества.

8. Магматизм, близкий по времени к оруденению, существенно влияет на распределение последнего в пределах рудных зон (поясов, районов), а также на состав минерализации, глубину образования месторождений и их вертикальную протяженность. В региональных зонах с развитием гранитного магматизма ртутные и сурьмяные месторождения удалены от гранитов. Кроме собственно сурьмяных и ртутных месторождений часто встречаются комплексные рудопроявления (обычно мелкие), состав которых зависит от металлогенического фона территории. В районах развития орогенного и посторогенного вулканизма проявляется преимущественно ртутная минерализация, локализуемая по периферии люкровок и в эрозионных окнах; месторождения имеют явные признаки приповерхностного образования и в большинстве случаев небольшой вертикальный диапазон оруденения; состав руд усложняется специфическими примесями (мышьяк, сера, теллуриды и др.); ртутные месторождения соседствуют с месторождениями металлов других геохимических групп; широко развиты комплексные месторождения и рудопроявления, содержащие ртуть и сурьму.

9. Решающее значение в распределении и концентрации сурьмяного и ртутного оруденения в пределах рудных зон (поясов, районов) имеют рудовмещающие геологические формации. Количественный учет фактических геологических данных, произведенный для северо-западной части Тихоокеанского пояса с привлечением материалов по зарубежным территориям, позволил установить, что: а) геологические формации, участвующие в строении рудных зон, отличаются друг от друга по частоте встречаемости рудопоявлений сурьмы и ртути (экстенсивности), коэффициенту выхода месторождений и масштабам последних, б) некоторые формации «продуктивны» на месторождения обоих металлов (терригенно-карбонатная), другие специализированы по одному из них — ртути (кремнисто-вулканогенно-терригенная, нижняя моласса) или сурьме (другие геосинклинальные терригенные формации); в) разная степень «продуктивности» геологических формаций подтверждается распределением в них главных структурно-морфологических типов ртутных и сурьмяных месторождений; г) имеет место общее затухание ртутного и сурьмяного оруденения вверх по разрезу — от раннегеосинклинальных формаций к поздним, наиболее поздние формации — верхняя моласса и платобазальты — практически безрудны.

10. Перечисленные закономерности положены в основу металлогенического районирования и типизации крупных потенциально рудоносных площадей северо-западной части Тихоокеанского пояса. По характеру рудовмещающих формаций, форме и степени развития синхрон-

ного магматизма выделены четыре геологических типа рудоносных площадей, различающихся по профилю минерализации, характеру ее распределения, разной степени вероятности обнаружения концентрированных рудных скоплений. Этими критериями определяется относительная значимость рудных поясов, зон, районов и включающих их рудных провинций. Оценка конкретных площадей в пределах региональных рудных зон определенных типов, имеющих, как правило, неоднородное строение, производится на основании местных особенностей состава и строения рудовмещающих и рудопроводящих формаций, которые определяют морфогенетические типы рудных сурьмяно-ртутных полей и месторождений, а следовательно (при прочих равных условиях), и масштабы последних.

11. Сравнение различных регионов советского сектора Тихоокеанского пояса в отношении ртутной и сурьмяной рудоносности с более изученными территориями других стран показывает значительное сходство Индигиро-Колымского ртутного пояса с ртутным поясом юго-восточного Китая и отчасти Мексиканскими ртутными месторождениями; Корякско-Камчатской ртутной провинции — с рудоносностью западных штатов США, о. Сахалина — с западной Калифорнией и о. Хоккайдо; Приморского края — с юго-западной Японией.

12. Главнейшие задачи исследований в области металлогении сурьмы и ртути: 1) выявление причин различной «продуктивности» геологических формаций; 2) дальнейшая разработка классификации ртутных и сурьмяных месторождений по комплексу признаков для прогнозно-металлогенических целей; 3) разработка количественных критериев оценки новых районов с учетом экономического фактора; 4) изучение генетических взаимоотношений оруденения с магматизмом и другими типами эндогенного оруденения; 5) изучение поведения ртути и сурьмы в осадочно-диагенетических и метаморфических процессах, их роли и значения в формировании месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ТИПЫ РТУНОСНЫХ ЗОН СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

П. В. Бабкин, В. И. Копытин, А. Л. Сыромятников

(СВКНИИ)

1. Вопросы регионального размещения ртутного оруденения на территории Северо-Востока рассматривались в работах П. В. Бабкина и др. (1964—1969 гг.). Новые данные позволили перевести ряд прогнозных ртутоносных зон в категорию достоверных, выделить новые, весьма перспективные зоны, морфологические типы месторождений, наметить основные черты в характере размещения ртутной минерализации в различных зонах.

2. По геологической позиции выделяются ртутоносные зоны: а) в складчатых мезозойских областях, в) в складчатых кайнозойских областях, г) в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. По отношению к главным тектоническим элементам этих областей ртутоносные зоны разделяются на внутренние и краевые, согласные и несогласные. Все

типы зон располагаются вдоль глубинных, длительно развивавшихся разломов.

3. Ртутоносные зоны в жестких структурах изучены слабо. Можно отметить, что они протягиваются на десятки, редко сотни километров, при узком площадном распространении. Ртутная минерализация тяготеет к благоприятным литологическим разностям пород (карбонатным, песчанковым). Морфологические типы месторождений могут быть различными.

4. Ртутоносные зоны в мезозойских и кайнозойских складчатых областях располагаются согласно и несогласно по отношению к складчатости. Первые отличаются весьма большой протяженностью (до 500—600 км), длина вторых значительно меньше. Ртутные проявления обнаруживают четкую приуроченность к зонам линейных разломов; мелкие структурные и литологические факторы являются определяющими для конкретных рудных полей. Морфологические типы месторождений: зоны дробления, брекчирования; раздробленные купола складок, штокверки. Минеральный состав месторождений примерно одинаков (зоны Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем).

Подобные зоны в кайнозойских складчатых областях отличаются более узловой концентрацией ртутных проявлений, мелкие структурные и литологические факторы приобретают значительную роль, минеральные типы месторождений в пределах одной зоны могут быть различными. Морфологические типы месторождений разнообразны: зоны дроблений, жилы, прожилковые зоны, пластовые тела, гнезда в листовниках (зоны Корякского нагорья).

5. Ртутоносные зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отличаются узловой концентрацией ртутных проявлений (зоны Чукотки, Охотского побережья). Главную роль в локализации ртутного оруденения играют структурные и литологические факторы: вулканоструктуры, вулканические аппараты, наличие субвулканических интрузивов кислого и среднего состава. Характерна пространственная, иногда генетическая близость месторождений золота, серебра и ртути. Морфологические типы месторождений: линзы, пластовые тела, реже секущие зоны дробления и прожилкования.

6. Краевые ртутоносные зоны в различных геологических позициях объединяются общими чертами: зависимостью направления зон от тектонических ограничений геологических структур, значительными расширениями и пережимами, наличием крупных рудных узлов (Урультунский, Лево-Сахынджинский, Ламутский, Арманский). Морфологические типы месторождений: линзы, гнезда в карбонатных породах, метасоматические залежи в эффузивах.

7. Анализ строения зон, размещения в них ртутной минерализации, минерально-морфологических типов месторождений позволяет оценить внутренние зоны в областях мезозойской и кайнозойской складчатости как наиболее перспективные. Усилившаяся тенденция к изучению мелких вулканоструктур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяет предполагать здесь находки новых ртутных месторождений. Краевые ртутоносные зоны, обрамляющие массивы, выходы палеозойского основания складчатых систем, а также зоны, находящиеся по периферии вулканического пояса, пока относятся к объектам второй очереди.

ТЕКТОНИКА РТУНОСНЫХ РАЙОНОВ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РТУТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ САХАЛИНА

В. С. Рождественский

(Сах. ГУ)

1. Ртутные проявления о. Сахалина группируются в ртуносные зоны, приуроченные к внутригеосинклинальным глубинным разломам, и образуют три ртуносные зоны: Восточную, Тымь-Поронайскую и Западную.

2. Выделены рудоконтролирующие глубинные разломы трех основных направлений: 1) северо-западного, разделяющие структурно-формационные зоны мезозойского этапа развития геосинклинали; 2) субмеридионального, разделяющие структурно-формационные зоны кайнозойского этапа развития геосинклинали; 3) субширотного и северо-восточного, поперечные к простиранию геосинклинальных структур.

3. В ряде случаев установлены направления и амплитуды альпийских смещений блоков земной коры, разграниченных крупными разломами. Региональные разломы северо-западного простирания являются в большинстве случаев надвигами, разломы субмеридионального простирания — правыми сдвигами и взросо-сдвигами. Вдоль поперечных разломов субширотного и северо-восточного направлений отмечены незначительные смещения блоков по типу сбросов и сдвигов.

4. Рудопроявления ртути приурочены к участкам пересечений и сочленений крупных разломов. Подобные участки выделены и описаны как самостоятельные структурно-металлогенические единицы ртутно-рудных районов. К ним относятся п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинские горы, Таулан-Армуданский хребет, Ламанон-Вахрушевский район, Тонно-Анивский п-ов.

5. Охарактеризованы структурно-морфологические типы ртутных рудопоявлений. Наиболее перспективны рудопоявления, локализованные вдоль контактов серпентинитовых массивов, рудопоявления в сводах узких сжатых антиклиналей, сложенных яшмами, и небольших брахиантиклиналей, сложенных песчаниками и пересеченных разрывами. Рудопоявления ртути, приуроченные к древним вулканическим постройкам, рекомендуются для поисков эпитермального золото-серебряного и полиметаллического оруденения.

СУРЬЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИАМУРЬЯ

С. Ф. Усенко

(ДВМГС)

Проявления сурьяного оруденения известны как на территории Хабаровского края, так и в Амурской области. Они относительно немногочисленны, однако, размещаются в различных структурных областях и зонах, охваченных в той или иной мере наложенными позднемезозойскими и кайнозойскими тектоно-магматическими процессами на Алдан-

ской плите (Юдомский район) и в обрамляющей ее Становой складчатой зоне (Джалиндо-Урканский район), на площади Селемджино-Кербинской части Монголо-Охотской складчатой системы (Селемджинский район), вдоль восточной окраины Буренского массива (Хинганский, Солокачинский и Буренский районы) и в пределах Сихотэ-Алинской складчатой области (Прихотье и Нижнее Приамурье).

Большая часть рудопроявлений и месторождений сурьмяного оруденения располагается в пределах крупного Приамурского золотоносного пояса, который прослеживается от Забайкалья до Нижнего Приамурья включительно, охватывая зону протерозоид Становика, Тукурингра-Джагдинскую складчатую зону, северную окраину Буренского массива и северный фланг Сихотэ-Алинской складчатой области. И только Хинганский, Солокачинский и Буренский районы, характеризующиеся отчетливо проявленным сурьмяным оруденением, располагаются южнее, в пределах оловоносной области, хотя также совпадают с узкой золотоносной зоной сочленения Буренского массива и Сихотэ-Алинской складчатой области (Иороханская, Ивановская, Сутарская группы приисков), которая своим северо-восточным флангом причленяется к Приамурскому золотоносному поясу.

Сурьмяные месторождения наиболее широко развиты в золотоносных и менее в оловоносных зонах Приамурья. Поскольку геологические условия золотоносных и оловоносных зон различны, в различных условиях образуются и приуроченные к ним сурьмяные месторождения.

Золотоносные зоны, заключающие небольшое количество сурьмяных рудопроявлений, характеризуются развитием эвгеосинклинальных формаций гранитоидов повышенной основности с преобладанием натрия в группе щелочей. Сурьма присутствует во многих золоторудных месторождениях, а также образует самостоятельные концентрации в месторождениях ферберит-шеелит-кварц-антимонитовой и отчасти кварц-барит-антимонитовой формаций, содержащих в виде примеси также золото.

В районах преобладающего развития оловянной минерализации сурьмяные месторождения встречаются реже. Рудные тела отличаются более простым составом руд, близким к мономинеральному.

Сурьмяные месторождения локализируются в молодых зонах разломов, на границе структур различной консолидации и подвижности. В известной мере это сближает их с ртутными зонами. В то же время проявления сурьмы и ртути на территории Приамурья чаще пространственно обособлены, хотя лишь иногда в сурьмяных месторождениях имеется вкрапленность киновари, видимо, наложенная.

Вмещающей средой сурьмяного оруденения служат эффузивы и их туфы, терригенные и карбонатные образования, гнейсы и граниты. Околорудные изменения выражены окварцеванием, опализацией, каолиннизацией, карбонатизацией.

Сурьмяные рудопроявления и месторождения представляют собой эпитермальные, отчасти, видимо, мезотермальные образования небольших глубин. Наличие в минеральном составе руд устойчивых парагенетических ассоциаций позволяет говорить о трех-четырёх основных типах (формациях) сурьмяной минерализации: ферберит-шеелит-кварц-антимонитовом, кварц-барит-антимонитовом, кварц-флюорит-антимонитовом, кварц-антимонитовом.

О ПРИНЦИПАХ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ю. Б. Сазанов

(ДВИМС)

Задача регионального прогнозирования — выделение в пределах обширных по площади территорий областей возможного проявления оруденения и их районирование по степени перспективности. Такие прогнозные построения в отношении ртутного оруденения выполнены для Хабаровского края и Амурской области.

В основу методики регионального прогнозирования положены закономерности размещения и условия локализации ртутного оруденения, выявленные в процессе проведения поисково-разведочных и тематических работ. Отличительной чертой методики является превалирующая роль геологических факторов прогнозирования по отношению к прямым признакам оруденения, что позволяет использовать ее при прогнозных построениях и для слабопоискованных регионов, а также учитывать наряду с положительными признаками оруденения и отрицательные, на необходимость использования которых указывали в свое время некоторые исследователи (Крейтер, 1960; Воронич, 1964).

Прогнозирование проводилось на структурно-формационной основе масштаба 1 : 100 000 поэтапно.

На первом этапе выделялись и исключались из дальнейшего рассмотрения бесперспективные и малоперспективные площади по отрицательным геологическим признакам. По отношению к ртутному оруденению Хабаровского края и Амурской области в качестве таких факторов могут быть использованы возрастные, структурные и магматогенные признаки.

Верхняя возрастная граница распространения ртутного оруденения материковой части Дальнего Востока, по общегеологическим признакам, не выше палеогена. Все неогеновые и более поздние геологические формации, таким образом, могут рассматриваться как послерудные образования; следовательно, площади, сложенные мощным чехлом рыхлых постплиоценовых отложений и покровами базальтов, должны быть отнесены к категории бесперспективных. Проявление ртутного оруденения в подстилающих породах не исключено, однако, из-за большой мощности пострудных формаций постановка глубинных поисков на покрытых ими территориях в настоящее время нерациональна.

В восточных районах Союза, как и в других ртутоносных регионах, оруденение часто тяготеет к периферическим частям более древних структур (выступов и срединных массивов), окаймленных краевыми прогибами. В Приамурье районы развития ртутной минерализации обрамляют с юга Алданский щит, а с севера и востока — Буреинский срединный массив, причем во внутренних частях жестких массивов ртутное оруденение отсутствует. Это дает основание внутренние части древних жестких структур отнести к бесперспективным и малоперспективным площадям.

В качестве магматогенного признака использована установленная в Приамурье пространственная разобщенность ртутного оруденения и мезозойского гранитоидного магматизма. Сурьмяно-ртутные зоны располагаются в районе слабого проявления или полного отсутствия мезозойских гранитоидов. Это свидетельствует о бесперспективности областей интенсивного проявления гранитоидного интрузивного магматизма мезозойского возраста.

Таким образом, на первом этапе прогнозирования были выделены по отрицательным признакам и исключены из дальнейшего рассмотре-

ния бесперспективные и малоперспективные области, составляющие примерно 60% общей площади рассматриваемой территории.

На втором этапе оставшиеся площади еще более локализируются с использованием уже положительных геологических признаков (тектонических и магматогенных). Как известно, крупные металлогенические ртутносные зоны располагаются на сочленении различных структурно-формационных зон вдоль так называемых шовных разломов, а ртутные проявления локализируются вдоль оперяющих и иногда поперечных разрывных нарушений. Присутствие таких разрывных структур первого и второго порядка расценивалось как положительный признак. После второго этапа перспективные площади локализируются и приобретают на прогнозной карте линейные очертания, соответствующие крупным ртутносным зонам.

На третьем этапе по минералогическим (шлиховым) и металлогеническим признакам проводится районирование выделенных ртутносных зон по степени перспективности. На карту выносятся весь информативный материал по ртутному оруденению (месторождения, рудопроявления, шлиховые и геохимические аномалии), позволяющий выделить области интенсивного и слабого проявления ртутного оруденения и площади, перспективные лишь по общегеологическим признакам. Кроме того, на карте в пределах рудоносных зон выделяются области проявления сурьмяного, оловянного, золотого и полиметаллического оруденения, что позволяет прогнозировать возможность выявления месторождений комплексного типа.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И РАЗВИТИЯ РТУТНОГО И СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В. И. Бергер

(ВСЕГЕИ)

1. В пределах Забайкальской провинции выделяются два главных пояса сурьмяной и ртутной минерализации — Восточно-Забайкальский и Байкальский. Первый контролируется Монголо-Охотской системой глубинных разломов, прослеживается к востоку за пределы региона и расщепляется в Восточном Забайкалье на ряд более мелких рудных зон (Кормилицин, Иванова, 1968; Сидоренко, 1968). Второй пояс приурочен к зоне Байкальского рифта. Узлы концентрации оруденения тяготеют к участкам пересечения разнонаправленных нарушений. В Восточном Забайкалье скрытые поперечные разломы фундамента (Балейско-Дарасунский, Нерзаводско-Сретенский и др.) трассируются ореолами рассеяния ртути.

2. Восточно-Забайкальский пояс включает более ста рудопроявлений и месторождений сурьмы и ртути, которые подразделяются на три группы. Первая группа объединяет моно- и биметальные проявления Sb и Hg, образующие единый генетический ряд с раннемеловой эпитептермальной золото-серебряной минерализацией Балейского типа. Вторая группа, тесно связанная с первой, представлена серией ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений, также характеризующихся низкотемпературными условиями рудоотложения (Щеглов, 1959). Третья груп-

па включает преимущественно сурьмяные проявления заключительного этапа формирования более ранних среднетемпературных месторождений золота, полиметаллов, олова. Возрастное положение этого, относительно раннего (I_3 , Cr), сурьмяного оруденения фиксируется находками кварцево-антимонитовых галек в раннемеловых конгломератах (Лешкевич, 1968).

3. Единство металлогенической ассоциации эпitherмальных золото-серебряных и сурьмяно-ртутных месторождений доказывается их пространственной близостью и связью с позднемезозойскими наложенными впадинами (Удино-Даинской, Арбагарской, Тыргетуйской и др.), приуроченностью к одним региональным рудоконтролирующим структурам (Удинская, Шилка-Ингодинская, Тура-Ононская и др.), относительной синхронности проявления, близостью приповерхностных условий рудокализации. Генетическое родство их подтверждается минералогическими, геохимическими, некоторыми дополнительными аналитическими данными (термометрия, термолюминесценция кварца). Устанавливаемая парагенетическая связь золото-серебряного оруденения с раннемеловым вулканизмом (Фогельман, 1966), очевидно, существенна и для сурьмяно-ртутных проявлений этой ассоциации. При этом золото-сурьмяно-ртутные рудные зоны тяготеют к границам структур с устойчивыми разнонаправленными вертикальными движениями.

Проявления сурьмяного и ртутного оруденения распространены главным образом в палеозойских и более древних породах складчатого основания и менее (около 25% всех проявлений) — в мезозойских отложениях верхнего структурного яруса. Большинство их относится к типу кварцево-рудных жил и жильных зон, минерализованных зон дробления. Наиболее существенные рудные концентрации представлены межформационными (ртутные месторождения Устье-Егье, Лучинное) и поднадвиговыми залежами (сурьмяное месторождение Солонечное). Жильное и штокверковое сурьмяное оруденения отмечается в эруптивных брекчиях и субвулканических телах нижнего мела (Тыргетуй и др.). Глубина формирования месторождений — первые сотни метров, вертикальный размах ртутного оруденения в Балейском районе не превышает 200 м.

4. Ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения приурочены к зоне наложения эпitherмальной золото-сурьмяно-ртутной ассоциации на оловянно-вольфрамовый пояс Восточного Забайкалья. Низкотемпературное ферберитовое оруденение концентрируется в метаморфических породах позднего протерозоя — раннего кембрия, не переходя в мезозойские отложения наложенных впадин. Ртутное и сурьмяное оруденения, детально изученные на месторождениях Бурун-Шивей и Ново-Ивановском, по структурно-геологическим и минералого-геохимическим особенностям идентичны собственно моно- и биметальным месторождениям ртути и сурьмы рассматриваемого пояса. Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая рудная формация, возможно, отражает совмещение разнотипных металлогенических ассоциаций Восточного Забайкалья.

5. В третьей группе наиболее распространены средне-низкотемпературные сурьмяно-золотые и золото-сульфидные с сурьмой месторождения (Итака, Апрельковское, Дарасун и др.), особенно характерные для южной окраины Яблоново-Становой области протерозойской складчатости, активизированной в мезозое (Дарасуно-Могочинская зона). Генетическая связь антимонитовой, иногда с киноварью, минерализации поздних стадий с золото-сульфидным оруденением подтверждается проявленной на ряде месторождений отчетливой вертикальной и горизонтальной зональностью, закономерным нарастанием активности сурьмы в многостадийном процессе их формирования.

6. Ртутная минерализация Байкальского пояса распространена в

зонах долгоживущих разломов Байкальского рифта. Оруденение локализуется преимущественно в доломитах верхней части разреза раннего кембрия (Янгудская свита и ее аналоги). Распространенный структурно-морфологический тип проявлений — послойные минерализованные зоны дробления и окварцевания в дислоцированной кремнистокарбонатной толще. Геологические особенности и состав проявлений (киноварь-антимонит-флюорит-барит) позволяют отнести минерализацию к телетермальному типу. Возраст дорудных даек сиенит-порфиров, монцитов, диоритовых порфиритов, развитых на площади проявления ртутной минерализации — 290—400 млн. лет; возраст калиевой гидрослюда, ассоциирующей с киноварью второй генерации из Келянского ртутного месторождения — 240 ± 5 млн. лет. Приведенные данные, а также установленные соотношения ртутного оруденения с дорудным и пострудным карстом позволяют по-новому подойти к оценке возраста ртутной минерализации в зоне Байкальского рифта.

VII. Металлогения редких металлов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В. В. Иванов

(ИМГРЭ)

1. Наиболее плодотворным для познания геологических условий локализации концентраций полезных ископаемых является сравнительное изучение истории вертикальных перемещений путем анализа развития контрастных структур (устойчивых поднятий и прогибов, разноплановых инверсионных поднятий и прогибов и т. д.).

Проводимый на этой основе детальный анализ региональных геохимических и геофизических особенностей территорий позволяет увязать геохимические, петрологические и металлогенические особенности с характером геотектонических движений и глубинным строением земной коры. Важное значение имеет изучение тектоно-магматической и рудно-геохимической зональности.

2. Геологические особенности районов распространения месторождений редкометалльно-гранитной и редкометалльно-сульфидно-гранитоидной групп следующие.

Обогащенные литием, цезием, рубидием, танталом, бериллием, иногда скандием, иттрием, гафнием редкометалльные пегматиты и метасоматиты, а также различные редкометалльно-сульфидные месторождения, концентрирующие висмут, индий, рений, теллур, кобальт, германий и ряд других редких элементов, характеризуются некоторыми сходными металлогеническими чертами. Общей генеральной закономерностью для всех перечисленных месторождений является их постоянная приуроченность к районам, которые в предрудное время представляли собой довольно устойчивые и интенсивно формирующиеся поднятия. К этому заключению приходит все большее количество исследователей. Оно справедливо как для собственных месторождений тантала, бериллия, лития, цезия, висмута рассматриваемых типов, так и для повышенных концентраций примеси этих элементов, а также скандия, гафния, индия в рудах других металлов.

Весьма показательны в этом отношении районы развития танталовой, литиевой, цезиевой, рубидиевой, бериллиевой редкометалльно-гранитной минерализации и оловорудной с индием минерализации редкометалльно-сульфидно-гранитоидной группы в Якутии, в Забайкалье, на Дальнем Востоке и других районах СССР, а также в зарубежных странах Тихоокеанской, Средиземноморской и Евро-Азиатской территорий.

Сравнивая эти районы, можно сделать заключение, что крупные месторождения редкометалльных пегматитов, грейзенов, а также редкометалльных колумбит-пироксеновых гранитов и других редкометалльных

метасоматитов развиты в наиболее древних консолидированных поднятиях, многократно подвергавшихся тектонической активизации. Наиболее богатые руды чаще всего тяготеют к неоднократно подновлявшимся протяженным тектоническим зонам, разделяющим блоки с наиболее контрастным характером тектонического развития нередко в местах наибольшего изгиба региональных структур и наличия близких ко времени формирования оруденения наложенных грабен-депрессий. В большинстве случаев редкометально-гранитные месторождения строго контролируются выходами плутонических гранитоидных пород повышенной кислотности и калиевой щелочности. Редкометально-сульфидно-гранитоидные месторождения проявляют связь как с магматическими породами вулканоплутонической группы, так и с наложенными депрессионными структурами.

3. О региональных особенностях размещения месторождений-концентраторов халькофильных и сидерофильных редких элементов можно сказать следующее. Самые главные геолого-геохимические особенности этих месторождений — их приуроченность к участкам земной коры, которые в предрудное время развивались по типу прогибов, и связь с наиболее глубинными, часто сквозьеструктурными, разломами земной коры. Это общее заключение справедливо для месторождений как сульфидно-базито-гипербазитовой группы, так и сульфидно (сульфосольно)-базитовой. Однако характер нисходящих тектонических перемещений, в результате которых образуются месторождения той и другой групп, иногда различен.

Крупнейшие скопления селена, теллура, серебра и некоторых других редких элементов распространены в районах наиболее интенсивной вулканической деятельности. Наилучшие примеры в этом отношении дает Тихоокеанский сегмент Земли, где на американских побережьях весьма широко распространены медные и медно-полиметаллические месторождения сульфидно- (сульфосольно)-базитовой группы. В сходной геологической обстановке в прибрежной зоне находятся представляющие немалый интерес в отношении серебра, а также сурьмы, селена, теллура, таллия и других редких элементов-примесей, золото-серебряные, свинцово-цинковые, ртутные и сурьмяно-ртутные, ртутно-селенидные и другие месторождения Северной и Южной Америки.

Минерализация сульфидно-базито-гипербазитовой группы в Тихоокеанском поясе встречается реже и обычно в незначительном количестве в виде селен-теллур-, кобальтсодержащих серно- и медно-колчеданных руд.

Важные в отношении содержания многих редких элементов (в первую очередь кобальта, палладия, платины, родия, осмия, иридия, рутения, селена, теллура) крупные медно-никелевые месторождения, связанные с расслоенными габбро-диабазовыми интрузиями различных районов мира, как показал М. Н. Годлевский, приурочены к краевым частям платформенных областей и образуются в условиях ограниченных по площади, но весьма глубоких грабен-депрессий, развивающихся обычно в течение нескольких геологических периодов (Канадский, Африканский, Скандинавский щиты, Сибирская платформа и т. д.).

Типичные колчеданные месторождения, обогащенные селеном, теллуром, кадмием, германием, висмутом, серебром и другими редкими элементами, по данным В. И. Смирнова, образуются в вулканогенных трогах складчатых областей. Отметим, что в случае, когда колчеданистые руды образуются в платформенных условиях, они особенно благоприятны для накопления германия.

4. Геологические особенности районов распространения месторождений ниобия, тантала, редких земель, циркония и других элементов, связанные с различными производными щелочного магматизма, менее

однозначны. Подавляющее большинство месторождений этой группы (по данным Л. С. Бородина, А. И. Гинзбурга, Ю. М. Шейнманна и др.) расположено в пределах крупных стабильных областей древней консолидации (Африканский, Канадский и другие щиты, Сибирская и другие платформы). Чрезвычайно типичны для появления крупных районов минерализации рассматриваемого типа глубинные разломы стыковых зон областей с контрастным типом развития и краевые участки наиболее консолидированных структур. В случае нахождения месторождений в пределах единой структуры обычно отмечается наличие рифтовых зон растяжения, характеризующихся наибольшей проницаемостью для глубинных эманаций.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ВЕТВИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Г. А. Топунова

(ИМГРЭ)

В последние годы на территории северной Америки открыт целый ряд новых генетических типов бериллиевых месторождений. Одна из крупнейших геологических структур этого края — Кордильерский складчатый пояс — является восточным крылом Тихоокеанского рудного пояса. Имеет много общего с восточно-азиатской ветвью того же пояса на территории Советского Союза. Поэтому выявленные закономерности в размещении месторождений и поисковые критерии последних, несомненно, имеют сходство для обоих континентов, а обнаруженные в Кордильерах новые типы месторождений могут быть выявлены и на нашей территории.

Кордильеры включают в себя огромную территорию от Аляски до гор Пикаде-Орисабо в Мексике. Они сложены двумя горными цепями — береговыми хребтами на западе и Скалистыми горами на востоке, где граничат с платформой. Между ними, чередуясь, располагаются плато и бассейны. В пределах Кордильер мы выделяем три металлогенетических провинции: Северо-Кордильерскую, Центральную-Кордильерскую и Южно-Кордильерскую. Каждая из них имеет не только свои особенности геологии и распределения месторождений, но и некоторые общие черты, свойственные всем трем провинциям.

Бериллиевые месторождения представлены здесь почти всеми известными генетическими типами (от пегматитов до вулканогенных гидротермальных месторождений) и располагаются в переходной (или промежуточной) зоне между эв- и миогеосинклиналью (к востоку от пограничной линии кварцевого диорита, выделенной Муром). Промежуточная зона характеризуется переслаиванием мио- и эвгеосинклинальных комплексов, аналогичных кремнисто-сланцевой формации. В верхнепалеозойское время на месте промежуточной зоны образовалось геоантиклинальное поднятие, с ростом которого связаны интенсивные дислокации. Все бериллиевые месторождения приурочены к этому геоантиклинальному поднятию, развитому на месте переходной

зоны. При этом отличительной чертой Кордильер является омоложение возраста месторождений при движении с севера на юг в диапазоне от 480 до 16 млн. лет.

Помимо пегматитовых, грейзеновых, гидротермальных и скарновых бериллиевых месторождений, здесь развиты новые типы руд. Так, в Северо-Кордильерской провинции известно промышленно ценное месторождение Лост-Ривер, представленное бескварцевыми турмалин-диаспор-флюоритовыми жилами, несущими берилл, фенакит, хризоберилл, эвклаз, берtrandит и др. Подобные месторождения могут быть обнаружены и на территории Чукотского полуострова в обрамлении Чукотского поднятия, где, так же как и в Лост-Ривер, палеозойские породы (в том числе известняки) прорваны кислыми оловоносными гранитоидами мелового возраста.

Для Центрально-Кордильерской провинции характерно широкое развитие плутогенных и вулканогенных гидротермальных месторождений. Наибольшее внимание привлекают здесь месторождения последнего типа, представителем которого является Томас-Рейндж. Руды этого месторождения сложены флюоритизированными риолитами и туфами риолитов, содержащими берtrandит (гельберtrandит и сфероберtrandит) в промышленно ценных количествах (миллионы тонн). Другие месторождения типа Томас-Рейндж располагаются по периферии богатых флюоритом районов штата Калифорния в контакте молодых вулканитов с карбонатными породами. Последние, как правило, — подстилающие, а эффузивы — экранирующие.

Для Южно-Кордильерской провинции таким характерным месторождением является Агуачила (Мексика). Месторождение приурочено к куполообразной антиклинальной структуре, сложенной известняками. Центральная часть структуры опущена (кальдерообразное опускание) по серии сбросов, а края окаймлены кольцевой дайкой риолитовых порфиров. Внедрение последней сопровождалось брекчированием известняков. Флюоритизированные известняковые брекчии служат носителем берtrandита. Обогащенные бериллием участки располагаются вдоль внутреннего края кольцевой дайки. Это месторождение имеет около 1 млн. т руды с содержанием окиси бериллия — 0,45%.

Помимо месторождений типа Томас-Рейндж и Агуачила, уже признанных экономически ценными и несущих большие запасы руды, отмечается еще один тип вулканогенных гидротермальных месторождений, практическая значимость которого еще не ясна, но представляет генетический интерес. Он развит как в пределах Кордильер, так и в пределах Охотско-Чаунского вулканического пояса на территории Советского Союза. К таким месторождениям относится Голд-Хилл, представленное адуляр (или барит)-кварц-кальцитовыми жилами с берtrandитом, золотом, серебром и сульфидами.

ЗОНАЛЬНОСТЬ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ТАНТАЛОНОСНЫХ ГРАНИТОВ

Г. П. Луговской, А. К. Руб

(ВИМС)

1. Метасоматически измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты — один из характерных типов танталовых месторождений. Эти образования в последнее десятилетие установлены во многих регионах. Выявлены они и в пределах Тихоокеанского пояса на Дальнем Востоке.

2. Танталоносных метасоматически измененным гранитам различных массивов свойственны сходные геолого-геохимические и минералогические особенности, несмотря на значительное развитие в них процессов метасоматоза.

3. Наиболее хорошо изученный массив танталоносных гранитов, расположенный в пределах данного региона, наряду с общими чертами, свойственными подобным массивам других регионов, характеризуется и некоторыми отличительными особенностями, обусловленными его геолого-структурной позицией и физико-химическими условиями формирования.

4. Рассматриваемый массив представляет собой небольшое трещинное тело и расположен среди рифейских известняков в крыле синклинальной складки, на пересечении двух нарушений третьего порядка. Апикальная часть его имеет форму асимметричного купола с крутым восточным и относительно пологим западным контактом.

5. Массив сложен измененными в различной степени лейкократовыми гранитами, образующими ряд зон, субпараллельных кровле интрузива. В направлении от апикальной части к глубоким горизонтам (до глубины 1200 м) выделяются следующие зоны:

А. Зона кварцево-микроклиновых пород блоковой структуры; в составе этих пород преобладают микроклин и кварц, спорадически встречаются небольшие скопления лепидолита, изредка колумбит и касситерит.

Б. Зона грейзенизированных аляскитовых гранитов, сложенных микроклином, кварцем и топазом. Рудные минералы представлены колумбит-танталитом, стрюверитом, касситеритом, цирконом.

В. Зона грейзенизированных и слабо альбитизированных аляскитовых гранитов; в составе этих пород помимо микроклина, кварца, топаза постоянно присутствует альбит (5—20%); содержание рудных минералов в этой зоне несколько ниже, чем в зоне Б.

Г. Зона интенсивно альбитизированных гранитов; последние состоят из альбита, который резко преобладает над всеми другими минералами, кварца, небольшого количества реликтового микролина и литиевых слюд (циннвальдита, лепидолита); содержание топаза (1—3%), танталонниобатов, касситерита в этой зоне значительно ниже.

Д. Зона протолитионитовых гранитов слагает глубокие горизонты массива, начиная с глубины 460—500 м (скважина, пройденная до глубины 1200 м не вышла из этих пород); протолитионитовые граниты слабо альбитизированы и грейзенизированы. Они сложены микроклином, альбитом, кварцем и протолитионитом; в качестве акцессорных минералов характерны топаз, циркон, флюорит, касситерит, колумбит, турмалин.

6. Наблюдаемая вертикальная зональность является отражением первичной фациальной зональности интрузива, усложненной развитием

автометасоматических процессов — альбитизации, грейзенизации и локальной микроклинизации.

Альбитизация проявилась в зонах Д, Г, В. Для каждой из зон характерны различная интенсивность этого процесса и различные модификации альбита, что связано с особенностями исходных пород и последовательным развитием альбита по мере кристаллизации фациальных разновидностей гранитов (снизу вверх). Наиболее интенсивно альбитизация проявлена в зоне Г.

Степень грейзенизации гранитов возрастает от нижних зон к верхним, достигая максимума в зоне аляскитовых гранитов.

С процессом сопряженной микроклинизации связано образование эндоконтактовой кварц-микроклиновой зоны, почти повсеместно заместившей породы эндоконтактовой зоны закалки и частично грейзенизированные аляскитовые граниты. Возникновение существенно микроклиновых пород обусловлено повышением щелочности автометасоматических растворов.

7. Детальное петрографическое и минералогическое изучение пород массива позволило составить представление о первичных фациях гранитов. Наиболее глубокие горизонты интрузива были сложены протолитионитовыми гранитами (зона Д). Выше по разрезу их сменяли более лейкократовые разновидности этих же гранитов (зона Г). Апикальная часть была сложена аляскистыми гранитами (зоны Б, В). В эндоконтакте интрузива сформировалась тонкая (до 2 м) зона закалки, представляющая плагнограниты (реликты этой оторочки изредка сохраняются среди кварц-микроклиновых пород блоковой структуры).

8. Автометасоматически измененные граниты были преобразованы в апикальной части интрузива в мусковит-кварцевые, топаз-кварцевые и флюорит-топазовые грейзены. Эти изменения затронули только один фланг массива и проявились вдоль тектонически ослабленных направлений. С этим же процессом связано также значительное преобразование вмещающих известняков во флюорит-сланцевые породы.

9. Различные особенности исходных гранитов и процессов замещения обуславливают появление ряда разновидностей и генераций породообразующих и второстепенных минералов, особенности которых варьируют в зависимости от их локализации в той или иной зоне, или от времени образования.

Так, альбиты, возникшие в процессе альбитизации, представлены в зоне Д тонкозернистой короткопризматической модификацией, в зоне Г — призматически-зернистой разновидностью с характерным занозистым ограничением, в зоне В — тонкопластинчатыми индивидами (типа клевеландита). Слюды, развитые в зоне Д, представлены протолитионитом состава $(K_{0,86}Rb_{0,04}Na_{0,04}Ca_{0,03})_{0,97}(Li_{0,82}Mg_{0,02}Fe_{0,91}^{24}Ti_{0,02}Al_{1,303})[Al_{0,68}Si_{3,32}O_{4,0}](F_{1,44}OH_{0,33}O_{0,23})_{2,0}$, в зоне Г — цинвальдитом в глубоких горизонтах $(K_{0,86}Rb_{0,06}Na_{0,04}Ca_{0,01})_{0,97}(Li_{1,02}Mg_{0,02}Mn_{0,05}Fe_{0,56}^{2}Ti_{0,02}Fe_{0,10}^{3+}Al_{1,02})_{2,78}[Al_{0,68}Si_{3,32}O_{10}](F_{1,51}OH_{0,83})_{2,34}$ и лепидолитом $(K_{0,92}Rb_{0,06}Na_{0,02}Ca_{0,01})_{1,01}(Li_{1,57}Mg_{0,07}Mn_{0,06}Fe_{0,05}^{2+}Al_{0,99})_{2,97}[Al_{0,45}Si_{3,55}O_{10}](F_{1,85}OH_{0,46}Al_{1,08})_{2,31}$ в верхних горизонтах.

В грейзенах, частично заместивших автометасоматически измененные граниты, распространен мусковит.

Характерной особенностью рассматриваемого массива является широкое развитие топаза. Топаз, связанный с процессом ранней грейзенизации (I генерация), представлен разновидностью, обогащенной германием. В различных зонах этому топазу свойственны свои морфологические особенности. Топазы, возникающие во время поздней наложенной грейзенизации (II и III генерации), отличаются иным обликом кристаллов, незначительным содержанием германия и повышенным содержанием галлия.

10. Во всех породах метасоматически измененных гранитов устанавливаются повышенные против кларкового содержания Rb, Li, F, Ce, Ta, Nb, Sn. Содержания этих элементов изменяются от зоны к зоне, возрастая к апикальной части массива. Максимальных значений они достигают в грейзенизированных аляскитовых гранитах. Распределение порообразующих элементов—калия и натрия (как и редких элементов) тесно увязывается с особенностями исходных пород и проявлением процессов замещения. Содержание калия возрастает от глубоких горизонтов к апикальным зонам, несколько уменьшаясь в зоне Г в связи с интенсивной альбитизацией. Распределение натрия более неравномерное, что обусловлено как различным содержанием первичного альбита, так и проявлением автометасоматоза.

11. Развитие в пределах массива танталового и флюоритового оруденения, а также оловянной и вольфрамовой минерализации вызвано проявлением определенных процессов замещения. Тантало-ниобиевая и значительная часть оловянной минерализации генетически связаны с проявлением ранней грейзенизации и особенно топазизации. Устанавливается закономерное распределение тантало-ниобатов и касситерита в зависимости от особенностей и состава зон, что объясняется тесной связью процессов рудообразования с условиями формирования гранитов на магматическом этапе и развитием автометасоматоза.

Проявление в рассматриваемом массиве поздней наложенной грейзенизации обусловило образование вольфрамитовой и флюоритовой минерализации, обычно не характерной для подобного типа метасоматически измененных гранитов.

12. Формирование массивов метасоматически измененных гранитов — результат многоэтапного эволюционного развития специфического глубоко дифференцированного гранитного расплава, обогащенного щелочами, фтором, танталом и другими редкими элементами. Выделяются три главных этапа:

1) кристаллизация специфического расплава; граниты кристаллизовались в гипабиссальных условиях в пределах небольшого массива с куполообразной кровлей. Повышенное содержание щелочей, фтора и редких элементов способствовало дифференциации расплава и формированию ряда специфических лейкократовых фаций гранитов;

2) автометасоматическое замещение гранитов; процессы альбитизации, грейзенизации и локальной микроклинизации затронули весь массив, но в различной степени проявились в разных зонах; с этим этапом связано формирование танталового оруденения;

3) автометасоматическое преобразование части массива гранитов и вмещающих известняков; в пределах массива с этим этапом связано появление флюоритовой и вольфрамитовой минерализации.



МЕТАЛЛОГЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ТЕРРИТОРИИ БУРЯТИИ — КРАЕВОГО ФРАГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

И. Я. Кузьмин, Е. Е. Батурина, В. И. Игнатович, П. Ч. Шобогоров

(Бур.ГУ)

Территория Бурятии охватывает геологически весьма неоднородную и длительно развивающуюся подвижную область, для которой, наряду с многоэтапным геосинклинальным развитием, характерно неоднократное проявление постконсолидационной тектоно-магматической активизации внегеосинклинального типа. Это обусловило определенную направленность металлогенической специализации рассматриваемой территории, в балансе полезных ископаемых которой весьма существенную (если не главную) роль играют редкие металлы. Наряду с прочими полезными ископаемыми здесь типоморфны молибден, вольфрам, группа редких элементов, а также, вероятно, олово.

Редкометальность районов описываемой области, составляющих ближайшее складчатое обрамление Сибирской платформы (Северо-Байкальское нагорье, Баргузино-Муйское междуречье, хребты Икатский, Улан-Бургасы, Хамар-Дабан, юго-восточная часть Восточного Саяна), связана с Саяно-Байкальским рудным поясом, становление которого проходило главным образом в металлогенические эпохи формирования байкалид и ранних каледонид. Соответственно, здесь широко распространены средне- и верхнепротерозойские редкометальные оловоносные пегматиты натролитиевого и других типов (Восточно-Саянский, Хамар-Дабанский, Северо-Байкальский пегматитовые пояса). Кроме того, в описываемых районах известны многочисленные проявления молибдена и других редких металлов, связанные как с пегматитами, так и с редкометальными грейзенами, альбититами, зонами флюоритизации, сопровождающимися щелочные, субщелочные и ультракислые интрузии гранитоидов. Значительная часть этих рудоносных интрузий и пневматолито-гидротермальных образований расположена в среднепалеозойских зонах тектоно-магматической активизации сиалического типа, наложенных или на докембрийский складчатый фундамент (В. Саян), или на консолидированные структуры ранних каледонид (Северо-Байкальское нагорье).

Несмотря на разнообразие редкометальных минеральных ассоциаций и обилие рудопроявлений и месторождений в отмеченных районах Саяно-Байкальского рудного пояса, их роль в развитии редкометальной минерально-сырьевой базы Бурятии (особенно по таким металлам, как молибден, вольфрам, олово) далеко не главная. Значительно перспективнее районы Бурятии, расположенные к юго-востоку от рассмотренных и принадлежащие по географическому районированию к Западному Забайкалью.

Исследованиями последнего десятилетия выделяется редкометальная Западно-Забайкальская провинция. В ее формировании решающее значение имели процессы раннемезозойской тектоно-магматической активизации внегеосинклинального типа. В общих чертах они выразились в развитии круглого сводового поднятия с последующим осложнением его дифференцированными глыбовыми движениями, сопровождавшимися излияниями лав различного состава и образованием поясов рудоносных интрузий преимущественно кислого и субщелочного состава.

Диапазон редкометальных минеральных ассоциаций Западно-Забайкальской металлогенической провинции в сравнении с Саяно-Байкальским рудным поясом значительно шире, причем преобладают менее высокотемпературные, в основном гидротермальные типы орудене-

ния. Остановимся на характеристике лишь некоторых минеральных ассоциаций:

1. Молибденовое оруденение в пределах провинции в наиболее значительных месторождениях тесно ассоциирует с вольфрамовым. Из проявлений с преобладающим значением молибденовых руд особенно интересны те, которые принадлежат к кварц-серицит-молибденитовой рудной формации (Первомайское месторождение и др.), представленной штокверковыми зонами в гранитах и гранит-порфирах. Для этой формации наряду с главными минералами характерны второстепенные из группы сульфидов железа, свинца, цинка, меди, мышьяка, висмута, а также флюорит и аксессуарный берилл. По составу близки к ним и руды других крупных молибденовых месторождений. Они отличаются меньшим количеством сульфидов железа, свинца, цинка и других металлов или почти полным их отсутствием. Это относится и к сопутствующей редкометальной минерализации (месторождения Студенческое, Чемуртаевское, Долон-Модонское и др.).

Вольфрамовая минерализация в рудах кварц-серицит-молибденитовой формации обычно представлена гюбнеритом или вольфрамитом (последний характерен в основном для северных районов провинции). В промышленных типах вольфрамового оруденения наибольшее значение имеют кварц-гюбнеритовая с сопутствующей редкометальной и кварц-сульфидно-гюбнеритовая минеральные ассоциации, представленные штокверковыми и жильными месторождениями. В последнее время в пределах провинции установлены новые перспективные проявления медно-молибденовых руд в парагенетической ассоциации с богатыми вольфрамовыми рудами (Харасанское месторождение), представленные шеелитоносными скарнами с сульфидами. Проявления шеелитоносных скарнов в пределах провинции распространены довольно широко, что позволяет ожидать обнаружение здесь промышленных месторождений.

2. Интересна Западно-Забайкальская провинция своим оловянным оруденением. В северных районах, наряду с второстепенными типами проявлений руд олова, устанавливаются и весьма перспективные минеральные и генетические типы касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. Они представлены:

а) изометричными телами кварц-турмалиновых касситеритсодержащих брекчий, тесно связанных в пространстве с жилами, состоящими преимущественно из галенита, сфалерита, сульфидов железа и подчиненных количеств касситерита; рудные тела залегают во флишовой толще пересланяющихся песчаников, алевролитов, эффузивов (Верхнекыджимитское рудопроявление); б) линейными маломощными метасоматическими жилородными телами с раздувами, переходящими в касситеритсодержащую карбонатную брекчию в известняках. В современном эрозионном срезе они состоят преимущественно из лимонита, замещающего пирит. Из первичных рудных минералов (кроме касситерита, пирита, арсенопирита) в подчиненных количествах отмечается пирротин, халькопирит, а также галенит и сфалерит. Оруденение сопровождается окварцеванием и серицитизацией известняков (Сайжеконское и другие рудопроявления); в) рудными метасоматическими телами жилородной формы со столбообразными раздувами. Для этих тел характерно широкое развитие прожилково-вкрапленного окварцевания и серицитизации при крайне незначительной роли турмалинизации, хлоритизации. Касситерит в рудах ассоциирует с пиритом и резко подчиненным количеством арсенопирита, пирротина, галенита, сфалерита. Рудные тела залегают в туфоконгломератах, туфах, эффузивах (Амалатское рудопроявление).

3. Положение проявлений редкометальных минеральных ассоциа-

ций в пределах Западно-Забайкальской металлогенической провинции подчинено определенной зональности эндогенного оруденения и зависит от следующих главнейших факторов: а) неоднородности развития Западно-Забайкальской провинции — выделяются участки преобладающего сжатия и растяжения, устойчивых поднятий различного порядка, молодых раннемезозойских вулканогенных прогибов сиалического и сиало-фемического типов, зон высокой магматической проницаемости и прочих структурных элементов; б) наличия густой сети разнонаправленных глубинных разломов — продольных, поперечных, диагональных и узлов пересечения между ними; в) уровня домезозойского эрозионного среза; г) неравномерного размещения древних стратифицированных толщ пород и интрузий.

4. Зональность эндогенного оруденения Западно-Забайкальской провинции различна по своим масштабам. В ее пределах выделяются Туркино-Бамбуйский и Джида-Витимский редкометальные пояса, в свою очередь представляющие сложные комбинации продольных и поперечных металлогенических и рудных зон, а также специализированных блоков и рудоконцентрирующих узлов.

5. Процессы раннемезозойской тектоно-магматической активизации, обусловившие формирование Западно-Забайкальской провинции, несомненно, были теснейшим образом связаны с планетарным тектогенезом, охватившим в этот период восточную часть Азиатского континента и положившим начало становлению Тихоокеанского металлогенического пояса. Вместе с тем, судя по последовательности развития этих процессов, они имели здесь автономный характер (по А. Д. Щеглову), отличаясь определенным своеобразием от одновременных процессов, протекавших в сопредельной Восточно-Забайкальской геосинклинали и геосинклиналях Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской. Они скорее были сходны с процессами, проявившимися в этих областях позднее в постскладчатую стадию, что особенно свойственно для Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской геосинклиналей. Соответственно, и редкометальная минерация рассматриваемой провинции, сходная с таковой остальных отмеченных районов Тихоокеанского пояса, проявилась здесь несколько раньше, вероятно, не позднее среднеюрского времени. В этом заключается весьма важная особенность Западно-Забайкальской редкометальной металлогенической провинции — краевого фрагмента Тихоокеанского планетарного металлогенического пояса.

**VIII. Геология и металлогения
рудных районов Якутии
и Северо-Востока СССР**

О РОЛИ ДОЛГОЖИВУЩИХ РАЗЛОМОВ В КОНТРОЛЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И АРХЕЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

А. Н. Угрюмов, А. Р. Энтин

(ЯГУ)

В центральном Алдане, где на небольшой площади обнажаются кристаллический фундамент щита и платформенный чехол с размещающимися в них разновозрастными рудными формациями различных генетических типов, создаются благоприятные условия для изучения роли разломов в контроле месторождений. Поскольку размещение и архейских, и мезозойских месторождений контролируется здесь единой структурной сеткой разломов, представляется возможность изучить длительно формирующиеся металлогенические зоны и рудные узлы, а также выявить элементы унаследованности в их развитии. Этим малоисследованным вопросам геологии (на примере двух главных металлогенических эпох района) и посвящена предлагаемая работа.

Архейская металлогеническая эпоха

Рудоносная территория центральной части щита входит в состав архейской Алдано-Тимптонской складчатой области. Метаморфические образования района представлены комплексом переслаивающихся между собой кварцитов, высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов (верхнеалданская свита), а также известково-магнезиальных основных сланцев и карбонатных пород (федоровская свита) венгерской серии архея.

Тектоническое строение района характеризуется сочленением изометричных в плане антиклинорий (150×150 км) с окаймляющими их синклинориями. Синклинории приурочены к зонам пересекающихся региональных разломов широтно-меридионального направления, антиклинорий — к межразломным пространствам этой древнейшей структурной клетки. Антиклинории и синклинории, а также древнейшие ортогональные разломы пересекаются сложной сетью сопряженных разломов архейского возраста северо-западного (310—330°) и северо-восточного (50—70°) простираний (диагональная система). Главные из этих разломов образуют структурную клетку ромбовидной формы.

Формационный анализ в совокупности с анализом мощностей позволил выделить для федоровской свиты (породы которой являются рудовмещающими для флогопитовых и магнетитовых месторождений) три структурно-фациальные зоны, тектонические эквиваленты которых — Нижне- и Верхне-Тимптонский антиклинорий и разделяющих их Унгринско-Тимптонский синклинорий.

Магматические и генетически связанные с ними рудоносные мета-

соматические формации архея размещены вполне закономерно по отношению к структурно-фациальным зонам федоровской свиты.

Участки максимального проявления формации мигматитов амфиболитовой фации, выделяемые в качестве полей гранитизации, приурочены к структурно-фациальным зонам антиклинориев. По периферии полей гранитизации, в зонах региональных долгоживущих разломов диагонального направления, в составе тех горизонтов федоровской свиты, которые наиболее насыщены известково-магнезиальными сланцами и карбонатными породами, широко развиты флогопитоносные магнезиальные скарны. С процессами магнезиального скарнообразования связан генезис Алданских флогопитовых месторождений.

К структурно-фациальной зоне Унгринско-Тимптонского синклинория приурочены наиболее крупные массивы габбро-плагиогранитной формации и генетически связанные с ними железорудные магнезиальные скарны (крупные месторождения борат-магнетитовой рудной формации). Эти месторождения локализуются в зонах региональных долгоживущих разломов диагонального направления и благоприятных литолого-стратиграфических уровнях федоровской свиты. С процессами кислотного выщелачивания связана глубокая метасоматическая переработка и частичное переотложение борат-магнетитовых руд и их переход в золото-барит-гематитовые (Сивагли) и барит-гематитовые (Гематитовое) руды.

Золоторудная минерализация в архее связана также с постскладчатými аляскистыми и пегматоидными гранитами и калищпатовыми метасоматитами, концентрирующимися в зонах разломов диагонального направления.

Мезозойская металлогеническая эпоха

Важнейшими структурными элементами района в мезозое явились активизированные архейские разломы двух указанных выше систем — широтно-меридиональной и диагональной. По этим разломам происходили перемещения блоков фундамента.

Наиболее контрастные движения с амплитудами перемещений до 600 м проявились вдоль Якокутского разлома меридионального простирания и в непосредственно примыкающих к нему участках наиболее крупных диагональных разломов. На заключительном этапе мезозойского цикла были созданы также протяженные меридиональные зоны, секущие древние разломы.

К мобильной в тектоническом отношении Якокутской (Центрально-Алданской) зоне приурочивались основные проявления мезозойского магматизма, продукты которого были представлены широкой гаммой излившихся и интрузивных калиевых щелочных и щелочноземельных пород. Размещение этих пород контролировалось преимущественно разломами диагональной системы, а также позднемезозойскими зонами трещиноватости. Вдоль первых, особенно в узлах их пересечения, локализовались крупные центральные массивы и многочисленные штоки, лакколиты и силлы. Зоны трещиноватости контролировали положение региональных дайковых поясов (наиболее поздних по времени образования).

В ряде случаев намечается четкая специализация отдельных блоков второго порядка, ограниченных сеткой диагональных разломов, по составу продуктов магматической деятельности. В этом отношении особенно выделяются: 1) Верхне-Якокутский грабен, характеризующийся преимущественным проявлением ультращелочных калиевых пород, а также монотипов и авгитовых сненитов; 2) Куранахский грабен, выделяющийся широким развитием даек и диатрем «сложного» состава, выполненных щелочными базальтоидами, трахитами и щелочноземель-

ными ортофирами; 3) Эльконский горст, характеризующийся интенсивным проявлением щелочного гранитоидного магматизма.

Среди мезозойских месторождений по характеру их связи с интрузиями выделяются (Билибин, 1946) две группы: 1) связанные с интрузиями общностью глубинного магматического очага (т. е. парагенетическая связь); 2) контактово-метасоматические, для которых источником рудоносных растворов являются конкретные интрузивные массивы (генетическая связь).

Первая группа представлена крупными золоторудными гидротермально-метасоматическими месторождениями, концентрирующимися в 10 пространственно разобщенных рудных полях. Здесь отмечаются три главных минеральных типа месторождений: золото-кварц-полисульфидный (Лебединский), золото-пирит-кварцевый (Куранахский) и золото-пиритовый (Эльконский), отличающиеся между собой особенностями геолого-структурной позиции, морфологией рудных тел, характером изменения боковых пород, составом руд и другими признаками.

Рудные поля охарактеризованных выше типов тяготеют к участкам максимального проявления мезозойского магматизма (Якутскому разлому и примыкающим участкам диагональных разломов). Другая важная закономерность — тесная связь рудных полей с меридиональными дайковыми поясами. Большинство крупных рудных полей располагается в узлах пересечения разломов диагонального направления и меридиональных дайковых поясов.

В качестве локальных факторов структурного контроля выступают горизонтальные зоны дробления и трещиноватости, приуроченные к контакту фундамента и платформенного чехла (Лебединский тип) или контакту нижнекембрийских и юрских отложений (Куранахский тип).

Для Лебединского типа месторождений намечается сосредоточение рудных полей в обрамлении Верхне-Якутского грабена. Рудные поля Куранахского типа локализованы в центральных частях как Куранахского, так и Верхне-Якутского грабенов. Рудные поля Эльконского типа тяготеют к центральным частям одноименного горста.

К контактово-метасоматическим мезозойским относятся небольшие и средние борат-магнетитовые, магнетитовые, молибденовые, флогопитовые, хрусталеносные и флюоритовые месторождения.

Таким образом, геологические позиции рудных районов, рудных зон, рудных полей и отдельных месторождений в фундаменте и платформенном чехле и в архее, и в мезозое во многом контролировались единой «сквозьвременной» структурной сеткой глубинных разломов, причем основную роль играли две системы — ортогональная и диагональная. Это обусловило появление исключительно своеобразных длительно развивающихся рудных зон (приуроченных к разломам диагональной системы), в пределах которых совмещены рудные формации и архейского, и мезозойского возраста. С другой стороны, намечается приуроченность разновозрастных, но однотипно специализированных рудных формаций к длительно развивающимся блоковым структурам. Уникальной в этом отношении структурой является Эльконский горст, для которого ярко выраженная щелочная специализация магматизма и постмагматической деятельности устанавливается в диапазоне времени от архея до мезозоя. Соответственно и рудные формации этой структуры первого порядка обнаруживают отчетливую связь со щелочным магматизмом независимо от их возраста).

Сам факт площадного совпадения Центрально-Алданской мезозойской металлогенической зоны с крупнейшими архейскими рудными районами можно также рассматривать как проявление унаследованного развития района, хотя генетические причины этого явления еще не получили объяснения.

Нельзя не отметить и известную общность, геохимическое родство однотипных рудных формаций мезозоя и архея в целом, что объясняется «сквозьвременной» щелочной специализацией всех магматических формаций щита (в сравнении с аналогичными формациями окружающих регионов). По мнению авторов, комплексный анализ металлогенического развития щита в аспекте взаимосвязи и взаимообусловленности разновозрастных металлогенических эпох (в их соотношении с эволюцией единых длительно развивающихся процессов в глубинных зонах земной коры и мантии) должен привести к выявлению новых интересных закономерностей в размещении месторождений.



МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕДИМЕНТОГЕННОГО АЛЮМИНИЯ В ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННОМ АРХЕЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Е. А. Кулиш

(ДВИМС)

Нижнеархейский комплекс Алданского щита характеризуется разнообразными высокоглиноземистыми породами, пересыщенными Al_2O_3 относительно $Na_2O + K_2O + CaO$. Это кварциты, гнейсы и сланцы с силлиманитом, дистеном, виридином, корундом, шпинелью, гранатом, кордиеритом, манганофиллитом, сапфирином и т. д. Известны и почти мономинеральные слюдиты, гранатиты, дистениты (до 60% Al_2O_3), силлиманититы (до 60% Al_2O_3) и корундиты (до 98% Al_2O_3). На юго-западе щита имеются месторождения корундитов (Чайныт, Джалинда) с промышленными запасами.

Литологический анализ высокоглиноземистых пород позволил установить, что они образовались за счет глин, глинистых пород и бокситов. Это, в свою очередь, дало возможность изучить металлогению седиментогенного алюминия в нижнеархейском алданском комплексе.

Парные коэффициенты линейной корреляционной зависимости содержания Al_2O_3 и других элементов отражают особенности их накопления и находят аналогию в формировании гидролизных, глинистых осадков, преимущественно каолинового, гидрослюдистого, гидроокисного и, в меньшей мере, хлоритового состава. Характер глинистого материала может быть выявлен по отношению $Si; Al$ в первично глинистых прослойках, где явно отсутствовал кластогенный материал (кварц). Такими прослойками являются силлиманитовые, кордиеритовые, биотитовые и гранатовые пропластки. Здесь отношение молекулярных количеств SiO_2 к Al_2O_3 близко или к единице (каолиновый материал) или к 3 (гидрослюдистый материал). Имеется ряд переходных разновидностей с отношениями от 1 до 3.

Формирование вещества высокоглиноземистых пород происходило в областях сноса и на внутригеосинклинальных поднятиях, преимущественно сложенных кислыми, реже основными и средними породами и характеризующихся широко развитыми силлитовыми корами выветривания. Не исключается концентрация глинозема в процессе разложения вулканогенного материала. Высокие значения $Al:Na$, особенно в корундитах, указывают на высокую степень выветривания первичных по-

род. Образование такого глиноземистого материала возможно путем десиликации пород в гумидном умеренном климате. Часть Al_2O_3 образует с SiO_2 каолин, гидрослюда, хлориты, часть находится в виде гидратов (на основных и средних породах в зонах латеритового выветривания). Эти продукты переносятся и поступают в морской бассейн в виде взвесей и коллоидов, дифференцируются, видоизменяются и отлагаются в определенных условиях.

Накопление Al и Si характеризуется обратной корреляционной связью, что типично для продуктов кор выветривания. В осадках гумидного умеренного климата Al:Si снижается по мере удаления от береговой линии бассейна. В условиях морской седиментации по направлению к пелагическим зонам вначале выпадает Al или Al+Fe, затем Fe, что обусловлено их реакцией на кислотно-щелочные условия бассейна. При седиментации глины обогащались K, в меньшей мере Na и другими элементами путем адсорбции и ионного обмена и разубоживались карбонатным веществом, причем эти процессы усиливались по мере удаления от береговой линии. В этом же направлении в глинистых осадках уменьшается степень пересыщенности Al относительно Ca, Na, K и отношения $K:Na$, $Fe''' : Fe''$, $Fe'' : Mg$. Перенос глинозема в виде растворов возможен в кислых водах. Вероятно, архейские поверхностные воды были кислее современных, а соленость морского бассейна достаточной, поэтому процессы осаждения глинозема были несколько более активными, что и объясняет большую глиноземистость архейских пород.

Имеются и другие взгляды на природу высокоглиноземистых метаморфических пород.

I. Накопление глинозема имело место в конечных продуктах прогрессивного метаморфизма и обусловлено выносом из пород щелочных, щелочно-земельных и основных металлов (Коржинский, Бондаренко). Сравнительный анализ метаморфизованных высокоглиноземистых пород и глин показывает, что существенного выноса названных элементов не имеется. Эти процессы должны были охватывать всю толщу в целом; на самом же деле высокоглиноземистые породы в виде пластов и линз переслаиваются с породами других составов. Не отмечено метасоматического выноса и привноса алюминия в слоистых толщах, не затронутых гранитизацией.

II. Высокоглиноземистые породы являются результатом вулканогенного накопления Al в геосинклинальных бассейнах (Пейве, Зеленов), характеризующихся обилием спилитовых лав. Этими процессами может быть объяснено образование высокоглиноземистых пород лишь в типично вулканогенных формациях, к которым не может быть отнесена основная масса высокоглиноземистых комплексов Алдана.

III. Образование высокоглиноземистых пород как продуктов метаморфизма кислых лейцитовых лав (Н. В. Фролова) трудно допустить в силу крайней ограниченности щелочного вулканизма в докембрии.

IV. Алунитовые образования, как первичный материал для высокоглиноземистых пород Алдана, также неприемлемы, так как имеют совершенно иную морфологию тел. Они сопровождаются вторичными кварцитами, связаны с вулканогенными комплексами, сформировались в результате постмагматических процессов и поэтому не имеют характерных признаков осадочных пород.

В. Н. В. Фролова, Л. И. Салоп, Е. В. Павловский, А. Ритман и другие геологи считают, что толща высокоглиноземистых пород и кварцитов создана осаждением коллоидных продуктов латеритового разложения первичных базальтов земной коры. Об этом, по их мнению, свидетельствует необъяснимость парагенезиса кварцитов и высокогли-

ноземистых пород, как кластогенно-глинистых образований. Все данные литологического анализа этих толщ подтверждают обратное, а комплексы песчано-глинистых пород характерны для осадочных образований фанерозоя (Казаринов).

Процессы бокситообразования имели место в верхних горизонтах верхнетимптонской серии, где залегают линзы корундитов, и в верхнеалданской свите иенгрской серии, где известны относительно редкие корундсодержащие сланцы.

Образование бокситов в докембрии — явление нередкое (Салоп, Дэвидсон, Сидоренко и др.), а Н. М. Страхв отмечает, что реальное бокситообразование в докембрии было более интенсивным, чем в последующие периоды, объясняя это большей активностью химического выветривания, обусловленного повышенной кислотностью вод и большей подвижностью компонентов выветриваемых пород. К архейским бокситам относятся метаморфические корундиты Индии, Африки и др.

Бокситы верхнетимптонской серии формировались в эвгеосинклинальных, а бокситоносные породы верхнеалданской серии — в миогеосинклинальных условиях. Бокситоносные отложения геосинклинальных областей связаны с карбонатно-сланцевыми и вулканогенными формациями, развитыми в окраинных частях геосинклинальных прогибов, в зонах их примыкания к консолидированным жестким структурам и внутренним массивам, или в прибрежных зонах морских бассейнов аккумуляции. Эти отложения образуются в начальные периоды прогибания, в период трансгрессии в сторону консолидированных участков и приурочены к локальным перерывам в осадконакоплении. Они сочетаются здесь с мергелистыми, глинистыми и песчанистыми осадками, нередко несущими органический углерод. Бокситовый материал перелогался с поднятий, подверженных латеритовому выветриванию. Наиболее благоприятный субстрат для латеритовых кор выветривания — основные магматические породы и соответствующие туфы, поэтому можно предполагать, что эти поднятия были сложены такими же породами. Это косвенно подтверждает основной состав нижележащих толщ верхнетимптонской серии, а также ассоциаций элементов в них. Сопоставление составов неметаморфизованных бокситов фанерозоя с алданскими корундитами показывает, что в первых содержание глинозема меньше, а $Al : Si$ больше; следовательно, в докембрии концентрация глинозема в бокситах была более интенсивной, а вынос кремнезема меньший.

Таким образом, формирование вещества высокоглиноземистых комплексов обусловлено первично-осадочным обогащением пород глиноземом в процессе химического выветривания, их перелогания и осадочной дифференциации (Сердюченко, Чайка, Коэтзи, Кулиш и др.), то есть накопление глинозема в нижнем архее не имеет существенных отличий от аналогичных процессов более поздних периодов направленной и необратимой эволюции земной коры.

НОВЫЙ РУДНЫЙ РАЙОН В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КРЯЖА ПОЛОУСНОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК ХРЕБТА ЧЕРСКОГО)

А. М. Иванова, Ю. С. Куликов

(НИИ геологии Арктики)

1. В результате тематических исследований и поисковых работ, выполненных в 1967—1970 гг. сотрудниками НИИ геологии Арктики, в восточной части кряжа Полоусного обнаружено широкое развитие редкометальной минерализации. Обилие рудопоявлений, разнообразие их типов, характерные особенности локализации, минералогический состав и генезис рудных тел дают возможность выделить на этой территории новый рудный район, названный авторами Восточно-Полоусненским.

2. Рудный район по своему пространственному положению почти полностью совпадает с Восточно-Полоусненским интрузивным массивом, который приурочен к структурному шву между осадочными толщами палеозоя и мезозоя и прослеживается в субширотном направлении на площади около 7000 км².

Восточно-Полоусненский массив сложен интрузивными породами двух комплексов — раннемелового (колымского) и позднемелового (аянского); кроме того, здесь встречаются более молодые (поздний мел — палеоген?) дайковые образования (дьяхтардахский комплекс).

Раннемеловые интрузии, слагающие основной объем массива, сформировались в два этапа. Ранний этап ознаменовался внедрением тел кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов и изливанием лав кислого и среднего состава. В поздний этап происходило внедрение огромных масс гранитов и гранодиоритов с дайковой фацией гранодиорит-порфириров, диоритовых порфиритов, гранит-порфириров и аплитов.

На юге и востоке массива широким развитием пользуются гибридные породы, сформировавшиеся за счет ассимиляции и переплавления терригенно-карбонатных пород кровли.

Позднемеловый магматический комплекс выделен авторами для Восточно-Полоусненского района впервые. Он имеет важное значение, поскольку с телами этого комплекса, вероятно, связана (парагенетически) редкометальная минерализация. Характерной чертой интрузий позднемелового комплекса является их форма — это малые трещинные тела, штоки, дайки и жилы. Они подчинены строгому тектоническому контролю и располагаются вдоль зон тектонических нарушений северо-западного, субширотного и, реже, северо-восточного простирания. Состав малых интрузий кислый — мелкозернистые лейкократовые граниты, гранит-порфиры, аплитовидные граниты с жилами гранит-аптитов, аплитов и пегматитов. Дайки представлены кварцевыми порфирами, липаритами, фельзит-порфирами, гранит-порфирами и аплитовидными гранитами. Малые тела и дайки прорывают юрские образования и раннемеловые гранитоиды и, в свою очередь, рвутся дайками основных пород и лампрофириров, возраст которых определяется как поздний мел — палеоген (?).

Как известно (Еловских, 1969; Матвеев, 1966; Чайковский, 1960; Бояршинов, 1969; Сатаров, 1968; Прохорова, 1969; Ефременко, 1967; Иванов, 1969 и др.), комплексы малых интрузий и даек позднемелового возраста широко развиты во многих районах Яно-Колымской складчатой области (янский, омусканский, тиглякчанский комплексы). С ними связано оловянное оруденение (преимущественно касситерит-силикатной формации) целого ряда рудных районов и узлов (Омук-

чанский, Депутатский, Арга-Ынниххайский, Эге-Хайский, Кутурукский, Яно-Борулахский и т. д.).

Принадлежность малых тел и даек кислого состава в Восточно-Полоусненском массиве и на смежных территориях к самостоятельному магматическому комплексу подчеркивается и геохимической их специализацией. Породы этих тел по сравнению с гранитоидами раннемелового комплекса обогащены оловом, свинцом, бором (иногда молибденом и мышьяком) и обеднены марганцем, барием, ванадием, хромом и стронцием.

3. Для Восточно-Полоусненского рудного района характерны проявления нескольких рудных формаций — кварцево-касситеритовой, кварцево-молибденитовой, железорудной и сульфидно-касситеритовой при ведущей роли последней. Рудные формации и магматические породы позднемелового (а также, вероятно, и позднемелового — палеогенового ?) комплекса связаны единым процессом эндогенного минералообразования. Об этом свидетельствуют общность тектонического контроля над размещением малых интрузий и рудопоявлений, взаимоотношения интрузивных и оруденелых пород, близость ассоциаций рудных элементов к элементам положительной металлогенической специализации для магматических образований и т. д.

4. Кварцево-касситеритовая формация, связанная с позднемеловым магматизмом, редуцирована и не имеет широкого развития. Она представлена двумя типами оруденения: а) турмалиновыми пегматитами и кварцево-полевошпатовыми жилами и б) грейзенами. Пегматиты и кварцево-полевошпатовые жилы с касситеритом тесно связаны с телами мелкозернистых лейкократовых гранитов, образуя в них жилы и шпильки. Грейзены (кварцево-мусковитовые с топазом, турмалином, флюоритом и альбитом) развиваются в основном по мелкозернистым лейкократовым гранитам, аплитам и кварцевым порфирам.

Кварцево-молибденитовая формация играет важную роль в металлогении Восточно-Полоусненского района. Кварцевые жилы с молибденитом приурочены к телам мелкозернистых лейкократовых гранитов или их экзоконтактам. В ряде случаев отмечалось, что руды кварцево-молибденитовой формации (сменяются во времени рудами ранних стадий сульфидно-касситеритовой формации (зональные жилы).

Сульфидно-касситеритовая формация — главная среди рудных формаций Восточно-Полоусненского района как по развитию рудопоявлений, так и по значению. Она состоит из нескольких типов оруденения (минеральных парагенезисов). К наиболее ранним относятся кварцево-турмалиновые жилы и брекчии с касситеритом, за которыми следуют тела кварцево-турмалино-арсенопиритового и кварцево-арсенопиритового состава.

С кварцево-турмалино-сульфидным типом оруденения тесно связан взаимопереходами турмалино-хлорито-сульфидный тип — кварцево-хлоритовые жилы с турмалином и арсенопиритом, халькопиритом, пиритом и касситеритом.

Турмалино-сульфидные и турмалино-хлорито-сульфидные ассоциации относятся к существенно силикатным проявлениям сульфидно-касситеритовой формации и сменяются во времени и пространстве (с ярко выраженным телескопированием) сульфидными (бессиликатными) ассоциациями.

Среди сульфидных ассоциаций наиболее развито халькопирит-пирит-пирротинное жильное оруденение (с касситеритом и станнином). Реже встречается пирит-пирротин-халькопиритовый тип оруденения, богатый сфалеритом и галенитом. Кроме оловянно-полиметаллических руд, отмечены собственно сфалерит-галенитовые руды, бедные оловом. Последние концентрируются вдоль южного экзоконтакта Восточно-По-

лоусненского массива и, по всей вероятности, связаны парагенетически с дайками основного состава и лампрофирами.

К многостадийным образованиям относятся скарны, распространенные вдоль южного экзоконтакта интрузива в терригенно-карбонатных толщах палеозоя. На первых стадиях формировались магнетитовые скарны (железорудная формация), затем пироксен-гранатовые и сульфидные (пирротиновые). Последние по времени образования и характеру локализации сопоставляются с сульфидными ассоциациями сульфидно-касситеритовой формации.

5. Для рудных формаций Восточно-Полоусненского района характерны некоторые геохимические особенности: а) типоморфным элементом является мышьяк; б) наибольшая концентрация олова ($K_{\text{конц}} \geq 50$) отмечена для руд пирит-пирротин-халькопиритового типа со сфалеритом и галенитом и турмалино-арсенопиритового; в) в число главных элементов с $K_{\text{конц}} \geq 50$, кроме мышьяка и олова, входят (в различных типах оруденения) серебро, висмут, медь, молибден, свинец, цинк; г) анализ корреляционных связей показывает, что олово обнаруживает тесную положительную связь с цинком, свинцом, медью и отрицательную — с барием, марганцем, цирконием.

6. Широкое развитие проявлений нескольких рудных формаций, комплексный характер оруденения, наличие перспективных силикатных и сульфидных типов оловянного оруденения (сульфидно-касситеритовая формация) и другие особенности подчеркивают перспективность Восточно-Полоусненского рудного района в отношении олова, молибдена, мышьяка, вольфрама, серебра и висмута. Кроме коренного оруденения, здесь возможно обнаружение россыпных концентраций касситерита и шеелита.

Таким образом, в состав Полоусненской металлогенической зоны, где ранее выделены Западно- и Центрально-Полоусненский рудные районы, следует включать и вновь открытый Восточно-Полоусненский район. Далее к востоку, в пределах массива Улахан-Сис и Кондаковского плоскогорья на восточном фланге Полоусненской металлогенической зоны, по-видимому, располагается самостоятельный Улахан-Сисский рудный район.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САРАНГ-НЕЛЬГЕХИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ)

Э. А. Ефременко, О. П. Иванов, В. М. Рыльник, С. Ф. Ермаков

(ЦНИИОлово)

1. Среди рудных районов Яно-Адычанской группы, известной по работам С. С. Смирнова, Г. Л. Падалки, Б. Л. Флерова, В. В. Еловских и других исследователей, наименее изучен Саранг-Нельгехинский. Некоторые геологические и металлогенические черты этого района, рассматриваемые в настоящем докладе, выявлены в ходе исследований 1965—1969 гг., проведенных авторами и геологами Якутского ГУ (В. Е. Абель, Ю. В. Архипов, А. Ф. Петров, В. Р. Туманов, Г. С. Яскелайнен и др.).

Саранг-Нельгехинский район расположен в северной части Ады-

чанской складчато-глыбовой подзоны, которая рассматривается нами (вслед за В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцевым, Ю. М. Пушаровским, К. Я. Спрингисом и другими геологами) как поднятие типа брахиантиклинория, приуроченное к погребенному выступу доверхнепалеозойского фундамента (охотского типа), сложно дислоцированному и раздробленному.

2. В мезозойский геосинклинальный период ($T_2 - J_2$) на территории Сартанг-Нельгехинского района накопилась толща морских терригенных осадков мощностью от 3,5 км в западной части района до 5,5 км в восточной. Позднеюрский-раннемеловой период ознаменовался инверсией, интенсивной складчатостью глыбового характера, региональным метаморфизмом и широким проявлением разломной тектоники.

3. На площади района широко распространены протяженные разрывные нарушения и зоны интенсивной трещиноватости, которые трактуются как следы глубинных разломов. Главным из них является меридиональный Борулах-Янский разлом, впервые выделяемый авторами в осевой части Адычанской подзоны. Этот разлом делит район на две части (западную и восточную), значительно отличающиеся по ряду особенностей строения магматизма и металлогении. Кроме того как и в соседних Яно-Борулахском и Дербек-Нельгехинском районах, здесь проявлены разломы близширотного и северо-восточного направлений.

4. Разнообразные по возрасту и составу магматические и гидротермальные проявления сконцентрированы в участках пересечения и сочленения разнонаправленных зон разломов. Изученная авторами последовательность геологических событий в главных рудно-магматических узлах позволяет представить общую схему развития магматогенных образований района в следующем виде.

Ранние порфиристы (125 млн. лет) → порфиры повышенной основности (123—119 млн. лет) → ранние сульфидно-карбонатно-кварцевые парагенезисы (повышенной золотоносности) → граниты (113 млн. лет) → кислые порфиры → ранний кварц-хлоритовый и кварц-турмалиновый (с висмутом, молибденом и золотом) парагенезисы → кварц-касситеритовый парагенезис → послегранитные порфиристы и лампрофиры → поздний кварц-хлоритовый, сульфидный и карбонатный парагенезисы → габбро-долериты (84 млн. лет) → золото-антимонит-халцедоновый парагенезис.

5. Послескладчатые свиты даек ранних порфиритов контролируются меридиональными зонами разломов и не обнаруживают структурной связи с интрузивами гранитоидов. Дайки и небольшие трещинные массивы порфиров повышенной основности распространены преимущественно в западной и центральной частях района. По масштабам и степени дифференцированности этот комплекс сопоставим с аналогичными комплексами Верхне-Адычанского и Бургавли-Чалбинского районов. Ранние широко распространенные сульфидно-карбонатно-кварцевые парагенезисы золотоносны лишь в восточной части района. Если и существует связь этих парагенезисов с близкими к ним по времени основными порфирами и гранитами, то она не выражена.

6. Эродированные гранитные массивы известны к востоку от Борулах-Янского разлома. К западу от него их присутствие на глубине фиксируется лишь полями ороговикования. В отличие от Яно-Борулахского района, где развиты биотитовые и двуслюдяные граниты высокоглиноземистого типа, по Э. П. Изоху (1965), в Сартанг-Нельгехинском наряду с такими же гранитами (Эндегеччойский массив) развиты калиевые монцитонитовые граниты (Тирехтяхский массив).

7. Массивы гранитов обоих типов пересекаются дайками кислых

порфи́ров. По сравнению с Яно-Борулахским районом комплекс порфи́ров пользуется здесь ограниченным развитием и не дифференцирован. Проявления турмалиновой минерализации широко распространены в западной и центральной частях района и практически отсутствуют в восточной. Известные в районе оловорудные проявления (Хатыннах, Аджакын и др.) относятся к касситерит-силикатно-сульфидной формации (по Е. А. Радкевич, 1968) и сконцентрированы преимущественно в зоне влияния Борулах-Янского разлома. По масштабам развития турмалиновой и касситеритовой минерализации, с одной стороны, и кислых порфи́ров — с другой, Сартанг-Нельгехинский район заметно уступает соседним оловорудным районам, что подтверждает справедливость ранее высказанного предположения об их парагенетической связи (Ефременко, 1969).

8. В Сартанг-Нельгехинском районе значительно шире, чем в Яно-Борулахском, распространены дайки послегранитных порфи́ритов и лампрофи́ров, контролируемые субширотными зонами разломов. Послегранитная сульфидная (существенно пирротиновая) минерализация здесь также более широко развита, хотя и не образует больших концентраций.

9. Проявления наиболее поздней золото-антимонит-халцедоновой минерализации (Маган-Хая и др.), выявленные исследованиями последних лет, пространственно и во времени ассоциируют с наиболее молодыми дайками габбро-долеритов. Как те, так и другие целиком сосредоточены вблизи Борулах-Янского регионального разлома.



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ВЗАИМОСВЯЗИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Ю. П. Ивенсен, В. А. Амузинский, Г. Г. Невойса

(Ин-т геол. Якутского филиала СО АН СССР)

В пределах Верхоянского хребта и примыкающей к нему части Янского нагорья авторами выделяются три металлогенических зоны: западная, преимущественно золоторудная; центральная, несущая золото, редкометальное и полиметаллическое оруденение; восточная, характеризующаяся широким развитием сурьмяно-ртутного, золото-сурьмяно-ртутного и редкометального оруденения. В этих зонах выделяется ряд металлогенических подзон, а в их пределах — рудные зоны и рудные узлы.

Западная зона охватывает сводовую часть Орулганского антиклинория, западную половину Куранахского антиклинория, сводовую часть Баранского антиклинория и продолжается к югу за пределы рассматриваемой территории в виде Аллах-Юньской золотоносной полосы. На севере в эту зону нами включена западная специфически золоторудная часть Куларского горст-антиклинория.

В пределах зоны развиты золото-кварцевая малосульфидная, а местами также полиметаллическая рудные формации, которые в ряде случаев пространственно сопряжены с интрузивными диабазами и не обнаруживают каких-либо связей с гранитоидными массивами. Для всей

площади распространения золото-кварцевой формации характерно наиболее интенсивное региональное изменение вмещающих пород до стадии глубинного эпигенеза и метагенеза.

Центральная зона охватывает восточный склон Орулганского, восточную половину Куранахского антиклинория и центральную зону Куларского горст-антиклинория. Рудные зоны Центральной металлогенической зоны с востока накладываются местами на территорию развития рудопроявлений малосульфидной золото-кварцевой формации западной зоны, где по пересечению тел выявляется разновозрастность обоих типов оруденения.

Для центральной зоны свойственна пространственная (а в ряде случаев — генетическая) связь большинства распространенных в ее пределах рудных формаций с гранитоидным магматизмом. Многие типы оруденения зонально размещены вокруг гранитоидных массивов. Металлогенический профиль зоны определяется месторождениями и проявлениями золото-кварцевой малосульфидной, редкометальных пегматитов и альбититов, касситерит- и вольфрамит-кварцевой, молибденит-кварцевой, золото-сульфидной, касситерит-сульфидной, полиметаллической и галенит-сфалеритовой формаций.

Восточная зона в рассматриваемом регионе охватывается Яно-Дулгалахской металлогенической подзоной, структурно приуроченной к Яно-Индибирскому мегасинклинорию, включая восточное крыло Куларского горст-антиклинория. Зона характеризуется развитием продольных поясов сурьмяно-ртутного и золото-сурьмяно-ртутного оруденения, а также оловянного и свинцово-цинкового, приуроченного к отдельным узлам в пределах поперечных интрузивных рядов.

Размещение рудопроявлений и месторождений в пределах металлогенических зон контролируется как региональными структурно-тектоническими, так и локальными магматическими и структурными факторами, что позволило выделить рудные зоны, узлы и поля.

Взаимосвязи рудных формаций во многом еще не ясны. Наиболее древняя по возрасту — золото-кварцевая формация западной зоны, рудные жилы которой пересекаются ранними жилами галенит-сфалеритовой и полиметаллической формаций. Последние являются догранитоидными, но, вероятно, моложе даек диоритовых порфиров. С гранитоидами генетически и пространственно связаны рудопроявления формации альбититов, редкометальных пегматитов, касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой, молибденит-кварцевой, золото-редкометально-кварцевой и, вероятно, малосульфидной золото-кварцевой (арсенипиритовый тип) формаций. Возраст этого оруденения — 120—100 млн. лет.

Более молодой возраст имеют рудные жилы касситерит-сульфидной, золото-сульфидной (?), полиметаллической и высокосеребристой галенит-сфалеритовой формаций, пересекающие дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Формации этого ряда получают широкое развитие в пределах поперечных рудных зон Яно-Индибирского мегасинклинория, где, вероятно, отмечаются также формации сингранитоидного ряда.

Сурьмяно-ртутное и золото-сурьмяно-ртутное оруденение в области Яно-Индибирского мегасинклинория наиболее позднее.

Отчетливо проявляется «сквозной» характер свинца, цинка, золота и олова, причем рудные жилы различных частей региона более существенно различаются между собой по вещественному составу, чем разновозрастные рудопроявления в пределах одной и той же области.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ТРИАСА АНЮЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

А. С. Давыдов, Л. С. Левчук, Л. Н. Орлова

(двиги)

В пределах Анюйской складчатой зоны осадочные породы смяты в складки северо-западного простирания, образуя пологие антиклинальные поднятия и широкие синклинальные прогибы и впадины. В антиклинальных поднятиях обнажаются отложения нижнего триаса, реже верхнего девона и нижнего карбона, а в синклинальных прогибах и впадинах — отложения верхнего триаса, юры, нижнего мела и палеогена. Осадочные образования триаса залегают с региональным стратиграфическим несогласием на породах карбона и разделены на нижне- и верхнетриасовые (Тильман, 1962). В свою очередь в нижнетриасовых отложениях выделяют две свиты: нижнюю — кэпэрвеевскую и верхнюю — понеургенскую. Кэпэрвеевская свита сложена кварцево-плагноклазовыми и туфогенными песчаниками, составляющими до 70% сводового разреза, известковыми алевролитами — до 12%, глинистыми, кремнисто-глинистыми и филлитовидными сланцами — до 10%, туффитами и туфами основного состава — до 8%. Наличие в отложениях кэпэрвеевской свиты большого количества туфогенного материала и вторичных изменений, характеризующихся появлением хлорита, эпидота и иоизита, придает им зеленокаменный оттенок, по которому они резко отличаются от всех пород анюйской серии. Общая мощность отложений свиты изменяется от 1500 до 2500 м. Она согласно перекрывается толщей терригенных образований понеургенской свиты, сложенной чередующимися слоями песчаников (до 50%), кварцевых алевролитов (до 15%), глинистых и, реже, песчано-глинистых сланцев (до 35%). В составе пород почти совершенно отсутствует пирокластический материал, а кварц и продукты разрушения глинистых сланцев и метаморфических пород имеют существенное значение. Мощность отложений понеургенской свиты достигает 500 м.

Кроме вулканогенных образований, в кэпэрвеевской свите локализуются силлы, линзообразные тела, дайки, штоки и небольшие массивы диабазов; в отложениях понеургенской свиты диабазы не встречены. Осадочные образования понеургена перекрыты терригенной толщей верхнего триаса.

Для выявления закономерностей распределения золота, меди, свинца, цинка, вольфрама, молибдена и ртути в породах нижнего триаса был опробован детально изученный Г. М. Сосуновым (1959) разрез в обнажениях речки Эмынвеем и ее левого притока ручья Крутого, а также ряд обнажений в долине речки Каральвеем. Анализы на золото проводились спектрохимическим методом, а на остальные элементы — высокочувствительными химическими методами. Всего по породам кэпэрвеевской свиты проанализировано 44 пробы, а понеургенской — 20 проб.

Средневзвешенные значения концентраций рудных элементов в отложениях кэпэрвеевской свиты составляют (в ‰): золото — $1,9 \cdot 10^{-7}$, меди — $4,0 \cdot 10^{-3}$, свинца — $7,2 \cdot 10^{-3}$, цинка — $9,3 \cdot 10^{-3}$, вольфрама — $0,6 \cdot 10^{-4}$, молибдена $2,0 \cdot 10^{-4}$ и ртути — $1,2 \cdot 10^{-6}$. Максимальное содержание золота наблюдается в песчаниках ($2,1 \cdot 10^{-7}$ ‰), а минимальное в сланцах ($1,1 \cdot 10^{-7}$ ‰). Определенное средневзвешенное значение концентрации золота в отложениях кэпэрвеевской свиты мало отличается от среднего ($1,6—1,7 \cdot 10^{-7}$ ‰), ранее установленного для отло-

жений нижнего триаса Ю. Г. Щербаковым (1967). Концентрации остальных элементов не испытывают четких значительных отклонений в зависимости от литологического состава пород и распределены по всей толще более или менее равномерно.

Средневзвешенные значения концентраций рудных элементов в отложениях понеургенской свиты составляют (в %): золота $1,1 \cdot 10^{-7}$, меди $3,4 \cdot 10^{-3}$, свинца $5,3 \cdot 10^{-3}$, цинка — $6,3 \cdot 10^{-3}$, вольфрама $1,0 \cdot 10^{-4}$, молибдена $3,8 \cdot 10^{-4}$, ртути $1,1 \cdot 10^{-6}$. По сравнению с породами кэпэрвеевской свиты в толще понеургена несколько уменьшаются содержания золота, меди, свинца, цинка, ртути и почти в два раза увеличиваются концентрации вольфрама и молибдена. Обращает на себя внимание то, что в этих осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях Анойской складчатой зоны, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, содержание рудных компонентов близко к кларковым (по А. П. Виноградову, 1956).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

Б. А. Кулешов

(СВГУ)

1. Чукотская мезозойская геосинклинальная система относится к унаследованному типу (Ханн, 1951). Заложение ее произошло в поздней перми — раннем триасе на палеозойском складчатом основании. В развитии Чукотской геосинклинали выделяются две стадии: геосинклинальная и инверсионная. Первая стадия проявилась повсеместно. Формационный ряд начинается аспидной формацией (T_1), сменяющейся терригенными и флишоидными образованиями (T_{2+3}). Внедрение инициальной габбро-диабазовой формации (T_1) связано, по-видимому, с широко известной планетарной активизацией базитового магматизма в раннем триасе. Инверсионная стадия в различных зонах Чукотской геосинклинали проявилась неодновременно и характеризуется совокупностью частных инверсий на протяжении от позднего триаса до раннего мела. Формационный ряд представлен нижней и верхней моласовой, лагунно-континентальной угленосной и порфировой андезитовой формациями.

2. В соответствии с особенностями тектонического развития в пределах Чукотской мезозойской системы выделяются три субгеосинклинальные зоны: Анойская на западе, Чаунская и Амгузская на востоке (или, соответственно, Западно-, Центрально- и Восточно-Чукотская субгеосинклинали).

3. В пределах Центрально-Чукотской зоны наиболее рано проявились восходящие тектонические движения, и уже в конце триаса (норий — рэт) она закончила свое геосинклинальное развитие. Осадконакопление происходило лишь в наложенных впадинах и прогибах и сопровождалось развитием магматизма центрального типа (порфировая андезитовая формация S_1). Большая часть Центральной Чукотки на протяжении всего юрского периода служила областью проявления спо-

койных поднятий сводового типа и характеризовалась квазиplateформенным режимом.

4. В раннем мелу на фоне общей тектонической активизации в пределах Центральной Чукотки наблюдается усиление контрастности движений, носящих блоковый характер, возрастает роль глубинных разломов с преобладанием сдвига-надвиговых деформаций, происходит внедрение гранитных батолитов, имеющих слабо выраженную металлогеническую (золото-редкометалльную) специализацию.

5. Массовый магматизм в пределах Центральной Чукотки отмечается в альб-сеноманское время и связан с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — специфической структуры трансрегионального масштаба. Мощный эффузивный магматизм в пределах пояса сопровождался и завершался внедрением гранитных интрузий, классифицируемых как ряд субвулканических формаций (Кузнецов, 1964) или комагматических вулканоплутонических ассоциаций (Устиев, 1965). Магматизм этого периода тектонической активизации характеризуется последовательностью проявления от интрузий повышенной основности через нормальные граниты к аляскитам и дайкам пестрого состава. С аляскитами тесно связано редкометальное оруденение (касситерит-силикатно-сульфидная формация), а с малыми интрузиями пестрого состава — золото-сульфидное и сурьмяно-ртутное.

6. Большое значение в пространственном размещении различных рудномагматических комплексов принадлежит разрывам разного направления и особенно участкам их взаимного пересечения.



КУПОЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ И КОНТРОЛЬ ИМИ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В. Д. Нартиков, Н. Т. Кочнева

(ИГЕМ)

1. Иультинский рудный район Центральной Чукотки расположен в пределах Чаунской складчатой области, геосинклинальный комплекс которой сформировался в течение триаса. Массовый гранитоидный магматизм и оловянно-вольфрамовое оруденение здесь проявились после значительного периода тектонического покоя в меловое время. Это позволяет считать, что эндогенные образования Центральной Чукотки связаны с процессами активизации.

2. Тектоническая активизация на территории Центральной Чукотки выразилась в оживлении глубинных разломов. Одновременно произошло заложение новых специфических структурных форм. К их числу относятся так называемые очаговые структуры (в понимании М. А. Фаворской и И. Н. Томсона), которые возникли в результате динамического воздействия на вмещающие толщи разуплотняющихся масс в очагах. Это преимущественно пологие куполы, которые наложены на складчатые структуры и в ряде случаев контролируют рудные узлы.

3. В пределах исследуемой территории не произошло крупных структурных перестроек в неотектоническое время, поэтому нами использован ряд морфоструктурных приемов для реконструкции поздне-мезозойских структур Центральной Чукотки.

4. Изучение структурной позиции рудных полей Светлинского и Солнечного месторождений позволило установить, что они приурочены к подножью удлиненного купола, наложенного на триасовую брахисинклинальную складку.

При выявлении наложенного купола использовались следующие признаки: а) на составленной схеме гипсометрического положения палеозойских толщ в основании синклинальной складки установлено пологое поднятие палеозойского фундамента несколько южнее оси синклинали; б) существование резкого полукольцевого антиклинального вала по периферии складки. Подобные периферические дислокации сопровождаются некоторыми гранито-гнейсовыми куполами; в) развитые в районе разрывные нарушения и приуроченные к ним дайковые пояса образуют радиально-концентрическую систему, пространственно связанную с наложенным куполом.

5. При помощи морфоструктурного анализа удалось выявить унаследованность структурных форм современного рельефа от мезозойского наложенного купола. Последнему соответствует в рельефе удлиненный купол, обрамленный по периферии валообразным поднятием. Дизъюнктивные дислокации, выявленные по геоморфологическим данным (тектонические долины и т. д.), образуют радиально-концентрическую систему.

6. Оруденение в пределах купола контролируется концентрическими и поперечными (а в участках погружения — радиальными) разрывами.

7. Отмечаются черты вертикальной структурной зональности в размещении оруденения, заключающейся в большой роли на верхних гипсометрических уровнях поперечной (и радиальной) системы трещин, тогда как на более глубоких уровнях доминирует концентрическая система разрывов. К последней могут быть приурочены слепые жилы, что расширяет общие перспективы месторождения. Кроме того, можно благоприятно оценивать северные и западные части купольной структуры.

8. Экугское рудное поле приурочено к изометричному куполу, осложняющему ядро синклинальной складки. Наличие ореола роговиков позволяет предполагать крупное магматическое тело в основании купола, а образование куполовидной складки связать с интрузивным давлением. С наложенной куполовидной складкой тесно ассоциируют радиальная и концентрическая системы даек. Вмещающие их трещины связаны с куполообразованием, о чем свидетельствуют многочисленные эксперименты Клооса, Уиссера, Е. И. Чертовой и др.

9. Установлен контроль оруденелых частей даек кварцевых порфиров Экугского рудного поля концентрической зоной повышенной трещиноватости. Она определяет склонение оруденения к центру купола.

10. Купольная структура четко вырисовывается в современном рельефе в форме изолированного поднятия, осложненного двумя дугообразными отрогами, которые образуют подкову вокруг центральной части купола.

11. Оловорудная минерализация, пространственно связанная с кварцево-топазовыми вторичными кварцитами в субвулканических дайках кварцевых порфиров, по типу может быть отнесена к «вулканической» группе оловянного оруденения.

Таким образом, изучение купольных структур эпохи позднемезозойской тектоно-магматической активизации в пределах Центральной Чукотки свидетельствует об их решающей роли в локализации оловянно-вольфрамовых месторождений.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ ПЫРКАКАЙСКОГО УЗЛА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

В. Б. Терентьев

(СВГУ)

Территория Центральной Чукотки в металлогеническом отношении представляет характерное звено крупнейшей в стране оловоносной провинции Северо-Востока СССР и геологически является частью Чукотской складчатой системы мезозойд. Здесь широко развиты проявления гранитоидного магматизма мелового возраста и сопутствующее ему оловянное оруденение различных формаций.

С оловоносными комплексами гранитоидов, сформировавшихся на границе нижнего и верхнего мела, связано оруденение касситерит-кварцевой формации, типичным представителем которой служит Пыркакайский узел (Терентьев, Королев, 1969).

Пыркакайский оловорудный узел находится на северо-восточном крыле Мелювеевской синклинали (структура второго порядка), сложенной песчано-глинистыми отложениями верхнего триаса, на пересечении зон разломов глубокого заложения: Пыркакайской, Пытлянской и Киберовской (Стружков, Терентьев и др., 1969). В участках пересечения разноориентированных разломов создавались наиболее благоприятные условия для проникновения гидростермальных растворов и формирования месторождений, расположенных в ороговикованных породах над кровлей нескрытого интрузива.

Рудный этап минералообразования на месторождениях Пыркакайского узла подразделяется на четыре стадии: топаз-альбит-мусковит-кварцевую, касситерит-вольфрамит-кварцевую, сульфидную, флюорит-карбонатную. Морфологически рудные тела выражены жилами, рудными зонами и штокверками, которые представляют основной промышленный интерес. Установленный размах оруденения по горизонтали и вертикали достигает нескольких сотен метров.

Закономерности геологического строения и размещения оруденения, выявленные в последнее время в пределах Пыркакайского узла, позволяют более эффективно применять здесь комплекс поисково-разведочных работ.



ТИПЫ ОЛОВОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИМ ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

П. В. Бабкин, В. И. Копытин, А. П. Милов

(СВКНИИ)

1. На территории Центральной Чукотки, ограниченной побережьем Восточно-Сибирского моря на севере и отрезком от Чаунской губы до верховьев р. Амгуэмы на юге, производные кислого магматизма представлены как гранитоидными интрузивами, так и субвулканическими телами, связанными с эпигеосинклинальным орогенезом чукотских ме-

зозонид и развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти образования по геолого-петрографическим особенностям относятся к «постороженным» или, в понимании Ю. А. Кузнецова (1970), к проявлениям сводово-глыбового магматизма.

2. Плутоны, локализующиеся в структурах мезозоя, сложены породами следующего интрузивного ряда: диорит — гранодиорит — кварцевый монзонит — биотит — амфиболовый гранит — биотитовый гранит — лейкократовый биотитовый гранит — двуслюдяной гранит. Возраст диоритов — лейкократовых биотитовых гранитов определяется как послеваланжинский, но до апт-альбский. Формирование двуслюдяных гранитов происходило несколько позднее, по-видимому, в начале алта, к моменту образования вулканических покровов Охотско-Чукотского пояса.

3. Интрузивы, связанные с развитием вулканогенного пояса (Катумский, северо-западная часть Телекайского), сложены своеобразными лейкократовыми биотитовыми гранитами апт-альбского (возможно, апт-туронского) возраста. Они образуют с кислыми вулканитами этого же возраста вулканоплутоническую ассоциацию.

4. Все гранитоидные образования рассматриваются как потенциально оловоносные. С массивами биотит-амфиболовых и биотитовых гранодиоритов и гранитов связаны рудопроявления и месторождения касситерито-силикатной формации, причем непосредственная генетическая связь их устанавливается с наиболее поздней субфазой лейкократовых гранитов (Валькумейское месторождение). С двуслюдяными гранитами ассоциируют проявления касситерито-кварцевой формации (месторождения Иультинского, Куйвивеевского узлов, Пырकाкайских штокверков, северо-западной части Велиткенайского интрузива). С гранитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса увязываются главным образом месторождения касситерито-силикатной (Телекайское) и риолитовой (Амгеньский п-ов, левобережье р. Паляваам) формаций, а также месторождения сложного типа (Экугское).

Таким образом, на территории Центральной Чукотки дважды проявилась касситерито-силикатная формация и почти синхронно с поздней касситерито-силикатной — кварц-касситеритовая. Поскольку граниты Охотско-Чукотского пояса на многих участках эквивалентны кислым вулканическим толщам, последние могут иметь важное значение в отношении открытия в них своеобразных оловорудных формаций типа Боливийской риолитовой и др. В охотском отрезке вулканогенного пояса известны месторождения подобных типов (Суворовское, Хетинское).

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПЛОЩАДИ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ МЕЗОЗОИД ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

В. Н. Воеводин, К. С. Сухов

(ДВИМС, СВГУ)

1. На рассматриваемой территории наиболее благоприятны для локализации месторождений касситерит-кварцевой формации относительно жесткие структуры — Чаун-Иультинская и Ванкаремская анти-

клинальные зоны, характеризующиеся небольшой мощностью мезозойских терригенных образований. Здесь отчетливо выражены позднейшие инверсионные разломы, довольно быстро затухающие в пределах синклиналиной зоны. Располагаются они продольно по отношению к складчатым структурам. Особенно активное развитие разломов происходило в раннем мелу. В это время формировались небольшие тела лейкократовых гранитов (нультинский тип), с которыми устанавливается связь оловянной и оловянно-вольфрамовой минерализации касситерит-кварцевой формации.

2. Перспективной структурой для локализации месторождений касситерит-силикатной формации является Амгуэмская синклиналиная зона, представляющая собой область максимального прогибания геосинклинали с повышенной мощностью мезозойских терригенных образований. В пределах консолидированной синклиналиной зоны широко проявлены постинверсионные разломы (поздний мел), располагающиеся как в продольном направлении по отношению к складчатым структурам, так и в поперечном. Эти разломы продолжают и в пределы антиклиналиных зон. Вдоль разломов располагаются цепочки гипабиссальных трещинных полигенных интрузивных тел лейкократовых гранитов (телекайский тип), с которыми устанавливается связь оловянной минерализации касситерит-силикатной формации. По мнению некоторых исследователей, оловоносные гранитные массивы, сопровождающиеся оруденением касситерит-силикатной формации, приурочены к позднегеосинклиналиным наложенным впадинам. Этот фактор при выделении перспективных площадей в пределах мезозойской Восточной Чукотки не может быть использован из-за незначительного, локального развития нижнемеловых вулканогенно-осадочных пород, не позволяющего достоверно наметить контуры впадин.

3. Характер оловоносных интрузивных образований может служить прямым указанием на наличие оруденения той или иной формации. Оловоносные граниты нультинского и телекайского типов по минералогическому составу и петрохимическим особенностям близки между собой. Поэтому установление типа оловоносных гранитов по валовому составу весьма затруднительно и ненадежно. Более существенные различия устанавливаются по аксессуарным комплексам, геохимическим особенностям, составу и структуре отдельных минералов, постмагматическим образованиям. Для аксессуарного комплекса гранитов нультинского типа свойственно наличие фергусонита, гадолинита, колумбита, пирохлора при значительных содержаниях флюорита. В гранитах телекайского типа тантал-ниобаты отсутствуют. В аксессуарном комплексе ведущая роль принадлежит турмалину. В гранитах телекайского типа преимущественным развитием пользуется решетчатый микроклин, нультинского — промежуточный микроклин-ортотлаз. В нультинских гранитах типичен плагиоклаз несколько более кислого состава сравнительно с гранитами телекайского типа. Для оловоносных гранитов характерны резко повышенные содержания олова и летучих элементов. Однако в гранитах телекайского типа для более поздних производных отмечается более резкое возрастание содержания олова. В нультинских гранитах содержатся более повышенные содержания фтора, в телекайских — бора.

Значительные различия устанавливаются по величине калий-рубидиевого отношения. Если для телекайских гранитов величина K_{at}/Rb_{at} изменяется от 35 до 90, то для нультинских это отношение более постоянно и составляет 18—25. Постмагматические образования в массивах нультинского типа представлены в основном кварцевыми жилами и кварц-мусковитовыми грейзенами. Массивы телекайского типа сопровождаются кварц-турмалиновыми, хлоритовыми, сидерофиллитовыми

жилами, кварц-турмалиновыми грейзенами при подчиненном развитии кварцевых жил и кварц-мусковитовых грейзенов. Для них также характерно наличие кварц-альбитовых тел.

4. Геологопоисковые работы на выявление месторождений касситерит-кварцевой формации должны быть сосредоточены в зонах влияния позднеинверсионных разломов (Куэкувунь-Иультинского, Майны-понтаваамского и др.) в пределах антиклинальных структур на участках развития гранитов иультинского типа или контактово-измененных пород над невоскрытыми телами гранитов. Эти участки сопровождаются шлиховыми ореолами касситерита, фергусонита, гадолинита. Благоприятными для выявления месторождений касситерит-силикатной формации являются тектонически ослабленные зоны постинверсионных разломов — Мароваамского, Верхне-Экитыкинского, Чануанского, Телекайского, Право-Экиатапского — на участках развития гранитов телекайского типа, с небольшими шлиховыми ореолами мелкозернистого касситерита. Постинверсионные разломы локализируются преимущественно в Амгуэмской синклинальной зоне, однако их фланги прослеживаются и в пределы антиклинальных зон, где также возможно выявление оруденения касситерит-силикатной формации. В связи с длительным унаследованным развитием по постинверсионным разломам (в частности, по Мароваамскому) в приподнятых блоках в пределах синклинальной зоны не исключено обнаружение оруденения касситерит-кварцевой формации.

При выявлении потенциальной оловоносности гранитов помимо обычного изучения формы массивов, вещественного состава, петрохимических особенностей, а также определений возраста интрузивных пород, который в большинстве случаев однозначно не устанавливается, необходимо более детальное качественное и количественное изучение акцессорного комплекса, а также более широкое привлечение геохимических методов. В первую очередь это относится к достаточно точному определению содержания олова, бора, фтора, рубидия, лития во всех разновидностях гранитоидов и ороговикованных породах над невоскрытыми интрузивными телами.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЛИМГЫТЫНОТ-СЕУТАКАНСКОЙ СТРУКТУРНО- ФОРМАЦИОННОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНАЯ ЧУКОТКА)

С. Н. Калабашкин

(ВСЕГЕИ)

1. В пределах восточной части Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса автором выделена новая для региона Лимгытынот-Сеутаканская структурно-формационная и металлогеническая зона со специфичным геологическим строением и своеобразным набором рудных формаций (близповерхностной низкотемпературной золото-серебряной и оловянно-сульфидной) верхнемелового-палеогенового возраста. Она протягивается в северо-восточном — близширотном направлении от восточного побережья залива Креста в бассейн верхнего

течения р. Леурваами, имеет длину свыше 150 км (при ширине от 40 до 80 км. На западе естественным продолжением зоны служат структуры хребта Золотого.

2. В вертикальном разрезе зоны отчетливо выделяются три региональных структурных яруса с соответствующими структурно-формационными комплексами.

Домезозойский комплекс представлен метаморфическими и метаморфизованными терригенными и карбонатными образованиями Эскимосского срединного массива. Раннемезозойский (триас — нижний мел) комплекс характеризуется значительной неоднородностью, вызванной латеральной, вертикальной и геотектонической изменчивостью осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций. По геотектонической принадлежности здесь выделяются триас-юрские терригенные формации миеогеосинклинального типа, нижнемеловые вулканогенные и интрузивные формации орогенного типа ранних мезозойских и синхронные с ними ксеноорогенные вулканогенно-осадочные формации (переходные от орогенных формаций ранних мезозойских к геосинклинальным формациям поздних мезозойских). В структурном плане резко преобладают северо-западные («чукотские») простирания. В металлогеническом отношении показательно появление высокотемпературных кварцевых жил и турмалин-мусковитовых грейзенов, сопровождаемых касситеритовыми ореолами.

3. Позднемезозойский (верхний мел — палеоген) комплекс представлен однородной в геотектоническом отношении группой вулканогенных и интрузивных формаций, принадлежащих орогенной стадии развития поздних мезозойских. В его состав входят: ранняя (турон-сенонская), пестрая (андезит-дацит-липаритовая) вулканогенная моласса и поздняя (верхнемеловая — палеогеновая) дацит-липаритовая игнимбритовая формация. Последняя генетически связана с полифациальными близповерхностными интрузиями Линлинейского комплекса (миароловые разности гранит-порфиров, лейкократовых и аляскитовых гранитов с повышенной щелочностью).

Позднемезозойский комплекс характеризуется отчетливым наложением на более древние с резкой дискордантностью структурного плана. Преобладают северо-восточные направления, в значительной степени обусловленные глубинными разломами. Среди последних выделяются два типа: ранние «охотские», соответствующие по времени заложения образованию раннемеловых инициальных трогов поздних мезозойских и трассируемые протрузиями гипербазитов: поздние, развивающиеся унаследованно лишь в объеме позднемезозойского структурного яруса.

Унаследованное развитие дифференцированных движений по глубинным разломам обусловило продольно-блоковое строение зоны по верхнему структурному ярусу: чередование опущенных (шовных вулканопрогибов) и поднятых блоков (горст-антиклиналей). В опущенных блоках наиболее распространены поверхностные фации вулканистов, в том числе и наиболее поздние вулканопостройки центрального типа; в поднятых блоках распространены субвулканические и близповерхностные интрузии миароловых гранит-порфиров, лейкогранитов и аляскистов.

4. В верхнем комплексе выделяются по крайней мере три типа низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Наиболее ранний (до проявления плутонических фаций магматизма) контролируется пограничными глубинными разломами, имеет региональное распространение и представлен зональной «пропилитизацией». Более поздний тип, проявленный локально (по околосерловым фациям кислых вулканистов, субвулканическим телам, а также по зонам трещиноватости в близповерхностных интрузиях), также зонален и представлен обшир-

ными полями кварцитов и аргиллитов. Наиболее поздний тип проявлен слабо в околожильном окремнении и аргиллизации в зальбандах золото-серебряных рудных тел.

5. Металлогеническая специфика зоны определяется совместным развитием оловянно-сульфидной и золото-серебряной минерализации, принадлежащей в возрастном и пространственно-структурном отношении к образованию позднемезозойского комплекса.

Оловянно-сульфидная минерализация приурочена к полям низкотемпературных гидротермальных кварцитов, локализуется в жерловых или околожерловых фациях липаритовых вулканических построек центрального типа (в опущенных блоках) и представлена зонами сульфидизации, сопровождаемыми ореолами рассеяния касситерита, станнина и деревянистого олова. Слабая эродированность полей кварцитов позволяет рассматривать зоны сульфидизации как надрудные образования.

Устанавливается отчетливая парагенетическая связь оловянно-сульфидной минерализации с поздней вулканоплутонической ассоциацией.

Золото-серебряная минерализация пространственно и структурно развивается независимо от полей гидротермальных кварцитов, отчетливо рассекает их и является более поздней, нежели оловянно-сульфидная. Приурочена к протяженным трещиноватым зонам северо-восточного простирания (диагональным, параллельным глубинным разломам) в периферических частях опущенных блоков (реже — в краевых частях поднятых блоков). Отдельные жилы, жильные системы, зоны прожилкования и окварцованные брекчии по минералогическому составу относятся к малосульфидному кварц-халцедоновому типу близповерхностной золото-серебряной формации. Для большинства жил характерно постоянное присутствие флюорита.

Золото-серебряная минерализация зоны контролируется глубинными разломами длительного (раннего) развития фемического профиля.

6. В неоген-четвертичное время по грубопараллельной системе протяженных северо-западных близмеридиональных сдвигов (амплитуды — от первых километров до первых десятков километров) зона разбита на отдельные блоки, смещенные в поперечном направлении. Это в значительной мере затрудняло металлогеническое районирование всей Беринговской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, искажая контуры первичных металлогенических зон.

7. Лимгытынт-Сеутаканскую зону характеризуют следующие основные черты:

а) регионально-структурная приуроченность к области периклинального затухания шовных структур поздних мезозонд в пределах домезозойского срединного массива;

б) структурная наложенность позднемезозойского структурного яруса на гетерогенно-блоковое основание зоны;

в) геотектоническая принадлежность позднемезозойского структурного яруса, определяющего своеобразие зоны, к орогенной стадии развития поздних мезозонд Охотско-Корякской геосинклинально-складчатой системы;

г) наличие в основании зоны формаций переходного типа, отражающих влияние геосинклинальной стадии поздних мезозонд на синхронную с этой зоной орогенную стадию ранних мезозонд;

д) наличие унаследованно развивающихся «охотских» глубинных разломов, в том числе контролирующих протрузии гипербазитов, т. е. фемического профиля;

е) совместное развитие оловянно-сульфидной (ранней) и зо-

лото-серебряной (поздней) минерализации близповерхностного типа, для которой свойственна различная связь с позднеорогенной вулканоплутонической ассоциацией липаритов (натровых) — лейкогранитов.

Лимгытынот-Сеутаканскую зону можно рассматривать как один из типов зон орогенного вулканизма.

ГЛАВНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ОХОТСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Р. Б. Умитбаев

(СВКНИИ)

1. Охотский срединный массив представляет собой сложную блоковую структуру, облекаемую с северо-запада, севера и северо-востока складчатыми образованиями Яно-Колымской геосинклинали, на границе с которой развились парагеосинклинальные прогибы (Инский и Юдомский). В центре массива, в Кухтуйском блоке, на поверхность выведены докембрийский кристаллический фундамент и перекрывающий его позднепротерозойско-раннемезозойский платформенный чехол. На юго-западную и юго-восточную части Охотского массива наложены вулканические структуры Охотско-Чукотского пояса.

2. На протяжении всей доступной изучению истории развития Охотского массива в структуре его важнейшее значение имели протяженные зоны разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Эти разломы определили ограничения массива (Билякчанский, Кетандинский, Восточно-Охотский), границы между отдельными его блоками различных порядков (Кетандинский, Нетер-Кухтуйский, Асиберганский, Нилгысыгский и др.), а также очертания вулканотектонических депрессий и отдельных вулканотектонических структур в эффузивных полях Охотско-Чукотского пояса (Ульинский, Уракский, Девокшинский, Уенминский, Чуманьканджинский и др.).

Многие зоны разломов, установленные в пределах Охотского массива, продолжают далее, в структуры складчатых образований мезозой (поперечные разломы), что дает основание считать эти зоны отражением древних расколов кристаллического основания. Древний возраст разломов северо-западного простирания подтверждается северо-западным простиранием структур в архейском гнейсовом комплексе.

3. Для центральной части Охотского массива, где удалось проследить историю развития зон разломов, начиная со среднего палеозоя, установлено, что основными магмоконтролирующими структурами здесь являлись расколы север-северо-западного простирания (проявления позднедевонского и позднепалеозойского вулканизма вдоль Гусинской зоны, мезозой-кайнозойский магматизм в ряде других зон). В северо-западной части массива в позднем палеозое магмоконтролирующей являлась пограничная зона Билякчанского разлома северо-восточного направления и сопровождающие ее разрывы. В вулканиках Ульинского прогиба локализация магматических пород контролировалась разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

4. Отчетливо проявленные на всем Охотском массиве системы раз-

ломов северо-западного и северо-восточного направлений в разных его частях имеют различное рудоконтролирующее значение.

5. В центральной части массива рудоконтролирующими являются разломы север-северо-западного простирания, а разломы северо-восточного направления сами по себе обычно «сухие». В то же время, рудные узлы и поля приурочены к участкам пересечения первых и вторых разломов. Наиболее перспективны рудоконтролирующие структуры, в которых магматическая деятельность проявилась наиболее полно, и конечные дифференциаты представлены ультракислыми существенно калиевыми гранитоидами и субвулканическими липаритами. Характерны золото-кварцевая, молибденит-кварцевая (с золотом), полиметаллическая (с золотом и висмутом) и золото-серебряная рудные формации. В связи с Гусинской зоной можно ожидать проявление палеозойского золотого и золото-серебряного оруденения.

6. В Ульяновском вулканогенном прогибе разломы северо-восточного и северо-западного направлений выступают в качестве равноправных магмо- и рудоконтролирующих структур. Специфика их проявления в данном случае заключается еще и в том, что эти протяженные линейные нарушения сопровождаются кольцевыми и полукольцевыми разломами, возникшими в процессе формирования многочисленных отрицательных (кальдеры, грабены) и положительных (купола, эффузивно-экструзивные массивы) вулканотектонических структур. Рудопроявления расположены как вдоль зон региональных разломов, определивших очертания вулканоструктур, так и в кольцевых разломах, в связи с субвулканическими интрузиями и экструзиями порфировых пород кислого состава. Благоприятны для оруденения участки пересечения региональных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, а также сочленения кольцевых и региональных разломов. Наиболее важна эпитермальная золотая и золото-серебряная минерализация. Отмечаются рудопроявления молибдена, ртути, полиметаллов.

7. Окраинные зоны разломов Охотского массива, которые в целом логично рассматривать как замкнутый рудный пояс (по Князеву), в настоящее время изучены недостаточно. В них известны рудопроявления полиметаллов, олова, золота, ртути, а в южных районах, где развиты вулканиты Охотско-Чукотского пояса, отмечена эпитермальная золото-серебряная минерализация. Последняя должна быть характерна и для структур Куйдусунского вулканогенного прогиба, возникшего на северной окраине Охотского массива и перекрывающего его границу. Опоискование окраинных зон разломов — насущная задача исследований.

АРЕАЛЫ ПЕРВИЧНОГО РАССЕЙНИЯ БОРА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ БАССЕЙНА АНЮЯ И ВЕРХОВЬЕВ ОЛОЯ

Ю. В. Ансберг, А. В. Зильберминц, Д. Н. Сафронов

(СВКНИИ)

1. В результате проведения региональных геохимических исследований, охвативших южную часть листа R=58 и северную часть листа Q=58, получены сведения о содержаниях бора в 6500 пробах, более

или менее равномерно характеризующих горные породы северной части Омолонского, Еропольского и Яблонского палеозойского массивов, Аноийской складчатой зоны и Олойского прогиба (эти пробы были любезно предоставлены нам Северо-Восточным территориальным геологическим управлением). Содержания бора определялись с помощью спектрального анализа; достигнутая воспроизводимость его результатов выражается величиной стандартного множителя логнормального распределения случайных ошибок, равной 1,3—1,4.

2. Для гранитов, гранодиоритов и диоритов отобрано 685 проб, среднее содержание бора — 9,7 г/т, кларк бора — 10 г/т, отношение среднего содержания к кларку — 0,97; для габброндов (132 пробы), соответственно: 11 г/т, 5 г/т, 2,20; для липаритов, дацитов и фельзитов (178 проб): 11 г/т, 30 г/т, 0,37; для андезитов (148 проб): 9,8 г/т, 20 г/т, 0,46; для базальтов (260 проб): 9,2 г/т, 5 г/т, 1,84; для песчаников, сланцев и алевролитов (1220 проб): 27 г/т, 35—100 г/т, 0,28—0,8.

Кларки интрузивных и осадочных пород приведены по Турекяну и Ведеполу, эффузивных пород — по Хардеру.

Приведенные данные свидетельствуют о заметных отличиях средних содержаний бора в исследованных породах от соответствующих кларков, что, очевидно, отражает специфику региона. Косвенным подтверждением этого является совпадение приведенных содержаний бора в осадочных породах региона и данных об аналогичном параметре, установленном И. Я. Некрасовым для Восточной Якутии (12—35 г/т).

3. В осадочных породах морского генезиса (в основном — триасовых) содержания бора отчетливо повышены, что отражает талассофильный характер этого элемента. По сравнению с ним средние содержания бора в континентальных осадках юры и мела приблизительно в 2,5 раза ниже.

4. На примере триасовых осадочных пород Аноийской складчатой зоны установлено, что в пределах единообразных по литологическому составу (и следовательно, генезису) осадочных толщ, различные горизонты характеризуются различными уровнями содержаний бора (T_{1-2} — 38 г/т, $T_{3к}$ — 41 г/т, $T_{3п}$ — 20 г/т). Эта неоднородность поля геохимического рассеяния бора во времени объясняется нами (в качестве предварительной гипотезы) неодинаковой интенсивностью его поступления в морские бассейны разных геологических эпох. Вероятно, существенная масса этого элемента имеет эндогенную природу, а неравномерное поступление его в морские бассейны может быть увязано с процессами формирования и развития тектонически активных зон.

Примечательно, что величины средних содержаний бора в изученных горизонтах осадочных пород триаса находятся в обратной зависимости от количества заключенных в этих породах фаунистических остатков.

5. Концентрации бора в пределах контуров однотипных по составу и генезису пород размещены неравномерно. Отчетливо выделяются крупные линейно-вытянутые аномальные зоны (до 40×150 км), пространственно совпадающие с зонами крупных разломов в мезозонах. Эти аномалии продолжаются и в пределах эффузивных полей, что позволяет трассировать указанные глубинные разломы под эпимезозойским вулканогенным чехлом. По нашему мнению, эти аномалии — следствие перераспределения бора в горных породах в результате метаморфизующего воздействия самих разломов и контролируемых ими интрузий.

6. Насыщенность бором интрузивных образований достаточно отчетливо коррелируется с повышенными содержаниями этого элемента в породах рамы, что, по-видимому, указывает на контаминацию бором магматических расплавов.

7. Намечается совпадение зон повышенной оловоносности, выделяемых на прогнозно-металлогенических картах с указанными аномалиями бора. Очевидно, это обстоятельство следует рассматривать в качестве подтверждения повышенной роли бора при формировании оловорудных месторождений (в первую очередь — касситерито-силикатной формации, играющей главенствующую роль в пределах западной Чукотки).

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ

В. К. Политов

(ВИМС)

1. Под Северным Прихотьем понимается прилегающий к побережью Охотского моря район, простирающийся от бассейнов рек Бохапча и Армань — на западе до бассейна р. Гижиги — на востоке. В геологическом отношении эта территория представляет собой южное обрамление внешнего, выступающего к югу угла Колымо-Омолонского массива кратонного типа, который в процессе активизации дробился и постепенно поглощался Яно-Колымской геосинклиналью. Внешний угол массива образован пересечением его прямолинейных (юго-западной и юго-восточной) сторон. На массив здесь наложен Сугойский прогиб с типом развития промежуточным между геосинклинальным и кратонным. Он разделяет Колымскую и Омолонскую глыбы, придавая внешнему углу массива W-образную форму. С юго-востока вся эта область обрывается шовной линией Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Вследствие сочленения разнотипных структур геологическое строение территории весьма сложное и по поводу ее тектонического районирования существуют значительные разногласия, главное из которых касается положения границы массивов с геосинклинальной областью. Согласно новейшим данным, эту границу можно предполагать по линии Сеймчан (верховья Гижиги), южнее которой находится Сеймчано-Сугойский синклиниорий, представляющий одну из ветвей восточной виргации Иньяли-Дебинского синклинория. Интенсивные и многоэтапные процессы ассимиляции геосинклиналью кратонного массива обусловили наличие в геосинклинальной области антиклинальных поднятий с неглубоко залегающим фундаментом. Кроме того, здесь широко проявлены поперечные по отношению к внешнему углу массива структуры, унаследующие более древние глубинные разломы.

2. Поперечные структуры Северного Прихотья представляют собой систему субпараллельных линейных образований меридионального и северо-западного простирания, насыщенных проявлениями позднемезозойского эффузивного и интрузивного магматизма. Самые западные из них расположены вдоль глубинных разломов, контролирующих размещение рядов батолитоподобных тел колымских гранитоидов, и образуют как бы выходящее в геосинклинальную область продолжение юго-западной стороны Колымской глыбы. Восточная группа поперечных структур тяготеет к юго-западной границе Омолонской глыбы. Центральная группа структур служит южным окончанием расщепляющегося глубинного разлома меридионального простирания, разделяющего

Колымскую и Омолонскую глыбы. Поперечные структуры не одинаковы по величине и геологическому строению. Выделяются следующие их типы (от простых к сложным): а) ряд интрузий (северная часть Коркодоно-Наяханской, Буюндинская, Оротуканская структуры); б) прогиб, выполненный вулканитами (Ольская структура); в) прогиб с вулканитами и широким проявлением интрузивного магматизма (Арманская, Гижигинская, южная часть Коркодоно-Ваяханской структуры); г) раннеорогенная впадина с широко проявленным эффузивным и интрузивным магматизмом (Балыгычано-Сугойская структура).

3. В Северном Приохотье широко распространены проявления *эндогенной минерализации*. Важнейшее значение имеют олово и золото, весьма характерны также вольфрам, молибден, кобальт, висмут, полиметаллы. Поперечные структуры играют первостепенную роль в локализации оруденения, проявления которого весьма обильны вблизи этих структур и гораздо реже встречаются в промежутках между ними. Большое влияние на локализацию эндогенного оруденения в пределах структур оказывают ориентированные под углом к ним глубинные разломы широтного и северо-восточного простирания. Широтные разрывы входят в систему южного обрамления Колымо-Омолонского массива. Наиболее крупный из них — Буюндино-Гижигинский глубинный разлом, совпадающий с южной границей Сеймчано-Сугойского синклинория. К месту пересечения Балыгычано-Сугойской структуры с этим разломом приурочено богатое оловянное оруденение. Северо-восточные разломы входят в систему продольных швов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Одним из крупных разломов этого типа является Доктомычанский, к месту пересечения которого с Гижигинской структурой приурочена значительная по масштабам золото-серебряная минерализация.

4. В размещении месторождений различных металлов наблюдаются определенные закономерности, которые можно классифицировать как проявление региональной металлогенической зональности. Для района в целом проявляется зональность первого порядка, которая заключается в смене с запада на восток металлогенического облика поперечных структур. На западе с поперечными структурами совпадают зоны главным образом золотой минерализации, в центре увеличивается значение оловянной минерализации, далее к востоку опять усиливается роль золота, уменьшается роль олова и довольно значительно проявляется молибденовая минерализация. Отмечается больший космополитизм молибдена и полиметаллов по сравнению с оловом и золотом, а также повышенное значение вольфрама, кобальта и висмута в центральных структурах по сравнению с периферическими.

5. В пределах отдельных поперечных структур проявляется металлогеническая зональность второго порядка, которая заключается в изменении элементного и (или) минерального состава проявлений минерализации по простиранию структур. Наблюдается следующее изменение минерального состава оловорудных месторождений с севера на юг: типичные представители касситерит-силикатной формации сменяются переходными к касситерит-сульфидной, или касситерит-сульфидными месторождениями. Параллельно этому к югу уменьшается роль олова и увеличивается роль золота, молибдена и полиметаллов. Золотая минерализация изучена слабо, но для некоторых поперечных структур установлена смена преобладающей мезотермальной золото-кварцевой и золото-сульфидной минерализации на севере, эпитептермальной золото-серебряной минерализацией на юге. Зональность второго порядка скорее всего следует связывать с удалением от кратонных структур и усилением на юге влияния Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

О ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

П. В. Бабкин, В. И. Гончаров, А. А. Сидоров

(СВКНИИ)

Для изучения физико-химических особенностей постмагматических процессов минералообразования проведен комплекс детальных минералотермометрических исследований парагенетических ассоциаций минералов месторождений промышленно важных типов рудных формаций: золото-кварцевой, золото-серебряной, ртутной и сурьмяно-ртутной.

Месторождения плутогенной золото-кварцевой формации (Бабкин, Сидоров, 1969) широко развиты в мезозоидах Северо-Востока. Размещение их зависит от характера складчатых структур. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, минерализованными зонами и штокверками. Формирование месторождений, как правило, осуществлялось в несколько стадий. Кварц продуктивных ассоциаций месторождения Ветренского начал отлагаться из растворов, имеющих температуру до 340° , и закончил при 180° (здесь и далее приводятся температуры, установленные методом гомогенизации включений без поправок на давление). На месторождении Омчуг температуры растворов, формирующих кварц продуктивной ассоциации, отличаются большим постоянством и не выходят за пределы $235-220^{\circ}$. На Караль-веевском месторождении, расположенном в Анюйской складчатой зоне, установлены три стадии формирования месторождения: пневматолитово-гидротермальная — $420-90^{\circ}$, продуктивная гидротермальная — $250-100^{\circ}$ и постпродуктивная гидротермальная — $190-100^{\circ}$ (Давиденко, 1968—1969). На некоторых месторождениях этой формации в Якутии минералообразование в целом укладывается в диапазон температур $320-170^{\circ}$, а продуктивных ассоциаций — $210-170^{\circ}$ (Гамянин, Соловьев, 1969).

Месторождения золото-серебряной формации более всего присущи Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и орогенным вулканогенным зонам кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области. Размещение месторождений в них контролируется сочетанием протяженных разломов глубокого заложения и конкретных вулканоструктур. Рудные тела представлены простыми и сложными жилами, прожилково-метасоматическими зонами и штокверками. Формирование рудных тел осуществлялось в широком интервале температур — от 410 до 50° . Растворы, отлагавшие продуктивный комплекс минералов, характеризуются температурами $300-200^{\circ}$. Минералообразование происходило в нульсационном режиме с межстадийными и внутростадийными температурными инверсиями, достигающими 150° .

Месторождения ртутной и сурьмяно-ртутной формаций приурочены к различным структурным областям Северо-Востока СССР и контролируются крупными тектоническими краевыми швами и долгоживущими глубинными разломами. Рудные тела месторождений представлены крупными штокверкоподобными залежами, линейно-вытянутыми зонами дробленцы и жилами, пластовыми, иногда седловидными метасоматическими залежами, цепочками гнездовидных и линзовидных тел, неправильной формы залежами. Процесс образования месторождений, как правило, многостадийен и проходит в пульсационном режиме, что подчеркивается межстадийными температурными инверсиями, достигающими 100° .

Отложение главнейших продуктивных ассоциаций ртутных месторождений происходило при температурах: Пламенное ($250-120$), Па-

лянское (255—180), Олюторское (90—80), Дружное (90—80), Северное (220—210)°.

Проведенные нами минералотермометрические исследования, а также опубликованные данные свидетельствуют об относительно близких температурных условиях формирования месторождений золото-кварцевой формации, расположенных в различных структурных областях Северо-Востока. Золото-серебряные месторождения, напротив, характеризуются различными температурными условиями рудоотложения. Анализ полученных данных по термометрии и ряд структурно-геологических и минералого-геохимических признаков позволил разделить золото-серебряные месторождения на высоко- средне- и низкотемпературные. Распределение месторождений ртутной и сурьмяно-ртутной формаций в пределах Северо-Востока подчиняется определенной пространственной закономерности. Наиболее высокотемпературные месторождения расположены в области мезозойской складчатости, в вулканогенном поясе или же в зоне его влияния. Типично низкотемпературные месторождения характерны для Корякско-Камчатской складчатой области.

Таким образом, плутогенные (золото-кварцевая формация) и телемагматогенные (некоторые ртутные) месторождения сформировались в относительно стабильных температурных условиях. Для этих месторождений изменение температуры рудоотложения тесно связано с величинами литостатических давлений (с глубинами рудообразования). Вулканогенные месторождения (золото-серебряная и ряд месторождений сурьмяно-ртутной формаций) отличаются изменчивыми температурами рудоотложения, которые не обнаруживают тесных связей с глубинами образования руд.



О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ГАББРО-МОНЦОНИТОВОГО РЯДА В ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКОМ ОТРЕЗКЕ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В. П. Василенко, И. Н. Котляр, К. Б. Куликов

(СВКНИИ, СВГУ)

1. На рассматриваемой территории ряд исследователей выделяет своеобразные интрузии габбро-монцонитового ряда. Сходные по петрографическим особенностям породы отмечаются во внешней зоне вулканического пояса, где они входят в состав ранних фаз гранитоидов Охотского комплекса и всегда предшествуют становлению более крупных интрузий гранодиоритов и гранитов. Описываемые тела отмечаются как во внешней, так и во внутренней зонах вулканического пояса, не сопровождаются интрузиями кислого состава и по времени становления являются более поздними, чем образования Охотского комплекса. Во внешней зоне они приурочены к разломам, разграничивающим крупные (до 300—400 км²) блоки раннемеловых пород. В пределах внутренней зоны их расположение контролируется зоной Анадырского глубинного разлома. Возраст интрузий определяется как позднемеловой.

2. Своеобразие описываемых интрузивных тел заключается в следующем:

а) размеры не превышают 0,5—2,0 км², однако их состав весьма разнообразен. В общем случае формирование массивов представляет собой ряд: ортоклазовые, кварцсодержащие габбро-диориты — монцитониты — ортоклазовые диориты. Полнота этого ряда в конкретных случаях испытывает значительные колебания;

б) высокая глиноземистость пород (содержание нормативного корунда до 1,3%), низкое отношение $Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3$ (0,40—0,45) и, несмотря на повсеместное присутствие в породах ортоклаза, резко выраженный натриевый характер ($n=70-72$);

в) наличие ореолов контактовых роговиков шириной 600—700 м. Роговики относятся к пироксен-роговиковой и роговообманковско-роговиковой фациям контактового метаморфизма.

3. С интрузиями габбро-монцитонитового ряда связаны многочисленные рудопроявления золота, объединяемые единством морфологических, структурно-текстурных, минералогических и геохимических характеристик. Руды представлены мощными зонами сульфидной минерализации, приуроченными к контактам интрузий и наложенными как на породы эндоконтакта, так и на вмещающие роговики; по своим особенностям они относятся к метасоматическим образованиям. В их составе присутствуют минералы железа, меди, цинка, молибдена, олова (последние только во внутренней зоне); характерно повышенное содержание висмута, кобальта, серебра.

По предварительным данным, рудопроявления относятся нами к золото-редкометальной формации.

4. Четко проявленное своеобразие группы интрузий габбро-монцитонитового ряда позволяет выделить ее в формацию самостоятельных малых интрузий, по Ф. К. Шипулину. Нахождение их может служить поисковым критерием для обнаружения месторождений золото-редкометальной формации.

ПРИМЕНЕНИЕ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИФИКИ ГРАНИТОИДОВ

Л. Н. Дуденко, Л. И. Тихомиров

(ВСЕГЕИ)

Район одного из регионов Северо-Востока СССР приурочен к стыку Охотско-Чукотского и Анадырско-Корякского мегаблоков. В его пределах намечаются три структурно-фациальные зоны, разделенные поясами интрузивных пород.

Интрузивные породы подразделяются на три комплекса: позднеюрский, раннемеловой и позднемеловой.

Позднеюрский комплекс размещается среди докембрийского «Тайгоносского остаточного массива» и представлен биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Раннемеловой комплекс распространен наиболее широко, слагая два интрузивных пояса: западный и восточный. Наиболее крупный восточный пояс разбит разломами на три блока, в различной степени приподнятых. Состав пород меняется от габбро до плагиигранитов.

Позднемеловой комплекс наиболее широко развит в пределах центральной зоны. Это постскладчатые, часто гипабиссальные интрузии, представленные гранит-порфирами и гранодиоритами. Задачей исследований являлось выявление ассоциаций химических элементов, определяющих металлогеническую специфику гранитоидов и картирование общих закономерностей поведения элементов этих ассоциаций в пределах исследуемой площади. Предполагалось, что 1) имеются общие закономерности поведения рудных элементов в пространстве; 2) для потенциально рудоносных массивов поведение рудных ассоциаций должно отличаться от закономерностей изменения в пространстве других элементов.

Для решения поставленной задачи применен метод главных компонент факторного анализа (Харман, 1960; Лоули, Максвелл, 1867), который позволяет путем выявления небольшого числа независимых гипотетических переменных (факторов), являющихся линейными комбинациями исходных переменных, получать независимые группы связанных между собой элементов. Карты значений факторов отражают согласованное поведение на площади соответствующих групп элементов. Картирование независимых ассоциаций дает возможность выявить различные причины изменчивости, снять влияние ведущих процессов и уловить локальные аномалии.

Математической обработке подверглись в общей сложности более 1000 спектральных анализов проб из 50 массивов гранитоидов по 17 элементам: Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, Mo, Cu, Pb, Sn, Ga, Zr, Be, Sc, Sr, Ba, Y. Каждый массив охарактеризован не менее чем 15 анализами. Далее данные по массивам были усреднены. Пробы по крупным массивам объединялись в группы по элементарным площадкам таким образом, чтобы в пределах одной площадки было не менее 10 анализов. Мелкие массивы характеризовались одной усредненной пробой. Факторному анализу было подвергнуто 83 усредненных пробы.

Интерпретации подвергались первые три из выделенных факторов, суммарный вес которых в общей изменчивости 48%.

Анализ факторных нагрузок показал, что I фактор отражает общую дифференциацию пород по кислотности-основности. Во II фактор с большими положительными нагрузками вошли Pb и Sn, то есть основные рудные элементы («рудный фактор»). III фактор характеризуется тесной связью с содержаниями Y и Zr («редкоземельный фактор»).

Значения всех трех факторов в условных точках опробования (центры элементарных площадок) были нанесены на карту. Естественно предполагалось, что карта значений I фактора должна отражать пространственные вариации химизма пород, в то время как карты II и III фактора должны указывать участки повышенных концентраций соответствующих рудных элементов.

При анализе карты I фактора выявилось:

1) изменение значений фактора от больших отрицательных до больших положительных при изменении состава пород от гранитов и гранит-порфиров до габбро-диоритов и габбро;

2) влияние на значения фактора состава вмещающих пород (повышенные значения фактора для массивов среди вулканогенных пород и пониженные среди метаморфических пород докембрия и осадочных толщ), подтверждающее вывод о развитии в районе процессов ассимиляции;

3) тенденция увеличения значений фактора по направлению к зоне глубинного разлома к юго-востоку от полуострова и на границах структурно-фациальных зон, что позволяет на этих границах также предполагать существование глубинных разломов;

4) для наиболее крупного восточного пояса характерна зависимость значений фактора от глубины эрозионного среза, подчеркивающая блоковую структуру территории.

На карте II фактора выявлен ряд участков с аномальными положительными его значениями. В региональном плане наиболее перспективными на Pb и Sn оказались массивы полосы сочленения северозападной и центральной структурно-фациальных зон, а также прилегающий центральный блок восточного пояса. Все известные рудопроявления Pb и Sn расположены в пределах аномальных участков, что позволяет говорить о правомерности данного подхода к оценке перспективности. На всех аномальных участках, по-видимому, необходимы детальные поисковые работы.

При картировании III фактора также выявлен ряд аномальных участков. На одном мелком массиве в северо-восточной части района наблюдается исключительно высокое значение фактора (+5,96). Достаточно велики эти значения и во всех прилегающих массивах.

Редкоземельные проявления в районе не известны, возможно, вследствие слабой изученности. Косвенным подтверждением перспективности аномальных массивов являются обнаруженные здесь при съемке пегматитовые жилы и наличие вокруг массивов шлиховых ореолов монацита.



IX. Геология и металлогения
рудных районов Камчатки,
Курильских островов
и острова Сахалин

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И КАМЧАТКИ

Т. В. Тарасенко

(КамчГУ)

Корякско-Камчатская мезо-кайнозойская складчатая область была сформирована на месте верхнеюрско-нижнемеловых, верхнемеловых, верхний мел-палеогеновых и неогеновых геосинклинальных прогибов: Пенжинского, Центрально-Корякского, Западно-Камчатского и Восточно-Камчатско-Олюторского. Они обрамлялись длительно живущими глубинными шовными зонами нижнемелового (Куюльско-Парапольская) и верхнемелового (Главная Камчатская Хайрюзовско-Вывенская) возраста. Характерной особенностью геологического развития и строения мезо-кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области является последовательная зональная миграция и омоложение во времени тектонических и магматических процессов с северо-запада на юго-восток в сторону Тихого океана.

Развитые на Камчатке и в Корякском нагорье терригенные, вулканогенно-кремнисто-терригенные и магматические образования подразделяются на три складчатых комплекса: а) доверхнеюрско-нижнемеловой складчатого основания, б) основной геосинклинальный складчатый и в) орогенный складчатый. Этим складчатым комплексам в геологической истории развития региона соответствуют три главных этапа: доверхнеюрско-нижнемеловой геосинклинальный складчатого основания, основной геосинклинальный и орогенный.

Доверхнеюрско-нижнемеловые комплексы складчатого основания вскрываются в пределах тектонических выступов и массивов: Тайгоносского, Омолонского, Ганичеланского, Пальматкинского, Пикасьваям-Хатырского, Срединного Камчатского, Ганальского и Хавывенского. С домеловыми интрузиями гипербазитов в басс. р. Хатырка связана слабая хромито-никелевая минерализация. Ордовикско-силурийские известняки в Таловских горах могут представить интерес как цементное сырье.

По времени завершения основного геосинклинального этапа развития здесь выделяются складчатые зоны нижнемеловой (Охотско-Чукотская, Пенжинская), верхнемеловой (Западно-Камчатско-Корякская) и неогеновой (Восточно-Камчатско-Олюторская) консолидации.

Корякское нагорье и Камчатка образуют единую Корякско-Камчатскую металлогеническую провинцию, расположенную в пределах внутренней зоны Тихоокеанского металлогенического пояса. Зональное геологическое развитие обусловило зональное размещение в ее пределах месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых.

Разновозрастные глубинные разломы предопределили простран-

ственное размещение геосинклинальных прогибов и последующих складчатых зон, а в их пределах размещение геосинклинальных офиолитовых формаций и орогенных магматических комплексов. Вдоль глубинных разломов геосинклинального этапа развития были сформированы офиолитовые пояса — Куюльский (нижнемеловой), Ватынский (верхнемеловой), Валагинско-Карагинский (верхний мел-палеогеновый). К ним приурочены проявления хрома, никеля, меди, марганца и железа. В орогенный этап развития вдоль глубинных разломов Тайго-носско-Мургальского, Орловско-Каменского, Уннэйваям-Энычайского (палеогенового), Центрально-Камчатского (неогенового) были сформированы, соответственно, верхнемеловой Охотско-Чукотский вулканический пояс, палеогеновая Уннэйваям-Энычайская магматическая зона и неогеновый Центрально-Камчатский вулканический пояс. В пределах рассматриваемой части Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейн р. Пенжино) выявлены рудопроявления золота, полиметаллов, молибдена К. Уннэйваям-Энычанской магматической зоне приурочены проявления олова, вольфрама, золота, серебра, а к Центрально-Камчатскому вулканическому поясу — золота, ртути, серы.

Для металлогении южной части Корякского нагорья и Камчатки свойственно относительно слабое проявление рудоносности в основной геосинклинальный этап развития (хром, никель, медь, титан, платиноиды, марганец, железо) и более интенсивное проявление процессов рудообразования в орогенный этап развития. С орогенным этапом геологического развития в южной части Корякского нагорья и на Камчатке связано проявление основных стадий рудообразования: а) палеоцен-олигоценный (олово, вольфрам), б) олигоцен-нижнемиоценовый (золото, серебро, висмут, ртуть), в) ниже-среднемиоценовой (промышленные месторождения ртути, проявления мышьяка, сурьмы, золота, полиметаллов, меди, висмута), г) верхнемиоцен-плиоценовой (ртуть, самородная сера). Исходя из истории геологического развития и интенсивности проявлений процессов рудообразования, а также выявленных типов оруденения важнейшими полезными ископаемыми, определяющими металлогеническую специализацию южной части Корякского нагорья и Камчатки, являются: из металлических — ртуть, олово, медь и никель, из неметаллических — сера, асбест.

На основе анализа глубинного строения территории, пространственного размещения геологических формаций, магматических комплексов и выявленных месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, в пределах рассматриваемой части Корякско-Камчатской металлогенической провинции нами выделяются металлогенические зоны: Охотско-Чукотского вулканического пояса, Центрально-Корякская, Вывенско-Ватынская, Центрально-Камчатская и Валагинско-Олюторская.

В пределах металлогенических зон выделяются рудные районы: Куюльский (ртуть, мышьяк, никель, медь, хромиты, асбест), Ичигинско-Уннэйваямский (олово, золото, серебро), Северо-Камчатский (сера, медь, ртуть), Козыревский (ртуть, золото), Среднего Камчатского выступа (молибден, полиметаллы, золото), Южно-Камчатский (золото, медь, полиметаллы) и рудные зоны: Таловская (хромиты, ртуть, асбест), Валижгенская (хромиты, медь, ртуть), Ичигинская золото-серебряная, Уннэйваямская золото-серебро-оловянная, Найвал-Ванэатская сурьмяно-ртутная, Энычаямская сурьмяно-ртутная, Верхне-Пахачинская сурьмяно-ртутная, Олюторская сурьмяно-мышьяково-ртутная, Пылгинская железо-медно-золото-полиметаллическая, Тигильская сурьмяно-ртутная, Средне-Камчатская сурьмяно-ртутная, Кирганикско-Шаромская (медь), Валагинская (ртуть, золото, хромиты), восточных полуостровов Камчатки (медь, золото, полиметаллы), Карагинская (ртуть, хромиты).

Основное внимание в настоящее время следует обратить на ртутное оруденение, которое имеет ведущее металлогеническое значение в пределах внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса и образует самостоятельную Корякско-Камчатскую ртутную провинцию, в пределах которой выделяются два ртутных пояса: Западно-Камчатско-Корякский и Восточно-Камчатско-Олюторский.

Поисково-разведочные работы должны быть направлены прежде всего на выявление промышленных месторождений ртути (Олюторская, Срединно-Камчатская, Энычаваямская ртутные зоны), золота (Козыревский рудный район, Ичигинская рудная зона и Охотско-Чукотская металлогеническая зона), олова (Ичигинско-Уннэйваямский рудный район), меди (Кирганикско-Шаромская рудная зона) и богатых серных руд в Северо-Камчатском сероносном районе.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ

Н. Т. Демидов

(КамчГУ)

1. В пределах северной части п-ова Камчатки обнаружены многочисленные рудопроявления ртути, золота, полиметаллических и колчеданных руд, молибденита, меди, хромитов, серы, горного хрусталя, кальцита, в пространственном размещении которых наблюдается определенная закономерность. Все рудопроявления находятся в пределах зон глубинных разломов, которые являются продольными к простиранию общей структуры полуострова. Под глубинными разломами понимаются зоны повышенной тектоно-магматической активности, имеющие длительное развитие. Размеры зон глубинных разломов весьма значительны. При ширине первых десятков километров они протягиваются на многие сотни километров.

2. В рассматриваемом районе по совокупности геолого-геофизических признаков выделяются (с запада на восток): Охотский, Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Карагинско-Камчатский глубинные разломы. Заложение их произошло скорее всего в мелу, в период становления Камчатской геосинклинали.

3. Каждый глубинный разлом характеризуется определенной металлогенической специализацией. С Охотским разломом связаны проявления колчеданных и полиметаллических руд, горного хрусталя и кальцита. Другие полезные ископаемые здесь не известны.

В зоне Западно-Камчатского глубинного разлома обнаружены рудопроявления ртути и золота. В пределах Центрально-Камчатского глубинного разлома сосредоточены многочисленные рудопроявления ртути, меди, молибдена, полиметаллических руд, золота, а также серы. Карагинско-Камчатский глубинный разлом контролирует оруденение хромитов, реже — золота и ртути.

4. Эта металлогеническая специализация обусловлена характером магматической деятельности, проявившейся в пределах того или иного глубинного разлома.

Наиболее интенсивная магматическая деятельность как в эффузив-

ной, так и интрузивной форме происходила в пределах зоны Центрально-Камчатского глубинного разлома, который расположен в осевой части Камчатской геосинклинали. Магматические явления здесь осуществлялись на протяжении мела, неогена и четвертичного периода. Известно, что вулканическая деятельность в Срединном хребте прекратилась уже в современную эпоху, о чем свидетельствуют многочисленные выходы на дневную поверхность термальных источников, а также проявления сольфатарной деятельности (вулкан Ичинский). В зоне этого разлома известны многочисленные интрузивные тела габбро, пироксенитов, диоритов, гранитоидов и щелочных пород типа сиенитов, граносиенитов и монцонитов, цепочкой протягивающихся вдоль Срединного хребта. Эти интрузии связаны с позднемеловой и позднемiocеновой интрузивными фазами, из которых наиболее интенсивной была последняя фаза. Она сопровождалась гидротермальной деятельностью, обусловившей местами глубокую переработку главным образом среднемiocеновых вулканитов, с развитием пропилитов и вторичных кварцитов. С этой гидротермальной деятельностью, видимо, связано образование подавляющей части известных рудопроявлений полезных ископаемых.

Охотский глубинный разлом, протягивающийся вдоль береговой линии Охотского моря и проходящий по западному флангу Камчатской геосинклинали, контролировал меловую, а также эоценовую вулканическую деятельность. Все обнаруженные проявления колчеданных и полиметаллических руд, горного хрусталя и кальцита обязаны своим происхождением эоценовому вулканизму. Обычно рудопроявления локализованы в зонах небольших разрывных нарушений северо-восточно-го простирания, опережающих Охотский глубинный разлом.

Западно-Камчатский глубинный разлом, расположенный также на западном фланге Камчатской геосинклинали, между Охотским и Центрально-Камчатским глубинными разломами, контролировал меловую и отчасти кайнозойскую вулканическую деятельность, с которой связано образование (помимо эффузивов основного и среднего состава) небольших субвулканических тел дацитов, андезитов, а также щелочных пород оливиново-базальтовой формации. Изредка в этой зоне встречаются интрузии и дайки гранитоидов, диоритов, пироксенитов и монцонитов. С этим глубинным разломом связаны проявления главным образом ртути и отчасти золота. Характерно, что ртутное оруденение как в зоне Западно-Камчатского, так и Центрально-Камчатского разломов приурочено преимущественно к границе сочленения меловых отложений с образованиями более молодого возраста. Это обусловлено тем, что здесь наблюдается наибольшая трещиноватость пород, благоприятствующая циркуляции гидротермальных растворов, несущих ртутную минерализацию.

С Карагинско-Камчатским глубинным разломом, который проходит на восточном фланге Камчатской геосинклинали (вдоль осевой линии о. Карагинского) и в зоне которого располагаются все интрузии гипербазитов мелового возраста, связаны многочисленные проявления хромитов. Здесь же в последнее время обнаружены ртуть и золото.

5. Таким образом, учитывая установленную пространственную закономерность в распределении оруденения в пределах рассматриваемого района, можно выбирать наиболее перспективные участки на обнаружение того или иного полезного ископаемого.

К ВОПРОСУ О РУДОНОСНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В. Д. Беда

(ДВГИ)

Геологическое строение Центрально-Камчатской рудной зоны характеризуется наличием трех структурных ярусов. Нижний объединяет доверхнемеловые и нижнепалеогеновые осадочные, туфогенные и эффузивные образования, включая гнейсовидные породы и различные кристаллические сланцы Срединного массива. Интрузивный магматизм нижнего яруса представлен двумя возрастными группами: древними метаморфизованными базитами, ультрабазитами и гнейсированными гранитоидами (встречаются только в пределах Срединного массива метаморфических пород) и более широко распространенными верхнемеловыми ультрабазитами, габброидами и гранитоидами. Средний структурный ярус сложен вулканогенно-осадочными образованиями анавгайской серии олигоцен-среднемиоценового возраста. Широко распространенные интрузивные породы этого периода относятся к формационному ряду габбро-гранодиоритов. Верхний структурный ярус сложен вулканогенными и молассовыми образованиями, включая позднечетвертичные. Для вулканизма периода формирования верхнего яруса свойственны проявления как основного типа — базальты и андезито-базальты, так и кислого — липариты и игнимбриты. Интрузивный магматизм представлен субвулканическими телами и дайками пород формации гранодиорит-порфиров.

Продолжительность и интенсивность эффузивного и интрузивного магматизма обусловили широкое развитие зон и полей метасоматически измененных пород вдоль всей Центрально-Камчатской рудной зоны. В соответствии с многоактностью тектоно-магматической деятельности образование гидротермально измененных пород происходило в разное время, причем в период формирования каждого из трех структурных ярусов — по меньшей мере дважды: при накоплении вулканогенных образований и при завершении интрузивного магматизма, т. е. каждому структурному ярусу соответствует возрастная группа изменения пород — доолигоценовая, олигоцен-среднемиоценовая и плиоцен-четвертичная.

Несмотря на одновременность образования и генетическую связь измененных пород с различными плутоническими и вулкано-плутоническими комплексами, во всех возрастных группах встречаются почти одни и те же минеральные фации. Это позволяет предполагать, что физико-химические параметры метаморфизирующих растворов на всех этапах отличались незначительно. Поскольку во всех случаях растворы формируются в сходной обстановке, их различие вероятнее всего в составе и количестве «эндогенной» составляющей (в том числе и металлической нагрузки растворов), что убедительно доказывается О. Н. Егоровым для Южной Камчатки (1969).

Петрохимические различия между однотипными породами разного возраста выявляются только статистически, поэтому на практике для определения принадлежности их к той или иной возрастной группе могут быть использованы лишь прямые геологические признаки — в первую очередь взаимоотношение измененных пород и пород вышележащего яруса. Рудная минерализация в измененных породах разных возрастных групп отличается более существенно как в количественном, так и в качественном отношении. Например, в монокварцевых породах

средней (олигоцен-миоценовой) группы среднее содержание золота (в г/т) составляет 1,085 и серебра 2,947, а в группе молодых (плиоцен-четвертичных) — 0,364 и 1,325; в серицитовых кварцитах — 0,110 и 0,226, а среди молодых — 0,065 и 0,160; в адуляровых кварцитах 0,232 и 0,510, а в группе молодых — 0,005 и 0,005. Примерно таковы же соотношения содержаний золота и серебра и в других типах измененных пород. Сопутствующая минерализация также отличается: для средней группы характерно повышенное содержание меди, молибдена, свинца, висмута, бария и иногда кобальта, никеля и олова; для группы молодых образований — ртути, мышьяка, серы, сурьмы, стронция и незначительные содержания меди, цинка, свинца и некоторых других металлов.

Среди метасоматитов особое место занимают ортоклазовые, ортоклаз-биотитовые и ортоклаз-пироксеновые породы, встречающиеся только среди образований раннего этапа (кирганикская и шаромская площади). Кальевые метасоматиты отличаются интенсивной медной минерализацией, являющейся, на наш взгляд, наложенной. Медной минерализации сопутствует и золото-серебряная с довольно высокими содержаниями золота (0,471 г/т) и серебра (0,912 г/т).

Примечательна широкая зараженность золотом молодых образований при редких повышенных содержаниях, которыми отличаются только монокварцевые образования (обезвоженные и частично перекристаллизованные опалиты). Но и здесь они в 3—5 раз ниже, чем в монокварцитах олигоцен-миоценовой группы, образование которых связано с привнесом кремния и калия. Кроме того, во вторичных кварцитах среднего этапа наблюдается более широкий диапазон содержаний золота. В группе молодых кварцитов и пропилитов повышенные содержания чаще всего встречаются при развитии их на породах среднего структурного яруса.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что золотогенерирующими являются магматические образования среднего структурного яруса, с которым золотоносность олигоцен-миоценовых метасоматитов обнаруживает генетическое родство, в то время как концентрации золота в поздних образованиях возникли, видимо, при перетолжении золота, выщелоченного из пород среднего структурного яруса. Не исключено, что подобным же образом при образовании молодых измененных пород происходит перераспределение и других полезных компонентов, что совместно с наложением более поздней мышьяково-сурьмяно-ртутной минерализации маскирует специфику рудоносности доолигоценных и олигоцен-миоценовых метасоматитов. Следовательно, металлогеническая специализация различных участков Центрально-Камчатской рудной зоны оказывается в непосредственной связи с историей развития системы нарушений на этих участках, которая определила время проявления и локализацию как магматической деятельности каждого этапа, так и последующего изменения пород и рудоносности.

О РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ КОРТЛАНДИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ)

Г. Н. Старков

(ДВГИ)

Среди многочисленных гипербазит-габброндных интрузий особое место занимают кортландитовые комплексы, характеризующиеся интенсивной автотасоматической амфиболитизацией.

В пределах Южной Камчатки известны две структурно-фациальные зоны, резко отличающиеся литологическим составом и интрузивным магматизмом. Зона южной части Срединного хребта сложена существенно терригенными отложениями при резко подчиненном количестве эффузивного и пирокластического материала. Литологический состав и флишидность осадконакопления указывают на образование толщи в условиях миогеосинклинального режима. Зона Ганальского хребта представлена набором пород, типичных для эвгеосинклинали, и сложена эффузивно-осадочным материалом.

Изучение кортландитов и вмещающих их габброидов показало, что эти петрографические ассоциации, находясь в различных геоструктурных зонах, отличаются друг от друга рядом минералогических признаков. Эти особенности позволили выделить в пределах Южной Камчатки два самостоятельных кортландитовых комплекса: 1 — никеленосный кортландит-норитовый комплекс Срединного хребта; 2 — кортландит-габбро-норитовый комплекс Ганальского хребта.

1. **Никеленосный кортландит-норитовый комплекс Срединного хребта** представлен серией пластовых интрузий норитового состава. Их примечательная особенность — отсутствие расслоенности, свойственной никеленосным габброидам и широкое проявление автотасоматической амфиболитизации. Главнейшие породообразующие минералы: плагиоклаз (№ 43—62), ортопироксен ($f=18-47\%$), титанистый ($1,5-3\%$ TiO_2) паргасит ($f=25-40\%$). В меланократовых разностях появляется оливин (Fe_{20-22}). Почти полностью отсутствуют моноклинный пироксен. Химический состав норитов комплекса (30 анализов): $SiO_2 - 49,36$; $TiO_2 - 1,29$; $Al_2O_3 - 14,92$; $Fe_2O_3 - 2,60$; $FeO - 8,32$; $MnO - 0,16$; $MgO - 10,19$; $CaO - 7,46$; $Na_2O - 2,35$; $K_2O - 0,68$; $SO_3 - 0,98$; $P_2O_5 - 0,42$; п.п.п. — 1,88; $\Sigma - 100,61$. Общая железистость — 37%.

Широкое проявление автотасоматической амфиболитизации привело к образованию роговообманковых перидотитов — кортландитов, которые пространственно тяготеют к норитам и местами имеют с ними постепенные переходы. Кортландитам присущ почти тот же набор минералов с количественным преобладанием паргасита ($f=18-26\%$), бронзита ($f=15-20\%$) и оливина ($f=12-18\%$). Средний состав кортландитов (12 анализов): $SiO_2 - 44,43$; $TiO_2 - 0,82$; $Al_2O_3 - 7,83$; $Fe_2O_3 - 3,07$; $FeO - 8,65$; $MnO - 0,19$; $MgO - 24,36$; $CaO - 4,56$; $Na_2O - 1,10$; $K_2O - 0,72$; $SO_3 - 0,89$; $P_2O_5 - 0,27$; п.п.п. — 3,54; $\Sigma - 100,33$. Общая железистость — 21%.

Медно-никелевая минерализация представлена типичной для никеленосных месторождений ассоциацией пирротин — петландит — халькопирит, соотношение между которыми большей частью выражается как 7 : 2 : 1. Эта минерализация формировалась как в период становления массивов, так и в постмагматический этап. Начало ее образования соответствует стадии амфиболитизации. Богатство магмы летучими, вызвавшими амфиболитизацию, очевидно, благоприятно сказывалось на процессах рудоотложения, что подтверждается приуроченностью

медно-никелевой вкрапленности к кортландитам и зонам в норитах, обогащенных паргаситом.

2. Кортландит-габбро-норитовый комплекс Ганальского хребта представлен габброидным массивом в районе горы Юрчик, сложенным главным образом габбро-норитами. Морфология распространенных здесь тел кортландитов и их взаимоотношения с вмещающими габбро-норитами идентичны ранее описанному комплексу Срединного хребта. Различия сводятся к более широким колебаниям составов минералов и характера оруденения.

Главные порообразующие минералы габбро-норитов: плагиоклаз (№ 54—70), зеленая роговая обманка ($f=30-50\%$), бронзит ($f=25-33\%$), диопсид ($Fs=7-16\%$) и хризолит (в меланократовых разностях, Fa_{18-20}). Средний состав габбро-норитов (5 анализов): $SiO_2 - 46,14$; $TiO_2 - 0,91$; $Al_2O_3 - 17,08$; $Fe_2O_3 - 5,53$; $FeO - 7,19$; $MnO - 0,19$; $MgO - 7,82$; $CaO - 11,09$; $Na_2O - 2,34$; $K_2O - 0,30$; $P_2O_5 - 0,16$; п.п.п. — $0,86$; $\Sigma - 99,61$. Общая железистость — 47% .

Кортландиты сложены зеленой роговой обманкой ($f=30-40\%$), диопсидом ($Fs=5-10\%$), хризолитом ($f=17-18\%$), бронзитом ($f=20\%$). Химический состав кортландитов (6 анализов): $SiO_2 - 45,42$; $TiO_2 - 0,58$; $Al_2O_3 - 8,03$; $Fe_2O_3 - 3,69$; $FeO - 7,66$; $MnO - 0,22$; $MgO - 20,44$; $CaO - 10,80$; $Na_2O - 1,17$; $K_2O - 0,28$; п.п.п. — $1,32$; $\Sigma - 99,61$. Общая железистость — 23% .

Рудные минералы представлены магнетитом и, реже, титаномагнетитом. В единичных случаях известны находки сульфидов железа и меди. Связи между выделением рудных минералов и амфиболизацией не наблюдается.

Сравнение химических анализов двух комплексов выявляет ряд петрохимических особенностей. В первую очередь это относится к большей магнезиальности пород никеленосного комплекса и высокому содержанию кальция в одноименных породах из эвгеосинклинальных зон. Как следствие этого, амфиболы в первом комплексе менее железисты, в породах второго широко распространены клинопироксен. На диаграммах $CaO - MgO - FeO$ и $(Mg, Fe)O - CaO - Al_2O_3$ породы никеленосного комплекса Срединного хребта отличаются более высокой магнезиальностью и занимают поле расслоенных никеленосных интрузивов (Норильск, Становой хребет), в то время как породы кортландит-габбро-норитового комплекса характеризуются накоплением кальция в поздних дериватах. Анализ данных говорит о том, что кортландит-норитовый комплекс по составу исходной магмы и физико-химическим условиям формирования очень близок к никеленосным расслоенным интрузивам, тогда как кортландит-габбро-норитовый комплекс тяготеет к наиболее типичным представителям интрузивов подвижных зон — породам габбро-верлитовой формации.

Дополнительные сведения по рудной специализации пород двух комплексов были получены с помощью количественного спектрального анализа пород на никель, кобальт, медь, хром и ванадий. Средние значения этих элементов в габброидах Срединного и Ганальского хребтов, соответственно, составляют (в г/т): $Ni - 185$ и 150 , $Co - 65$ и 53 , $Cu - 77$ и 215 , $Cr - 260$ и 163 , $V - 124$ и 283 ; в кортландитах: $Ni - 457$ и 380 , $Co - 64$ и 71 , $Cu - 83$ и 150 , $Cr - 327$ и 169 , $V - 53$ и 118 .

Максимальное содержание никеля приходится на кортландиты и оливиновые нориты. Среднее содержание никеля в габброидах обоих комплексов превышает кларк его в основных породах (Виноградов, 1967). Вместе с тем среднее содержание никеля в кортландитах много ниже его кларка в гипербазитах.

Среднее содержание кобальта в габброидах двух комплексов выше кларка его в основных породах и много меньше — в гипербазитах. Со-

держание кобальта мало изменяется в широком диапазоне железистости пород комплексов.

Среднее содержание меди в габброидах превышает величину кларка для основных пород; при этом в габброидах Ганальского хребта эта величина выше, чем в габброидах Срединного хребта. В никеленосных кортландитах среднее содержание меди ниже кларкового в гипербазитах; в кортландитах Ганальского хребта эта величина превышает кларк. Отмечается слабое уменьшение содержания меди в породах поздних фаз.

По отношению к кларку хрома в габброидах среднее его содержание в норитах Срединного хребта выше, в габброидах Ганальской зоны — ниже. Кортландиты отличаются весьма низким содержанием хрома в сравнении с кларком его в гипербазитах. Последнее обстоятельство служит генетическим индикатором и показывает принадлежность кортландитовых комплексов к габброидной магме.

Ванадий характеризуется высоким содержанием в габброидах по сравнению с кортландитами, и в Ганальском хребте эта величина превышает кларковую.

Приведенный фактический материал показывает, что, несмотря на близость петрографического состава, кортландитовые комплексы резко отличаются друг от друга по условиям кристаллизации и рудоносности, которые зависят от положения интрузий в геологической структуре. В связи с этим кортландит-норитовые комплексы, локализующиеся в областях развития терригенных отложений (миогеосинклинальные зоны), могут быть перспективны в отношении медно-никелевого оруденения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Ю. Л. Неверов, А. Г. Малтизов

(СахКНИИ, СахГУ)

1. В пределах Курильской островной дуги выделяются две структурно-формационные зоны, отличающиеся характером и возрастом отложений, особенностями тектоники, магматизма и минерагении. Малокурильская зона приурочена к Малой Курильской гряде с ее подводным продолжением — хр. «Витязя», большекурильская зона — к Большой Курильской гряде.

2. Малая Курильская гряда сложена преимущественно верхнемеловыми отложениями, среди которых выделяются три свиты: матакотанская, представленная грубообломочными вулканогенными отложениями с прослоями шаровых и подушечных лав основного состава; малокурильская, сложенная толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже туфов; юрьевская, сложенная грубообломочными вулканогенными породами, преимущественно базальтового и андезитового состава.

На Большой Курильской гряде развиты отложения неогенового и четвертичного возраста. В неогеновом разрезе выделяются четыре серии: среднепарамуширская (N_1^1), сложенная в основном грубообломочными вулканогенными породами основного и кислого состава; курильская (N_1^1-2), представленная преимущественно песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов, брекчий, липаритовых и дацитовых туфов; итурупская (N_1^2-3), в нижней части сложен-

ная опоквидными породами с прослоями туфов, а в верхней — грубообломочными вулканогенными отложениями основного состава; утесная ($N_1^3 - N_2$), представленная в нижней части пемзосодержащими осадочными породами, выше сменяющимися основными грубообломочными вулканогенными образованиями. Четвертичные отложения в основном сложены вулканическими породами, среди которых преобладают андезиты и андезито-базальты.

3. Малокурильская зона в структурном отношении — полого падающая на ЮВ моноклираль, осложненная продольными и поперечными разрывами, среди которых выделяются поперечные сдвиги с амплитудой горизонтального перемещения свыше километра.

Структура Большой Курильской гряды большинством исследователей рассматривается как горст-антиклинорий, причем складчато-глыбовое строение этой зоны определяется сочетанием складчатых форм с разломами северо-восточного (продольные) и северо-западного (поперечные) простирания. Следует подчеркнуть, что ведущая роль в распределении неогеновой минерализации принадлежит продольным разломам, а рудные узлы нередко приурочены к зонам пересечения продольных разломов с поперечными (Валентиновское, Прибрежное и другие рудопроявления).

4. На Малой Курильской гряде выделяются спилито-диабазовая и андезитовая вулканические формации. К переходной эффузивно-интрузивной трахибазальтовой формации относятся силлы, широко развитые среди отложений малокурильской свиты. Интрузивные породы слагают ряд пестрых по составу тел, относящихся к габбро-пироксенит-дунитовой формации.

В пределах Большой Курильской гряды выделяются спилито-кератофировая андезитовая (эффузивные) и габбро-плагиогранитная (интрузивная) формации.

5. В соответствии с возрастным делением магматизма в пределах Курильской островной дуги намечаются три металлогенических этапа: верхнемеловой, ниже-среднемиоценовый, плиоцен-четвертичный. Возможно, начало третьего этапа относится к верхнему миоцену.

Ранний этап характерен для малокурильской, а второй и третий — для большекурильской зон. Для раннего этапа сколько-нибудь значительные рудопроявления не известны. Обнаружены лишь минеральные скопления самородной меди в цементе подушечных лав спилито-диабазовой формации. Медь сопровождается цеолитами и апофиллитом. С этим же магматическим комплексом связаны проявления марганца, представленные небольшими скоплениями родохрозита, пиролюзита и других минералов марганца совместно с кварцем, кальцитом и пр. В габброидах изредка встречаются титаномагнетиты.

Второй этап рудообразования связан с магматическими породами спилито-кератофировой и габбро-плагиогранитной формаций, причем выделяются три типа проявлений эндогенной рудной минерализации: медно-полиметаллический колчеданный, золото-серебряный и медно-полиметаллический жильный. Первый тип приурочен к образованиям спилито-кератофировой формации, образует ряд рудопроявлений на островах Уруп и Кунашир. Золото-серебряная минерализация и медно-полиметаллические рудные жилы парагенетически связаны с габбро-плагиогранитными интрузиями и встречаются на Кунашире, Итуруп, Уруп и Парамушире.

Третий этап рудообразования следует рассматривать как незавершенный, поскольку процессы формирования руд в ряде мест продолжаются и в настоящее время. Для этого этапа характерно образование поверхностных и приповерхностных серных, реже мышьяковых руд,

а также колчеданов, сопровождающихся минеральными проявлениями киновари, халькозина, ковеллина, барита, гипса. Известны также рудопроявления молибдена и меди, связанные с молодым вулканизмом.

ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ О. ИТУРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Е. Д. Петраченко

(ДВГИ)

На острове известно несколько рудопроявлений в породах четвертичного, плиоценового и миоценового возраста на охотском и тихоокеанском побережьях. По морфологическим признакам, составу, характеру вмещающих пород и вторичным изменениям их можно разделить на четыре типа: 1) жильный медно-колчеданный; 2) жильный медно-полиметаллический; 3) кварц-молибденовый жильный; 4) серно-колчеданный массивный.

Медно-колчеданный жильный тип представлен рудопроявлением Катюша. Оруденение выражено серией жил с сульфидами. Это преимущественно жилы с пиритом и халькопиритом мощностью от первых сантиметров до 10—15 см. Они образуют густую сеть типа штокверка в окварцованных и серицитизированных дацитах. Минерализация прослеживается вдоль береговой полосы на расстояние около 500 м. На периферии медные руды сменяются существенно пиритовыми. Меняется в этом же направлении и характер вторичных изменений. Окварцевание и сульфидизация постепенно переходят в эпидот-хлоритовые изменения. На северо-западном продолжении рудной зоны установлена золото-кварцевая минерализация. Возраст пород, вмещающих жилы, — миоценовый.

Полиметаллические рудопроявления наиболее распространены. К ним относятся Горбушинское, Чистореченское и Рудниковое. Первые два связаны с эффузивами и туфами плиоценового возраста, а третье расположено в контактовой зоне штока гранодиоритов, возраст которого предположительно миоценовый.

Горбушинское рудопроявление расположено в зоне широтного разлома среди пропилитизированных (с хлоритом и карбонатом) андезитов и туфов. Две кварцево-рудные жилы мощностью от 2 до 5 см содержат вкрапленность и гнезда сфалерита, галенита, пирита и халькопирита. Они рассекаются прожилками кварца с сульфидами железа. Вторичные изменения выражены хлоритизацией и серицитизацией пород. На некотором удалении от рудных жил в зонах разлома наблюдаются линзовидные тела вторичных кварцитов, слабо сульфидизированные.

Для Чистореченского рудопроявления характерно широкое развитие в плиоценовых андезитах кварц-сульфидных жил мощностью до 5 см. Среди сульфидов преобладают галенит и сфалерит. На северном фланге рудного поля, которое протягивается на расстояние 1,5 км, появляются жилы с опалом и пиритом. Отложение гематита в полостях и трещинах сменялось затем пиритом. Геологическая обстановка указывает на образование рудных тел в условиях мелководной среды при

меняющихся физико-химических параметрах (рН, Eh). Вмещающие породы окварцованы, хлоритизированы, карбонатизированы. В южной части поля по серии субширотных разломов отмечается образование вторичных кварцитов с гипсом и мельниковитом. Иногда возникают массивные сульфидные залежи. Процесс рудоотложения продолжался длительное время.

Рудопроявление Рудниковое связано с интрузивом гранодиоритов и диоритов, апикальная часть которого еще только вскрывается. Рудная минерализация размещается как в интрузивных, так и во вмещающих породах — кислых туфах и дацитах. В плагиогранитах и кварцевых диоритах вкрапленность сфалерита, галенита и халькопирита приурочена к зонам окварцевания мощностью до 1,5—2 м. В зальбандовых частях их проявляется слабое скарнирование — актинолитизация, образование прожилков граната, эпидота.

Во вмещающих хлоритизированных вулканитах установлены прожилки карбонат-галенитового состава и вкрапленность сульфидов. Вдоль отдельных тектонических зон они окварцованы и содержат биотит. По характеру вторичных изменений, сопровождающих руды, описанные рудопроявления имеют много общих черт с медно-порфировыми месторождениями Филиппин, Японии, США и других регионов. Однако в отличие от последних среди рудных компонентов здесь преобладает галенит, что, возможно, связано со слабой эродированностью зон изменения и рудных тел.

Кварц-молибденовое оруденение нижнечетвертичного (?) возраста в хребте Буревестник приурочено к центральной части крупной кальдеры, где располагается сложный по составу экстрезивный купол. Последний развивался длительное время и состоит из диоритовых порфиритов, которые сильно переработаны газо-гидротермами, и более молодых оливинсодержащих андезито-дацитов. Связь между оруденением и экстрезивией подчеркивается высоким содержанием молибдена в диоритовых порфиритах и андезито-дацитах. Кроме кварца и молибденита, в жилах присутствует пирит и слюда. Взаимоотношения рудных жил и вмещающих сероносных пород указывают на низкотемпературный режим рудоотложения (в пределах 90—120°).

Серно-сульфидный тип оруденения на о. Итуруп представлен залежами массивных серно-сульфидных руд в андезитах, превращенных во вторичные кварциты. Они связаны с активными и потухшими вулканами.

Краткая характеристика рудопроявлений показывает, что по металлогеническим особенностям о. Итуруп не является чем-то особенным среди островов южной группы. Здесь устанавливается разнообразная рудная минерализация — от наиболее древних нижне-среднемиоценовых вулканических комплексов до четвертичных. Нет пока оснований утверждать стерильность среднемиоценовых вулкаников в отношении руд, как это подчеркивают некоторые авторы (Дуничев и др., 1970). Скорее наоборот, этот промежуток времени характеризуется интенсивной гидротермальной деятельностью.

Особенностью рудных полей о. Итуруп является развитие метасоматических тел вторичных кварцитов, что может свидетельствовать о близкой поверхности рудоотложения. Слабая эродированность интрузий, относящихся к габбро-плагиогранитной формации, позволяет рассматривать их как благоприятные для обнаружения скрытых медных и медно-полиметаллических рудных тел. Наконец, следует указать, что некоторые рудопроявления острова формировались в условиях водной среды. Резкие колебания окислительно-восстановительного потенциала вызывали сначала отложения окислов железа, а затем сульфидов.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ТЕРРИТОРИИ САХАЛИНА И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

И. И. Гриценко

(Сах. ГУ)

В эвгеосинклинальной зоне Сахалина выделяется Внешний (Восточно-Сахалинский) офиолитовый пояс, с которым совпадает пространственно металлогеническая зона, включающая проявления хромитов и титаномагнетитов. Внешний офиолитовый пояс складывается образованием двух формаций: гипербазитовой и габбро-перидотитовой. Внедрение интрузий гипербазитовой формации контролировалось глубинными разломами первого порядка, тогда как интрузии габбро-перидотитовой формации внедрялись вдоль глубинных разломов второго порядка. С каждой из этих формаций связан свой металлогенический район. В настоящее время выделяются Восточно-Шмидтовский и Восточно-Сахалинский хромитоносные районы.

Восточно-Шмидтовский хромитоносный район приурочен к участкам развития интрузивных образований гипербазитовой формации, представленных существенно магнезиальными ($f < 10\%$) породами ультраосновного ряда, характеризующимися повышенными содержаниями таких элементов, как хром, никель, осмий, иридий, ванадий. В распределении этих элементов в интрузивных телах наблюдается ряд закономерностей.

Рудопроявления хромитов, встречающиеся среди пород этой формации, приурочены, как правило, к зоне переслаивания дунитов и перидотитов и относятся по составу к магнохромитам. С Восточно-Шмидтовским районом связаны основные перспективы обнаружения промышленных месторождений металлургических хромитов.

Восточно-Сахалинский хромитоносный район включает участки развития интрузивных образований габбро-перидотитовой формации. Интрузивы этой формации характеризуются дифференциацией и объединяются в три группы, различные по составу и петрохимическим особенностям. Отношение $Mg : Fe$ в породах изменяется от первой группы к третьей от 4—6 до 9—10. Для пород габбро-перидотитовой формации этого района свойственны повышенные содержания хрома, никеля, кобальта, железа, титана, ванадия, меди, платины, палладия. Рудопроявления хромитов, встречающиеся в этом районе, приурочены к дунитам и сложены магнезиально-железистыми разновидностями хромитов. С тонкодифференцированной зоной габбро-перидотитов связаны проявления вкрапленных титаномагнетитовых руд.

Неотектонические движения и эрозия способствовали формированию в пределах Внешнего офиолитового пояса экзогенных рудопроявлений, расположенных среди современных прибрежно-морских отложений. При этом с интрузивами гипербазитовой формации связаны хромитовые россыпи, в то время как с интрузивами габбро-перидотитовой — хромит-ильменитовые.

В пределах Курильской гряды к внутренней (вулканической) дуге приурочены многочисленные россыпные месторождения и проявления ильменита и магнетита. Размещение прибрежно-морских и морских (донных) россыпей обусловлено литологическим составом пород андезитовой формации, участвующих в строении внутренней дуги. В зависимости от литологического состава пород — источников обломочного материала — выделяются три типа россыпей; при этом наиболее богатые и крупные россыпи локализованы вблизи выходов в береговую зону моря пемз и пемзовых туфов.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ САХАЛИНА

Д. П. Жижин, В. П. Клюев, А. Г. Малтизов, В. С. Рождественский,
И. И. Тютрин, Г. Р. Янец

(Сах. ГУ)

Основные черты геологического строения и металлоносности Сахалина определяются его положением в пределах Японо-Охотской геосинклинальной области. Высокая сейсмичность острова в четвертичный период обусловила сложное геоморфологическое развитие территории и широкое разнообразие в образовании россыпей.

Металлоносность Сахалина изучена крайне слабо, так как многие десятилетия основное внимание уделялось в первую очередь поискам и разведке нефти, газа, каменного и бурого угля. Некоторые сдвиги в изучении металлоносности острова произошли в последнее десятилетие, когда были начаты крупномасштабные съемки и поиски в потенциально металлоносных районах: Восточно-Сахалинских горах, на п-ове Шмидта, в Таулан-Армуданском хребте и на Тонино-Анивском п-ове.

В геологическом строении Сахалина принимают участие разнообразные терригенные, кремнисто-карбонатные и вулканогенные образования палеозойского, мезозойского и кайнозойского периодов, слагающие три структурно-формационных комплекса: палеозойский — ранне-мезозойский, мезозойский и мезо-кайнозойский. Первый из них отвечает начальной стадии развития Хоккайдо-Сахалинской геосинклинали, второй — главной геосинклинальной, последний — завершающей (послеинверсионной) стадиям. Каждый из комплексов характеризуется специфическим структурно-тектоническим планом, своеобразием магматической деятельности и сопровождающей эндогенной минерализации. Отложения всех комплексов собраны в складки в основном северо-северо-западного направления и прорваны разновозрастными интрузиями разного состава.

Общей закономерностью пространственного размещения рудной минерализации на Сахалине является, по-видимому, связь его с системой разломов, ограничивающих различные по подвижности блоки фундамента. Разломы глубинного заложения представлены долгоживущими и сложнопостроенными зонами шириной несколько километров и служат магмо- и рудоподводящими каналами. Рудопроявления обычно располагаются вблизи тектонических узлов, образуемых на пересечении субширотных и субмеридиональных тектонических зон. К этим узлам приурочены эруптивные центры и интрузивные массивы как выходящие на поверхность земли, так и скрытые, фиксируемые цепочками магнитных аномалий. Для этих же участков свойственно присутствие многочисленных сближенных разрывов субширотного, северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений.

Палеозойские — раннемезозойские образования в основном распространены в центральной и юго-восточной частях Сахалина и представлены разнообразными метаморфическими сланцами с прослоями и крупными линзами кварцитов, мраморов и мраморизованных известняков. Магматические породы этого периода представлены секущими телами раннемеловых спилитов, диабазов, порфиритов и штоками, дайками и жилами позднемеловых — палеогеновых гранитоидов (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и их порфиоровые разности, аплиты, редко пегматиты). С интрузиями гранитоидов связаны рудопроявления и россыпи золота, вольфрама и предположительно серебра. Практическое значение в настоящее время имеют лишь современные аллювиальные россыпи золота долинного типа в Восточно-Сахалинских горах.

Породы мезозойского комплекса развиты в северо-восточной, центральной и южной частях острова. Они представлены терригенными, кремнисто-карбонатными и вулканогенными образованиями юрского — раннемелового возраста, к которым приурочены меловые интрузии гипербазитов и позднемеловые интрузии различных порфиров. С интрузиями связаны рудопроявления хромитов, никеля, кобальта, ртути, золота, шлиховые проявления платиноидов, колчеданные рудопроявления меди и полиметаллов. Первоочередной интерес для постановки поисковых работ имеют рудопроявления хромитов, ртути и золота.

Мезо-кайнозойские образования слагают всю западную часть острова и узкую полосу вдоль юго-восточного побережья. Это терригенные, кремнисто-карбонатные и вулканогенные образования верхнего мела и нормально-осадочные, реже вулканогенные отложения палеоген-неогенового возраста. Интенсивно проявленный магматизм на площади развития пород комплекса представлен формациями, характерными для заключительных стадий развития геосинклиналей: ранне-среднемиоценовыми андезито-базальтами, позднемиоценовыми — раннеплиоценовыми трахиандезитами и щелочными оливино-базальтами, плиоценовыми базальтами. С магматическими породами ассоциируют ореолы рассеяния титана, бария, стронция, меди, ванадия, кобальта, бериллия, марганца, циркония. С мелкими интрузиями среднего и щелочного состава связана золото-сульфидно-кварцевая и золото-ртутно-полиметаллическая минерализация. Практически ценность рудопроявлений не ясна. Рудопроявления золота и ртути сопровождаются шлиховыми ореолами в современных аллювиальных и элювиально-делювиальных отложениях. Шлиховые ореолы золота могут представлять практический интерес для дальнейшего изучения.

Большое практическое значение в области могут иметь прибрежно-морские и донные россыпи хромита и хромит-ильменита (на Охотском побережье п-ова Шмидта, Восточно-Сахалинских гор и в заливе Терпения), ильменито-магнетита (залив Анива, юго-западное побережье Сахалина), золота совместно с цирконом, касситеритом, ильменитом (северо-западное побережье острова).

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

Д. Ф. Семенов

(Южно-Сахалинская ГРЭ)

1. На территории Западно-Сахалинских гор выделяются четыре магматические формации: ранне-среднемиоценовая андезито-базальтовая, позднемиоцен-раннеплиоценовая, щелочная, оливино-базальтовая и плиоценовая базальтовая.

2. Магматические ассоциации изученной территории сформировались в конечные этапы альпийского тектоно-магматического цикла, в позднегеосинклинальную стадию. Для Западно-Сахалинских гор главной была «сахалинская» фаза складчатости, проявившаяся в конце плиоцена — начале плейстоцена. Поэтому все магматические формации района следует считать доскладчатыми. Основной закономерностью

пространственного размещения магматических ассоциаций является приуроченность их к зоне Западно-Сахалинского разлома глубокого заложения.

3. Магматические породы ранне-среднеиоценовой андезито-базальтовой формации характеризуются повышенными (по сравнению с кларками) содержаниями меди, кобальта и ванадия и пониженными титана, бария и стронция. Наиболее высокие концентрации меди и ванадия зафиксированы в вулканических породах. К ним приурочены колчеданные рудопрооявления.

4. Породы трахиандезитовой формации отличаются повышенными содержаниями стронция, кобальта, галлия, пониженными — марганца, титана, бария, меди, никеля и циркония. В вулканических породах формации установлены рудопрооявления колчеданного типа.

5. Проявлением металлогенической специализации щелочной оливино-базальтовой формации являются повышенные (по сравнению с кларками) содержания титана, кобальта, хрома и пониженные — марганца, бария, циркония. В породах этой формации обнаружены рудопрооявления титана. К интрузивам тяготеют геохимические аномалии кобальта.

6. Эффузивные и субвулканические породы базальтовой формации имеют повышенные величины кобальта и стронция, пониженные марганца, бария, титана, ванадия. В образованиях этой формации установлены рудопрооявления стронция.

7. В большинстве случаев отмечается совпадение повышенных содержаний ряда металлов в магматических породах и связанных с ними гидротермальных образованиях. Общими металлогеническими особенностями магматических пород Западно-Сахалинских гор являются повышенные содержания кобальта и пониженные марганца и бария.



**Х. Геология и металлогения
рудных районов Приморья
и Приамурья**

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАК ОДИН ИЗ КРИТЕРИЕВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ

Г. П. Воларович, Э. Б. Русанов

(ЦНИГРИ)

1. В настоящее время в результате многочисленных геологических исследований (Воларович, 1961, 1962, 1969; Исох, 1965, 1967; Радкевич, 1962, 1965 и др.) разработаны основные критерии генетической и пространственной связи золоторудной и оловорудной минерализации, развитой на территории Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов Приамурья, с определенными магматическими формациями и структурными особенностями региона.

2. Главные элементы связи — блоковое строение, региональные глубинные разломы, с опережающими их разрывными нарушениями более мелкого порядка, определенные интрузивные серны, гидротермально измененные породы и некоторые другие находят отражение в геофизических полях и, как показывает анализ последних, тесно связаны с особенностями глубинного строения земной коры.

3. Проведенная комплексная интерпретация региональных геолого-геофизических данных (структурно-формационные, структурно-металлогенические и другие карты, карты аномалий силы тяжести, магнитного поля — T — и др.) включала осреднение гравитационных и магнитных полей, вычисление локальных аномалий, вычисление розы аномалий Δq и ΔT , расчет верхних и нижних кромок аномальных объектов и элементов их залегания, изучение физических свойств пород, выяснение взаимосвязей химического состава интрузивных образований с наблюдаемыми над ними магнитными аномалиями, расчет глубинного разреза земной коры региона методом подбора.

4. В результате интерпретации региональных геолого-геофизических данных выявлено наличие на изучаемой территории трех крупных областей с различным строением земной коры, а в их пределах — глубинных структурных блоков, связанных с различной мощностью гранитного слоя (рельеф границы Конрада). В зависимости от прогибания или поднятия границы Конрада блоки насыщены продуктами магматизма кислого или среднего — основного состава (блоки относительной «гранитизации» и относительной «базификации», в понимании Э. Н. Лишневого, 1965).

Области с различным строением земной коры, как и блоки относительной «базификации» и «гранитизации», разделены зонами горизонтальных градиентов Δq , отражающими скрытые глубинные разломы. Проведенные исследования показывают, что выявленные глубинные структуры наложены на общий план геосинклинальной складчатости и связаны скорее всего с процессами неотектонического этапа

развития региона, начало которого предположительно (Николаев, 1960) датируется концом Мз — началом Кз.

5. Намечается определенная пространственная связь выявленных глубинных структурных элементов с размещением оловорудной, золоторудной и некоторых других типов минерализации. Первая связана с областью резко увеличенной мощности земной коры (Баджало-Мяо-Чанский и Верхне-Удоминский районы), вторая — с резко уменьшенной мощностью гранитного слоя (Удыльский, Тумнинский, Пильдо-Лимурийский, Нижне-Амурский, Амгунь-Почельский районы). К области с промежуточным типом коры в целом и гранитным слоем тяготеет ртутная минерализация.

6. На основе интерпретации региональных геолого-геофизических данных составлена структурно-металлогеническая схема с элементами глубинного строения, скрытыми и известными региональными нарушениями и интрузивными образованиями. Эта схема расширяет перспективность рассматриваемой территории, в частности, на золотоносность.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ

С. Ф. Усенко

(ДВИМС)

1. Основная промышленная оловоносность Приамурья связана с мезозойским циклом геосинклинального развития Сихотэ-Алинской складчатой области.

2. В развитии мезозойского тектоно-магматического цикла выделяются четыре основные стадии: а) раннегеосинклинальная (поздне-триасово-среднеюрская); б) инверсионная или предорогенная (поздне-юрско-валанжинская); в) орогенная, подразделяющаяся на две подстадии — раннеорогенную (баррем-раннесенонскую) и позднеорогенную (позднесенон-палеогеновую); г) посторогенная (неоген-антропо-геновая).

3. В ходе развития цикла от стадии к стадии изменяются формы тектоно-генетических структур с последовательным разрастанием их площадных размеров от узких трогов, соответствующих первой стадии, через прогибы и депрессии второй и третьей стадий, до обширных вулканических покровов конечной стадии, определяющей условия тектонического покоя и стабилизации горно-складчатых сооружений.

4. В соответствии с эволюцией структур изменяется и состав выполняющих их геологических формаций от аспидной, вулканогенно-терригенной и флишоидной, характеризующих геосинклинальные трог, через преимущественно флишоидные — инверсионные и нижнюю (морскую) и верхнюю (континентальную) молассы и субаэральные вулканы (орогенные), до рыхлых осадочных и базальтовых посторогенных покровных образований. При этом от первой ко второй стадии последовательно убывает роль геосинклинального магматизма и возрастает роль терригенной составляющей, а начиная с третьей стадии — столь же последовательно возрастают туфогенные продукты в морских

осадках, что на позднеорогенной подстадии завершается формированием субэаральных покровов.

5. В направлении от первой к третьей стадии состав геологических формаций все более уклоняется в сторону сиалического типа. На посторогенной стадии условия резко меняются. Проявляется существенно базальтоидный магматизм, близкий геосинклинальному, что подчеркивает завершенность тектонического цикла.

6. Складчатые образования, сложенные геосинклинальными формационными комплексами, в мезозойской складчатой зоне занимают фронтальное восточное положение, тогда как образования орогенной стадии развития, в том числе разломы и магматизм, «отстают» от них и располагаются в тыловой (западной) раме геосинклинальных трогов, сложенной более ранними складчатыми комплексами.

7. Магматические процессы в различных формах и объеме проявляются в течение всей истории становления мезозойд и подчинены стадийному развитию цикла. В соответствии с этим намечаются четыре формационные группы комплексов: а) раннегеосинклинальная спилито-диабазовой и гилербазит-габбровой формаций; б) инверсионная габбродиорит-гранодиоритового и высокоглиноземисто-гранитового типа; в) орогенная, наиболее продуктивная липарито-гранитоидная эффузивно-интрузивная и г) посторогенная базальтовая и щелочно-базальтовая.

8. В ходе стадийного развития мезозойд, ведущего к увеличению мощности коры и возрастанию роли осадочных формаций сиалического типа, последовательно эволюционируют и магматические формации от основных и ультраосновных на ранней стадии, до умеренно кислых, кислых и субщелочных интрузивных и эффузивно-интрузивных — на средней и завершающей стадии орогенного развития складчатой зоны мезозойд. На посторогенной стадии происходит активизация подкоровых источников магмы и резкая смена гранитоидного магматизма базальтоидным. Стадийная эволюция магматизма подчеркивается также отчетливой сменой характера эндогенной минерализации, связанной с разностадийным магматизмом.

9. С каждой стадией цикла магматические образования, отставая от прогибов и локализуясь в геоантиклинальных структурах или жестком обрамлении рамы, все больше удаляются от зон ортогеосинклинальных трогов, занимающих фронтальное положение. Эта закономерная тенденция развития, наиболее ярко проявляющаяся на орогенной стадии продуктивного гранитоидного магматизма, приводит к образованию наложенных разломно-магматических структур — главных носителей эндогенного оруденения.

10. На территории Приамурья выделяются две основные рудно-магматические структуры, именуемые Хингано-Охотским и Сихотэ-Алинским поясами. Эти геоантиклинальные внескладчатые структурные образования имеют неоднородное строение. На южных флангах они характеризуются наибольшей мощностью коры, преобладанием гранитоидных комплексов калиевого типа и доминирующей ролью связанной с ними оловоносности. На северных флангах (Приохотье и Нижнее Приамурье) в условиях коры, отличающейся относительно большими плотностными характеристиками и повышенными значениями гравитационного поля, преобладают гранитоидные образования натровой ветви, с которыми связана преобладающая золотоносность. Хингано-Охотский пояс сформирован на субплатформенном основании и в этой связи близок категории дейтероорогенных (Боголепов, 1968) или эпиплатформенных (Ханн, 1964) орогенических структур. Сихотэ-Алинский пояс в возрастном и геологическом отношении тесно связан со своим субстратом, представляя пример протоорогенных или эпигеосинклинальных орогенических структур.

11. Геологические особенности двух главнейших рудоносных поясов Приамурья обуславливают и те типические черты, которыми отличаются их оловорудные районы и месторождения. Это отличие определяет особенности структур рудных полей и месторождений, поскольку нельзя отрицать связи и влияния региональных структур со структурами малых форм — главными рудолокализаторами. Несомненны также отличия состава месторождений этих поясов. Изложенные геологические особенности рудоносных поясов Приамурья, а следовательно, и их рудных районов и месторождений следует учитывать при поисково-оценочных работах.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПРИАМУРЬЯ, ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НА ГЛАВНЕЙШИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Е. Б. Бельтнев, М. Г. Золотов, В. В. Онихимовский,
И. А. Плотников, И. И. Шапочка**

(ДВТУ)

1. В Приамурье выделяются три главнейших геоструктурных элемента: Сибирская платформа, Глыбовая зона Становика-Джугджура и Восточно-Азиатская складчатая область, которым присущи свои минерагенические особенности.

2. В составе фундамента платформы обособляются: Алданский щит (А) и ряд более мелких выступов (Pt_1), в платформенном чехле — валы и погружения (Pt_2 — Pz_1). В первых профилируют досреднепротерозойские эндогенные и метаморфогенные проявления руд черных и редких металлов, во вторых — позднепротерозойские и раннепалеозойские экзогенные руды черных металлов, горючие полезные ископаемые (нефть) и эндогенные проявления цветных, редких и благородных металлов. Угленосность и золотоносность на платформе проявлена в мезокайнозойских наложенных структурах. Значительные седиментационные паузы при формировании чехла, сопровождавшиеся глубокими размывами с образованием кор выветривания, выдвигают платформу в число перспективных для поисков бокситов и древних россыпей золота.

3. Глыбовое строение зоны Становика-Джугджура обусловлено наличием глыбовых поднятий архейского фундамента в раннепротерозойском структурном комплексе, выполняющем глыбовые погружения. Металлоносность архейских глыбовых поднятий выражена эндогенными и метаморфогенными проявлениями руд черных, цветных и редких металлов. В раннем протерозое развиты слюдоносные пегматиты, нематаллические ископаемые и железорудные и марганцовые месторождения. Различие минерагении подчеркивается и на мезозойском этапе: глыбовым поднятиям присущи главным образом эндогенные, а погружениям — экзогенные проявления золота, в том числе и кайнозойские россыпи. Весьма интересны зоны сочленения глыбовых поднятий и погружений, контролируемые палеозойские и мезозойские эндогенные проявления цветных металлов. Именно в них возможно выявление древних конгломератов, несущих золотую минерализацию.

4. Восточно-Азиатская складчатая область в Приамурье включает: а) Юдомо-Майскую зону переходной складчатости, б) Буреинский мас-

сив, в) Амуро-Охотскую складчато-глыбовую ветвь, г) Сихотэ-Алинскую складчатую ветвь, д) Охотскую, Удскую и Прибрежную ветви Восточно-Азиатского вулканогенного пояса.

а) Зона переходной складчатости возникла на месте перикратонных прогибов ($Pt_2 - C_1$). Седиментогенные формации, выполняющие прогибы, содержат докембрийские экзогенные проявления черных металлов (Mn, Fe). Как и в платформенном чехле, здесь возможны скопления бокситов и фосфоритов. В местах, где развиты мезозойские интрузии гранитоидов, отмечаются эндогенные проявления цветных и благородных металлов.

б) Главнейшая специфика Бурейского массива — широкое развитие гранитов, в которых заключены различных размеров останцы доверхнепротерозойского фундамента и верхнепротерозойско-среднепалеозойской кровли. По времени консолидации выделяются три блока массива: ранне-, средне- и позднепалеозойские, на которые наложены прогибы ($Pz_2 - Mz_1, Mz$), вулканоплутонические зоны (Mz_2) и впадина ($Mz_3 - Kz$). В останцах фундамента локализуются метаморфогенные проявления графита и алюминия, эндогенные проявления редких, цветных и благородных металлов. С останцами кровли связаны основные экзогенные месторождения черных металлов, строительных материалов, горнометаллургического сырья, а также эндогенные месторождения брусита и полиметаллов. В наложенных прогибах и впадине содержатся экзогенные строительные материалы, горнометаллургическое сырье и горючие ископаемые. В них могут быть выявлены докайнозойские россыпи золота. Вулканоплутонические зоны характеризуются четко выраженным либо золотым, либо оловянным орудением, которому сопутствует алунитовая и флюоритовая минерализация.

в) Складчато-глыбовое строение Амуро-Охотской ветви обусловлено чередованием горст-антиклинорий ($Pt_2 - Pz_1$) и грабен-синклинорий ($Pz_2 - Pz_3$ и $Pz_3 - Mz_1$), разделенных протяженными разломами. На них наложены прогибы (Mz), вулканоплутоническая зона (Mz_3) и впадина ($Mz_3 - Kz$). К горст-антиклинориям приурочены выходы докембрийского фундамента с раннепротерозойскими эндогенными проявлениями руд черных, цветных и редких металлов. В горст-антиклинориях профилируют раннепалеозойские вулканогенно-осадочные руды черных металлов и фосфора, мезозойские эндогенные и кайнозойские экзогенные месторождения золота. В грабен-синклинориях развиты среднепалеозойские экзогенные проявления строительных материалов, горнометаллургического сырья, черных металлов и фосфоритов, а также мезозойские эндогенные проявления редких, цветных и благородных металлов и кайнозойские россыпи золота. В наложенных и приразломных прогибах наибольшее значение имеют мезозойские проявления и кайнозойские россыпи золота, а во впадине, кроме того, горючие полезные ископаемые и строительные материалы. В вулканоплутонической зоне отчетливо проявлена молибденоносность гранитоидов.

г) Сихотэ-Алинская складчатая ветвь представляет собой чередование антиклинорий ($Pz_2 - T_2$) с выступами докембрийского фундамента в центральных частях и синклинорий ($T_3 - Cг_2$). Последние на погружении ветви, в Нижнем Приамурье, разделены приразломными поднятиями, сложенными домезозойскими породами. К орогенным и постороженным структурам относятся вулканоплутонические зоны ($Cг - Pq$) и наложенные впадины ($Pq - Q$). Минерагенция антиклинорий и выступов фундамента характеризуется высокотемпературными проявлениями цветных, редких и благородных металлов, с которыми ассоциируют кайнозойские россыпи золота и касситерита, а также экзогенными месторождениями руд черных металлов. В зонах сочленения

антиклинорий с синклинориями локализуются оловянные, олововольфрамовые и полиметаллические месторождения и проявления, а в центральных частях синклинорий — золотые. Отчетливо золотоносными структурами представляются приразломные поднятия. Вулкано-плутонические сооружения олово- и молибденоносны. Часть их, по-видимому, будет представлять интерес на золото и ртуть. В наложенных впадинах проявлены горючие полезные ископаемые и строительные материалы.

д) Многообразна минерагения ветвей Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В Охотской ветви развиты позднемезозойские эндогенные проявления золота, полиметаллов и боратов, а также россыпи золота; в Удской ветви пока обнаружены только среднемезозойские проявления алунита и молибдена. Наиболее богата полезными ископаемыми Нижне-Амурская часть Приморской ветви, где изучены крупные месторождения алунитов и золота. В целом эта ветвь представляется перспективной на полиметаллические, медно-молибденовые, оловянные и вольфрамовые руды.

5. Большую роль в геоструктурном развитии играли глубинные разломы. Закладываясь и развиваясь на всех этапах, они служили проводниками магматических расплавов, эманаций и гидротерм и тем самым определяли пространственное размещение эндогенной минерализации. Одни из них многометалльны, другие четко специализированы на ртуть, золото и другие металлы.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИАМУРЬЕ В СВЕТЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Э. Н. Лишнеvский

(ИМГРЭ)

В последние годы появляется все больше исследований, где отмечается существование связей между зональностью гравитационного поля и особенностями размещения эндогенной минерализации. Изучению этой проблемы в Приамурье посвящены работы Б. А. Андреева, В. Н. Белогуба, Э. Н. Лишнеvского, И. И. Шапочки и ряда других геофизиков и геологов.

Более конкретные результаты по сравнению с предыдущими исследованиями получены при рассмотрении закономерностей распределения точек минерализации отдельных элементов в интервалах поля локальных аномалий силы тяжести с применением критерия К. Пирсона. При этом большинство элементов избирательно концентрируется в определенных интервалах гравитационного поля. Повышенные концентрации проявлений олова и вольфрама приурочиваются к локальным минимумам, золота и ртути — к положительным аномалиям. Некоторые другие элементы сосредоточиваются в поле локальных аномалий малой напряженности.

Сравнение характера распределения рудопроявлений и месторождений с локальными аномалиями, вычисленными с различными параметрами трансформации, указывает для ряда элементов на более тесную связь их размещения с аномалиями высоких порядков, в то время как другие элементы лучше контролируются аномалиями более низкого порядка.

Все эти данные указывают на необходимость значительно большего применения гравиметрии для уточнения границ известных металлогенических зон и выделения новых рудных районов. Поскольку гравитационные аномалии континентальной части Дальнего Востока соответствуют в основном орогенным (послескладчатым) структурам, связь с ними оруденения тем самым подтверждает представления М. Г. Золотова, Е. А. Радкевич, А. Д. Щеглова и других исследователей об определяющем влиянии мезо-кайнозойской тектономагматической активизации на особенности металлогенической специализации и закономерности размещения рудных месторождений.



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ИМАНО-БИКИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В СРЕДНЕМ СИХОТЭ-АЛИНЕ

В. А. Никогосян

(ГГУ)

Рассматриваемый район представляет собой сложную рудоносную площадь, включающую месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, золота и других металлов.

Фактический материал, собранный автором, а также анализ полевых материалов других исследователей позволили по-новому осветить многие вопросы геологии, металлогении, тектоники и магматизма описываемого района.

В геолого-структурном отношении рассматриваемая площадь расположена на сочленении: а) Главного антиклинория; б) Переходной зоны; в) Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Рудная минерализация распределяется по указанным зонам, что позволяет подразделить площадь по рудоносности на три главных рудных зоны (с запада на восток): 1) Западную металлогеническую с позднепалеозойской, ранне-мезозойской и наложенной позднемезозойской минерализацией (Центральная металлогеническая зона — Радкевич, 1968); 2) Наложенную — с ранне- и позднемезозойской минерализацией; 3) Восточную — с поздне-меловой и палеогеновой минерализацией (Главная металлогеническая зона — Радкевич, 1968). Геологические границы этих структурно-фациальных и минерогенических зон, имеющих различную историю развития, отчетливы: они проходят по крупным глубинным разломам.

1. Западная металлогеническая (Центральная Сихотэ-Алинская) зона совпадает с полосой каменноугольных терригенных толщ, а также нижнепермских терригенно-кремнисто-эффузивных пород, слагающих Сихотэ-Алинский антиклинорий. Породы в пределах этой зоны смяты в узкие складки северо-восточного простираения, нарушенные многочисленными поперечными и продольными разрывами. В нижнепермских толщах проявлены многочисленные небольшие тела основных и ультраосновных пород, приуроченные к продольным разломам и часто к спилито-кремнистым толщам.

В зоне интенсивно проявилась юрская (возможно меловая) складчатость, сопровождавшаяся образованием небольших штоков гранитоидов и дайковых пород разного состава, с которыми генетически и пространственно связаны рудопроявления золота, вольфрама, а также олова, полиметаллов и молодых проявлений ртути.

Особый интерес вызывает, в пределах рассматриваемой зоны, зо-

лотое и вольфрамовое оруденение, которое прослеживается в северо-северо-восточном направлении по первичным и вторичным ореолам более 100 км. Здесь известны коренные месторождения: вольфрам-золоторудное Незаметное (золото, шеелит, вольфрамит), рудопоявление Радужное (вольфрамит, шеелит, золото) и золотоносные россыпи рек Кедровки, Малой Сибичи и др.

Вольфрам-золоторудные месторождения приурочены к ослабленной тектонической зоне северо-восточного направления, вдоль которой внедрились многочисленные мелкие штоки и дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранодиоритов и порфириров. К одной из дайковых зон и приурочено коренное месторождение Незаметное, представленное кварцевыми жилами северо-западного направления в штоке гранит-порфиров и его экзоконтактовой зоне. В составе кварцевых жил, кроме золота, присутствуют шеелит, сульфиды, а также вольфрамит. Ранее считалось, что Незаметное месторождение не имеет практического значения. Однако нами установлено, что оно представляет лишь незначительную часть Крупного Картунского рудного поля, весьма перспективного на золото и вольфрам, где также могут быть обнаружены месторождения олова, висмута и медно-молибденовых руд.

Заслуживает внимания изучение минерализации фосфора и марганца, выявленной в пределах зоны. Фосфор генетически связан с каменноугольными, песчано-алевролитовыми отложениями, в которых содержание пятиоксида фосфора достигает 5% (на 0,5—1,5 м опробованной мощности). Марганец приурочен к верхнепалеозойским кремнисто-эффузивным образованиям, где его содержание иногда превышает 10%.

Рассматриваемая зона представляет большой научный и практический интерес с точки зрения поисков новых коренных месторождений золота, вольфрама и других полезных ископаемых, а также фосфора, марганца и россыпей золота.

2. В центральной части района выделена особая **Наложная** (заимствовано у Е. А. Радкевич, 1968) металлогеническая зона, которая совпадает с полосой развития мезозойских, реже верхнепалеозойских отложений, слагающих Переходную структурно-фациальную зону (унаследованная структура). В составе верхнепалеозойских отложений, включающих карбон и пермь, присутствуют песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, средние и основные эффузивы, кремнистые породы, известняки и др. Эти породы перекрыты относительно слабометаморфизованными породами триаса и юры почти аналогичного состава, а также меловыми терригенными толщами и покровными эффузивами.

С запада зона ограничивается Татибинским (Богалазинским — Размахнин, 1966), с востока — Центральным и Тунанцинским разломами. Интенсивный магматизм, проявленный вдоль этих разломов, во многом обусловил и металлогенические особенности рассматриваемой зоны и прилегающих к ней районов.

В северной части, где зона расширяется, расположен крупный блок терригенно-кремнистых и эффузивных пород от каменноугольного до позднемелового возраста включительно (Татибе-Дунгузский выступ — Изох, 1967).

Для этой зоны характерно развитие базитов и гипербазитов, которые вскрываются вдоль Татибинского и Центрального разломов. В юрских толщах отмечены многочисленные тела основных и ультраосновных пород. Вскрывающиеся здесь гранитоидные интрузивы являются разновозрастными: наряду с многочисленными выходами позднемеловых гранитных массивов здесь развиты пермские и юрские гранитоиды.

В пределах зоны известны (или могут быть открыты) полезные ископаемые, связанные с различными по составу и возрасту породами. В частности, обнаружены месторождения вольфрама (шеелитовое ме-

сторожение Восток-2), олова (Междуречное), меди, золота и рудопоявления полиметаллов Сибиринское, Малахитовое, Зубаревское, Арминское), висмута (Кривая падь) и др. Возможно открытие месторождений, не только выходящих на поверхность, но и скрытых. Наиболее благоприятны для такого рода оруденения ослабленные зоны повышенной трещиноватости и особенно участки их пересечения (зона Тунанцинского разлома и др.).

Вероятно открытие здесь колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с эффузивно-осадочным комплексом раннего этапа развития Сихотэ-Алинской геосинклинали.

3. Восточная металлогеническая зона совпадает с Сихотэ-Алинским синклинием, сложенным мощными осадочными меловыми толщами и эффузивными покровами. Для рассматриваемой зоны характерны существенно терригенные отложения, где в низах разреза (в берриассе) в алевритовых отложениях наблюдаются маломощные (до 20 м) эффузивно-кремнистые породы.

В зоне Главного синклиория, с юга на север, отмечается общая тенденция погружения структур, при этом увеличивается мощность терригенных отложений.

С запада Восточная зона ограничивается Центральным, а с северо-запада — Тунанцинским разломами, которые оказывают заметное влияние на металлогенез прилегающих к ним районов.

Гранитоидные интрузивы зоны разновозрастны и принадлежат в основном к позднемеловому и палеогеновому комплексам. На западе этой зоны вскрываются крупные массивы гранитоидов, особенно вдоль Центрального и оперяющих его разломов. В восточной части широко развиты мелкие интрузивные и экструзивные тела, вероятно, позднемелового и палеогенового возраста.

В пределах зоны, наряду с крупными разрывными нарушениями, широко развиты ослабленные зоны повышенной трещиноватости различных направлений. Месторождения в этой зоне (как и в других) располагаются чаще на скрещении различно ориентированных зон или вблизи их пересечений.

Рассматривая особенности распределения оловянных месторождений внутри этой зоны, можно наблюдать отмеченную Е. А. Радкевич определенную поясовую зональность: в ее западной части располагаются месторождения кварцевой формации с касситеритом и вольфрамитом (Тигриное, Чимчигузское), пространственно связанное с гранитоидными массивами; далее к востоку развиты касситерито-силикатные месторождения, переходящие к касситерито-сульфидным (Таборное рудное поле). Еще далее к востоку в непосредственной близости от кромки покрова эффузивов проявлены наиболее интересные месторождения касситерито-силикатно-сульфидной формации хлоритового типа и касситерито-сульфидной формации (Звездно-Лагерный рудный узел).

Большое научное и практическое значение приобретают открытые в последнее время в северо-восточной части рассматриваемой зоны оловянные месторождения, имеющие генетическую связь с субвулканическими аппаратами. Эти субвулканические аппараты, сложенные в основном кварцевыми порфирами, фельзитами и дацитами, прорывают и метаморфизируют отложения нижнего и среднего мела. Вероятно, они служат корневыми частями верхнемеловых кислых эффузивов, с которыми их объединяют сходство состава и петрохимические особенности.

Для субвулканов свойственно присутствие метасоматических касситерито-хлоритовых жил и линз с богатым содержанием олова, а также наличие миароловых пустот, выполненных хлоритом, касситеритом, серицитом, кварцем и анатазом. В экзоконтактовом ореоле (шириной до 2 км) среди ороговикованных и окварцованных вмещающих пород

также устанавливается прожилковая касситерито-сульфидная минерализация.

Анализ имеющегося фактического материала по Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня и выделенной нами Переходной зоне позволяет сделать вывод о том, что западная часть Прибрежной зоны (Кавалеровский рудный район) и переходная зона — аналоги и, вероятно, могут быть крыльями крупной мегасинклинальной структуры, в ядре которой расположены терригенные отложения Главного синклинория. Вероятно, что Переходная зона, в отличие от Прибрежной, приподнята, и эрозивными срезами затронута более глубокая часть структуры. В таком случае есть необходимость усилить поиски не только коренных месторождений, но и оловянных россыпей.

К МЕТАЛЛОГЕНИИ ЖЕЛЕЗА ПРИАМУРЬЯ

Г. С. Нечкин, И. А. Плотников

(ДВМГС, ДВТУ)

На первой конференции по геологии и металлогении советского сектора Тихоокеанского рудного пояса В. В. Онихимовским и В. А. Ярмолюком были рассмотрены принципиальные вопросы геологии и металлогении Приамурья (советская часть бассейна Амура и примыкающие к ней районы Становика-Джугджура, Южного Прихотья и Северного Сихотэ-Алиня). За прошедшее десятилетие благодаря широкому фронту геолого-съёмочных и поисково-разведочных работ, проводимых Дальневосточным геологическим управлением и другими организациями, значительно расширились наши знания геологии и полезных ископаемых этого характерного звена Тихоокеанского рудного пояса. Появилась возможность оценить и новые для юга Дальнего Востока виды минерального сырья, в частности, чернометальную минерализацию.

Выделяются Приалданская титано-железородная и Приамурская марганцево-железородная провинции, подразделенные на металлогенические области. Первая охватывает юго-восток Сибирской платформы (Алданская металлогеническая область), Юдомо-Майский перикратонный прогиб (Учуро-Майская область) и глыбовую зону Становика-Джугджура (Джугджуро-Становая область). Во вторую входят структуры Восточно-Азиатской подвижной области с одноименными им металлогеническими областями: Бурейского массива, Амуро-Охотской складчато-глыбовой и Сихотэ-Алинской складчатой ветвей.

Алданская область. Кроме известных Южно-Якутских месторождений, многочисленные, но небольших размеров проявления магнетитовых и титано-магнетитовых руд образуют Сутамскую группу на окраине Алданского щита. Преобладают постгранитизационные кварцсодержащие магнетитовые руды, образовавшиеся по основным породам курульгинской и тимптонской серий архея. Известны мелкие тела железистых кварцитов в разрезах иенгурской серии и титано-магнетитовые руды в архейских расслоенных основных и ультраосновных интрузиях.

Учуро-Майская область. Выделены три группы рудопроявлений: Учурская с морскими рудами железа в среднепротерозойских отложениях учурской серии платформенного чехла, Майская с рудами того же

типа в отложениях маймаканской серии верхнего протерозоя и Челасинская со скарновыми железо-полиметаллическими месторождениями, связанными с мезозойскими гранитоидами.

Джугджуро-Становая область. На площади глыбовых поднятий выявлены постгранитизационные магнетитовые руды в габбро-амфиболитах (Бомнакский район) и титано-магнетитовые руды фузивного типа в габбро-анортозитовых интрузиях (Джугджурский район), принадлежащие к протерозойской металлогенической эпохе. Стратифицированные, в прошлом вулканогенно-осадочные, протерозойские комплексы межглыбовых погружений, метаморфизованные в амфиболитовой фации, содержат пластовые тела железистых кварцитов (Янканская, Иликанская, Купуринская группы проявлений).

Бурейнская область. Здесь известны два типа оруденения: а) железистые кварциты и марганцевые окисно-карбонатные руды в кембрийских отложениях отдаленной кремнистой формации (Мало-Хинганский рудный район) и б) скарновые магнетитовые месторождения скаполитового и собственно скарнового подтипов в вулканогенно-карбонатных и карбонатных породах останцов кровли, главным образом нижнепалеозойских интрузивных массивов габбро-плагиогранитной формации (Селемджинский район).

Амуро-Охотская область. Ее основу составляют вулканогенно-осадочные месторождения железа в кремнистых и марганца в карбонатных фациях улигданской свиты нижнего кембрия Джагдинского горст-антиклинория (Удский рудный район). В контактах со среднепалеозойскими гранитоидами известны скарновые медно-железорудные проявления (Омутнинская группа).

Сихотэ-Алиньская область. В ее пределах многочисленны мелкие проявления черных металлов различных типов: Нижне-Амурская группа инфильтрационных месторождений бурых железняков четвертичного возраста, небольшие мезозойские проявления марганца и титана, ассоциирующие, соответственно, с кремнистыми сланцами (Алданская группа проявлений) и интрузиями основного и ультраосновного состава (Хорская группа).

Таким образом, в Приамурье формирование железорудных месторождений происходило на протяжении всей его геологической истории, но интенсивнее рудогенез был проявлен в позднем докембрии и палеозое. Наиболее перспективны метаморфизованные вулканогенно-осадочные скарновые месторождения в нижнепалеозойских структурных комплексах и метаморфогенные, отчасти магматические, месторождения в структурах нижнего протерозоя.

К ПЕТРОХИМИИ ЖЕЛЕЗОНОСНОЙ БАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДЖАГДИНСКОЙ ЗОНЫ (ПРИАМУРЬЕ)

Г. И. Архипов, Г. С. Нечкин

(ДВИМС)

На севере Хабаровского края в пределах Джагдинской структурно-формационной зоны известны многочисленные рудопроявления железа. Железные руды являются нормальным членом формаций вулканогенно-кремнистого ряда.

Базитовый вулканизм проявлен в форме двухстадийного завершеного цикла. Первая стадия вулканизма характеризуется образованием преимущественно эффузивных покровов и потоков небольшой мощности, вторая — образованием туфовых отложений в начале стадии и шлакоподобных лавовых излияний с примесью пеплового материала — в конце. К заключительным фазам вулканической деятельности относится образование своеобразных калишпатизированных шлаковостекловатых пород.

Эффузивы имеют коэффициент недосыщенности кремнеземом — 4,6; по содержанию двуокиси титана (1,4%) и условной закиси железа (по Д. С. Штейнбергу) они бедны (10,23%). Известковистость эффузивов понижена; между содержанием двуокиси титана и закиси железа нет четкой прямой зависимости; 5—7% MgO соответствуют 1—4 TiO₂, 8—10% MgO — 0,5—2,5% TiO₂. По соотношению между содержанием K₂O и анортитовым числом обнаруживается сходство с натриевыми геосинклинальными сериями Урала. В целом эффузивы первой стадии по петрохимическим характеристикам близки толеитовым базальтам.

Особенностью туфов и шлакоподобных образований является высокое содержание окислов титана (2,75—3,4%), калия (1,64—3,75%), условной закиси железа (10,37—12,68%), пятиокиси фосфора (0,31—0,76%). Более высокие значения содержания соответствуют шлакоподобным породам. Для них свойственно также преобладание содержания K₂O над Na₂O.

Калишпатизированные породы образуют непрерывный ряд — от пород с нормальным для основных разностей соотношением между окислами калия и натрия до существенно калиевых. Коэффициент насыщенности их кремнеземом варьирует в пределах от +5,4 до —19,7. Это породы, особенно богатые титаном (до 7,49%), с повышенным содержанием пятиокиси фосфора (до 3,14%), но бедные железом (10,28% условной закиси железа). По петрохимическому составу калишпатизированные породы находятся между базальтами и трахибазальтами.

Первоначальный состав магматического расплава, вероятно, отвечал толеитовому базальту (эффузивы первой стадии вулканизма), характерному для начального магматизма геосинклиналей фемического профиля (Ю. А. Кузнецов, 1970). Направление незначительной дифференциации базитов имело субщелочной уклон. При этом от эффузивов к шлакоподобным породам снижалось содержание кремнезема (от 50,6 до 41,2%), окиси натрия (от 3,8 до 0,78%), возрастало количество окиси калия (от 0,88 до 3,75%), двуокиси титана (от 1,4 до 3,4%) и условной закиси железа от 10,23 до 12,68%. Совершенно незначительно изменялась известковистость продуктов магматизма. Еще резче указанные изменения проявлены на заключительных стадиях магматизма (калишпатизированные породы), где снижается лишь содержание железа. Время максимального отделения железоносных гидротерм от магматического очага, вероятно, совпадает со второй стадией вулканизма.

ФАКТОРЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА (НА ПРИМЕРЕ УДСКОГО БАССЕЙНА, ПРИОХОТЬЕ)

Е. А. Панских

(ДВИМС)

1. Стратифицированные железные руды являются характерным, хотя и редко встречающимся, членом докембрийских и нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных комплексов пород и занимают среди них определенное положение. Рудовмещающие отложения формируются во внутренних частях геосинклиналей (в эвгеосинклинальных рвах или трогах), на ранней стадии их развития, в период излияния базальтоидных лав.

2. Возможность появления тех или иных полезных ископаемых в эвгеосинклинальных комплексах определяется не только типом магматических расплавов, но и степенью их дифференцированности. Железо отделяется из расплава одним из первых, вследствие чего подавляющее большинство месторождений его окисных руд связано со спилито-диабазовой формацией, в которой вулканогенные породы отличаются низкой степенью дифференциации и несколько повышенной железистостью (среднее арифметическое содержание кремнезема — x — 47,33%; среднее квадратическое отклонение — S — 3,57; объем выборки — N — 22 анализа; для железа, соответственно, X — 9,6%; S — 1,88; N — 22).

3. Образование железных руд во времени следует за проявлением основной фазы вулканизма, т. е. протекает в период ослабления эффузивной деятельности и некоторой стабилизации тектонического режима. В генетически связанных рядах формаций эвгеосинклиналей руды ассоциируют с вулканогенно-кремнистой и вулканогенно-сланцевой формациями, которые сменяют существенно вулканогенные.

4. Вулканогенно-кремнистая формация сложена серией ритмов, построенных по схеме: вулканогенные — кремнистые — кремнисто-терригенные породы. Руды приурочены к нижней части кремнистой пачки, либо к самой верхней части вулканогенной. Интенсивность оруденения зависит от масштабов хемогенной седиментации.

5. Оптимальные условия концентрации окислов железа создаются в области перехода вулканогенных фаций в хемогенные. В зависимости от удаленности участков накопления первичного рудного осадка от мест активного вулканизма рудоотложение несколько смещается в сторону либо туфогенных, либо кремнистых фаций. Расстояние до центров извержений в первом случае не превосходит первых километров, во втором увеличивается до 10—15 км.

6. В результате действия факторов осадочной седиментации, качество руд, отложившихся на различных участках фациального профиля, меняется; руды туфогенных фаций бедные с относительно высоким содержанием геохимически инертных компонентов ($Fe_{вал} — X — 33\%$; $S — 7,0$; $N — 49$; $P_2O_5 — X — 0,58\%$; $S — 0,25$; $N — 48$; $TiO_2 — X — 0,66\%$; $S — 0,23$; $N — 49$; $\frac{Ti}{V} = 18$; модуль основности — 0,03—0,12).

В кремнистых фациях руды богаче, с ними ассоциируют подвижные элементы ($Fe_{вал} — X — 47\%$; $S — 9,4$; $N — 42$; $P_2O_5 — X — 1,00\%$; $S — 0,64$; $Ti_2 — X — 0,26\%$; $S — 0,13$; $N — 42$; $\frac{Ti}{V} = 6$ модуль основности 0,1—0,2). Приведенные данные отражают характер распределения элементов в рудных слоях.

7. Слабый и умеренный региональный метаморфизм улучшает качество руд, вследствие перехода окисных соединений в магнетит и некоторого перераспределения железа. Линейные зоны динамотермаль-

ного метаморфизма связаны с глубокозаложенными долгоживущими разломами в области активного палеовулканизма, благодаря чему руды туфогенных фаций оказываются более метаморфизованными.

8. В среднепалеозойских геосинклиналях известны месторождения гематито-магнетитовых руд в связи со спилито-кератофировой формацией, с которой в более древних образованиях ассоциирует колчеданная минерализация.

Некоторые месторождения окисных руд генетически связываются с кислым наземным вулканизмом (Алтай), но железо в них не ювенильного происхождения. Оно мобилизуется из вмещающих пород под действием вадозно-вулканических вод.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

В. К. Путинцев, Е. М. Заблоцкий, Л. М. Колмак, В. А. Селиванов

(ВСЕГЕИ)

В пределах южной части Дальнего Востока процессы тектоно-магматической активизации наиболее ярко и контрастно проявились на Буреинском и Ханкайском срединных массивах и в Становой складчатой области. На территории указанных регионов после завершения геосинклинального режима (ранний палеозой — в пределах массивов, ранний протерозой или поздний архей — в зоне Становика-Джугджура) и превращения их в консолидированные складчатые сооружения в течение палеозоя и мезозоя неоднократно возобновлялись процессы разломообразования, блоковых перемещений и интенсивного гранитоидного магматизма, связанные с формированием внегеосинклинальных сводово-глыбовых зон.

Намечены следующие эпохи активизации: на Буреинском массиве — среднепалеозойская, позднепалеозойская-раннемезозойская и позднемезозойская; на Ханкайском массиве — палеозойская и позднемезозойская; в пределах Становой области — позднепалеозойская-мезозойская.

Среди сводово-глыбовых зон в зависимости от характера их развития относительно смежных геосинклинальных систем выделены сопряженные и автономные структурные типы, существенно различающиеся стилем и продолжительностью развития, составом магматических продуктов и т. п.

Зоны сопряженного типа размещены в краевых частях срединных массивов (Буреинского, Ханкайского) и предшествуют развитию зон автономной активизации. От момента завершения геосинклинального режима они отделены непродолжительной паузой. В процессе развития зон сопряженного типа наблюдается синхронность (по знаку и времени) движений в их пределах с движениями соседних прогибов. Время формирования зон сопряженной активизации соизмеримо с продолжительностью инверсионных этапов смежных геосинклинальных областей.

В развитии сводово-глыбовых зон сопряженного типа в течение

каждой эпохи активизации (среднепалеозойская и позднепалеозойская-раннемезозойская Буреинского массива, палеозойская Ханкайского массива) отчетливо устанавливаются два этапа: 1) этап восходящих движений, для которого свойственно формирование сложных батолитоподобных гранитоидных массивов, контролируемых протяженными зонами разломов; магматические образования этого этапа относятся к гранитовой формации — суларинский (PZ_2), شماковский (PZ_2), гродековский (PZ_2), харинский ($P_2 - T_{1-2}$) комплексы; 2) этап дифференцированных блоковых движений, магматические продукты которого представлены малыми интрузиями формаций щелочных гранитов и сиенитов — алтахтинский (PZ_{2-3}), пермский (P_2) комплексы — и гранит-гранодиоритовой формации — диканский комплекс (T_3); эти интрузии приурочены к продольным, диагональным и поперечным разломам небольшой протяженности. Зоны автономного типа размещены в пределах древних складчатых областей или срединных массивов (Становая область позднепалеозойско-мезозойской активизации, позднемезозойские зоны Буреинского и Ханкайского массивов). От момента завершения геосинклинального развития фундамента эти зоны отделены значительной паузой. Зоны автономного типа пересекают различные структуры и отличаются сравнительной самостоятельностью тектонических движений.

В пределах Становой области для ранних стадий проявления тектоно-магматической активизации характерны восходящие движения, на фоне которых формируются крупные массивы гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации: тунги́ро-оле́кминский ($P_2 - I$), амананский ($P_2 - I$), ты́ндинско-бакаранский ($T_3 - I$) комплексы. С этими движениями тесно связаны также более молодые массивы лейкократовых гранитов гранит-лейкогранитовой формации: тунгирский (I), верхнеольдойский (I) и лейкократовых гранитов — щелочноземельных сиенитов формации щелочных гранитов и сиенитов: олонгринский (I) комплекс. Для поздних стадий присущи дифференцированные блоковые движения и формирование гипабиссальных интрузий, штоков и даек гранит-гранодиоритовой формации: сергачинский (C_{G1}), удской (C_{G1}) комплексы, комплекс малых интрузий зоны Становика (C_{G1}), джугджурский (C_{G2}) комплекс.

В позднемезозойских зонах автономного типа на Буреинском и Ханкайском массивах формируются интрузии гранит-гранодиоритовой формации — бутакано-чуркинский (C_{G1-2}), позднемеловой (C_{G2}) комплексы — и гранит-лейкогранитовой формации — хингано-олонойский (C_{G2}) комплекс. В пределах позднемезозойских зон автономного типа интрузивные образования часто тесно ассоциируют с вулканитами.

С магматическими комплексами сводово-глыбовых зон связаны разнообразные полезные ископаемые: золото, молибден, олово, вольфрам, редкие земли и другие металлы.

Сравнение интенсивности проявления различных типов рудных формаций, связанных с магматическими комплексами различных эпох и этапов тектоно-магматической активизации, позволяет заключить, что наиболее продуктивны: 1) магматические образования позднемезозойского возраста; 2) интрузивные комплексы, отвечающие стадиям дифференцированных блоковых движений и слагающие сравнительно небольшие трещинные тела, принадлежащие формациям щелочных гранитов и сиенитов, гранит-лейкогранитовой и гранит-гранодиоритовой; 3) магматические проявления, локализованные в наиболее проработанных дизъюнктивными нарушениями краевых частях рассматриваемых структурных областей.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ПРИМОРЬЯ)

С. А. Щ е к а

(ДВГИ)

Анализ базит-гипербазитового интрузивного и сопряженного эффузивного магматизма Ханкайской платформы и окружающих палеозойских геосинклиналей показал, что сходные по литолого-фациальному составу толщи вмещают одинаковые интрузии базитов и гипербазитов. Это позволяет выделить типовые комплексы интрузий, приуроченные к определенным этапам развития:

I. Эвгеосинклинальный этап:

А. Туфо-эффузивная стадия — дунит-гарцбургитовый комплекс (формация).

Б. Кремнисто-терригенная стадия — габбро-верлитовый комплекс.

II. Миогеосинклинальный этап:

А. Флишодная стадия — троктолит-кортландитовый комплекс.

III. Молассовый этап:

А. Стадия трахиандезитовых прогибов — комплекс монцитонидных интрузий;

Б. Стадия угленосных прогибов — комплекс субщелочных долеритов.

IV. Платформенный (ранне-докембрийский) этап:

А. Стадия наложенных терригенных прогибов — комплекс расслоенных интрузий.

Б. Стадия трапповых излияний — комплекс субщелочных базитов и гипербазитов. Выделение в самостоятельный комплекс интрузий дорифейских платформ подчеркивает специфику магматизма наиболее ранних зародышей сиалической оболочки Земли.

Магматизм ранней туфо-эффузивной стадии приурочен к линейным структурам растяжения, подобным рифтам. Вначале изливаются огромные массы бедных калием и титаном толеитов, перемежающихся с пластами туфо-терригенного (грауваккового) материала. С началом глыбовых перемещений внедряются магнезиальные расплавы дунит-гарцбургитового состава. Интрузии дунит-гарцбургитового ряда появляются, начиная с верхнего протерозоя. На ранних этапах развития Земли, когда материал ее не был дифференцирован, расплавы такого состава или еще не возникали, или состав гипербазитовых интрузий был значительно изменен региональным метаморфизмом.

Ввиду беспокойной тектонической обстановки интрузивы туфо-эффузивной стадии почти не дифференцированы, и лишь при крупных размерах и, редко, в мелких телах, уходящих в прилегающие более стабильные участки, наблюдается несовершенное разделение на петрографические типы (дунит — гарцбургит — гиперстенит) в интрузивной камере. Гипербазиты и габброиды в одном теле, как правило, проявляются в виде фаз. Поэтому рудные компоненты (титан и железо — в основных породах, хром и никель — в гипербазитах) не отделяются от силикатных расплавов с флюидами, а рассеиваются в породах, за исключением крупных массивов, где возможны промышленные концентрации хрома. Практический интерес, независимо от размера тел, представляют продукты метаморфизма гипербазитов: тальк, асбест, серпентин, магнезит, силикатные руды никеля; есть признаки образования сульфидно-никелевой и золотой минерализации при переработке гипер-

базитов гидротермами и переотложении рудных компонентов. Габброиды эвгеосинклинального этапа практически бесплодны.

Эвгеосинклинальные зоны Приморья (дмитриевская, себучарская, частично барабашская) или невелики по размерам, или неглубоко эродированы, поэтому число дунит-гарцбургитовых интрузивов и их размеры незначительны (массивы Дмитриевки, Ново-Каменки, Сини-Олона), вследствие чего здесь трудно ожидать крупных скоплений хромовых и силикатно-никелевых руд. Выявление новых интрузивов дунит-гарцбургитового ряда возможно при применении глубокого бурения и геофизических работ лишь в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня в себучарской свите, в меньшей степени — на северо-западном продолжении Дмитриевского рифта.

Снижение интенсивности подводного базальтоидного вулканизма (как по мере наращивания разреза, так и при переходе от прогибов к более стабильным участкам) сопровождается успокоением тектонической обстановки и возрастанием роли терригенного и хемогенно-кремнистого осадконакопления. Эффузивы (базальтоиды) обогащаются калием и титаном. В Приморье в подобных условиях формировались отложения самаркинской свиты и самурской серии. Соответствующую эволюцию претерпевает и интрузивный магматизм.

К производным этой стадии относятся Синанчинские, Средне-Бикинские, Кафэн-Катэнские и Надань-Хада-Алинские интрузивы. Число интрузий сокращается, но увеличивается размер отдельных тел, отношение габбро: гипербазит приближается к 1. Интрузивы приурочены к границе отложений себучарской и самаркинской свит. Они обычно не дифференцированы, габброиды (чаще всего габбро-нориты) являются поздней фазой и лишь изредка слагают мелкие шилы в гипербазитах. В крупных телах (и мелких, выходящих в более стабильные участки) гипербазитовые фазы обнаруживают иногда дифференциацию в порядке: оливинит (дунит) — верлит (лерцолит) — клинопироксенит. Для гипербазитов весьма характерна позднемагматическая диопсидизация оливинитов, в габброидах незначительно проявлена аутометасоматическая керсутитизация. Гипербазиты и габброиды этого типа бедны хромом, железисты, титанисты и несут такую же окисную минерализацию. В Приморье они бесплодны в отношении полезных ископаемых, но, судя по Уралу (например, Качканарский массив), в случае крупных тел могут давать месторождения малотитанистых железных руд и самородных платиноидов. Геофизические данные по Приморью (Кулинич, 1970) показывают, что габбро-верлитовые интрузии локализованы в участках более мощной сиалической оболочки (по сравнению с районами дунит-гарцбургитовых интрузий), в составе которой преобладает базальтовая составляющая, т. е. под терригенно-кремнистой толщей, видимо, залегает вулканогенное основание.

Дальнейшая стабилизация региона сопровождается флишонидным осадконакоплением и почти полным прекращением эффузивного вулканизма. Интрузии этого этапа (к ним относятся массивы, залегающие в погран-петровской, ариаднинской, тудо-вакской и вангоуской толщах, а также Вознесенские, Матвеевские, Чугуевский, Сандагоский, Тудо-вакский, Тигровый и Анюйский массивы) имеют существенно габброидный состав, дифференцированы от магнезиальных дунитов до высокожелезистых габбро, интенсивно аутометасоматически амфиболизированы и несут хромитовую, магнетит-ильменитовую и сульфидную медно-никелевую минерализацию. Кристаллизовались подобные массивы по схеме дунит — лерцолит — верлит (вебстерит) — клинопироксенит — габбро (троктолит) — габбро-пегматит. Поздняя габбровая фация (иногда фаза) часто богата ильменитом (массивы Ариаднинский, Тудо-вакский, Тигровый, Анюйский, п-ова Суслова), аутометасоматически

амфиболизированные гипербазиты (кортландиты) несут сульфидную медно-никелевую минерализацию (вангоуские, погран-петровские, ариаднинские). Эти два вида полезных ископаемых в Приморье имеют практический интерес и заслуживают более детального изучения в названных массивах. Кроме того, следует продолжать поиски новых интрузивов, особенно на Ханкайском массиве и в Хасанском районе.

Следует отметить, что интрузивы флишоидного этапа отличаются от аналогов терригенно-кремнистого этапа лишь более совершенной дифференциацией и идентичны по составу пород и рудной минерализации. Наличие же ряда массивов переходного этапа (Чугуевский, Самаркинский), указывает, очевидно, на единство их глубинного очага.

В дальнейшем все проявления базит-гипербазитового магматизма на территории Приморья носят еще более локальный характер и связаны с возбуждением тектонической деятельности и эффузивного вулканизма. К ним относится внедрение в наложенных вулканических поясах и молассовых прогибах габбро-монзонитовых или сиенит-пироксенитовых интрузий, сопровождаемых богатыми калием и титаном трахиандезитовыми и щелочно-базальтовыми эффузивами (например, в Бикинском прогибе, Восточно-Сихотэ-Алинском поясе и широтных зонах Главного антиклинория). В самое последнее время (неоген) на огромных площадях разновозрастных структур Приморья изливались толеновые платобазальты (траппы), сопровождаемые щелочно-базальтовыми вулканами, телами меймечит-пикритового комплекса в зонах глубинных разломов и силлами щелочных долеритов в угленосных впадинах. Следовательно, начиная с неогена, базит-гипербазитовый магматизм на изученной территории отличается от магматизма древних платформ лишь масштабами проявлений.

Неясно положение катаклазированных южно-приморских габброидных интрузий. Огромные площади основных пород можно лишь объяснить их «граничной» природой. Поэтому на данном этапе автор условно считает их граничными интрузиями, окаймляющими, очевидно, юго-восточный выступ каледонского обрамления Ханкайского массива.

Знакомство с другими регионами и литературными данными показывает, что установленное в Приморье соответствие типов базит-гипербазитового магматизма определенным этапам геологического развития является общим для всех регионов, независимо от возраста и размера зон. По мере развития региона от эвгеосинклинали к платформе интрузии приобретают все более железистый и щелочной характер, совершенней становится дифференциация, окисная хромовая металлоносность сменяется окисной титановой, сульфидной медно-никелевой и редкометальной. Лишь на ранней стадии эвгеосинклинального этапа внедряются производные гипербазитовой магмы, все последующие интрузии — представители базальтоидного и щелочно-базальтоидного ряда. Это может свидетельствовать о том, что с нарастанием сиалической оболочки магматические очаги дифференцируются в сторону габброидов или перемещаются вверх, в базальтовый слой. Вместе с тем внедрению гипербазитов (например, дунит-гарцбургитового или кимберлит-пикритового комплексов) на всех этапах предшествуют огромные излияния базальтоидной магмы, что позволяет связывать появление гипербазитов с дифференциацией базальтоидных очагов.

Наиболее продуктивны в отношении полезных ископаемых интрузивы мнгогеосинклинальных и платформенных зон, режим развития которых допускает длительную дифференциацию магмы и отделение рудных компонентов с летучими.

Отмеченные выше закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма отражают генеральную тенденцию геологического развития региона. Не исключены местные несоответствия предложенной

схеме, например, выход интрузий эвгеосинклиналичного этапа в соседние более стабильные участки, особенно в виде протрузий, вариации степени дифференциации. Возможны выпадения отдельных этапов, до конца не ясен временной разрыв интрузий и вмещающих толщ во флишеидный этап. Можно допустить, что троктолит-кортландитовый комплекс — аналог комплекса расслоенных интрузий, характерный для платформенного этапа послерифейских более мелких и линейных складчатых зон. Наконец, заслуживает особого изучения магматизм наиболее ранних (архей — ранний протерозой) этапов развития Земли, имевший, очевидно, общепланетарный характер.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА ХАНКАЙСКОГО МАССИВА

Е. П. Леликов

(пгу)

Граниты — наиболее распространенные породы Ханкайского массива, и внедрение их происходило на различных этапах развития этой древнейшей структуры Приморья.

Гранитоиды наиболее древнего ранне-среднепротерозойского комплекса сформировались на ранних этапах развития древней геосинклинали и представляют собой ультраметаморфогенные образования, в формировании которых существенную роль играли процессы анатексиса и калиевого метасоматоза. По генезису среди них выделяются анатектоидные граниты (гранито-гнейсы, аляскиты и пегматиты) и метасоматические граниты, представленные порфиробластическими и пироксеновыми разностями.

Магматические породы позднепротерозойского комплекса слагают небольшие тела, синорогенные складчатым структурам позднепротерозойского возраста. Представлены они биотит-мусковитовыми, мусковитовыми, турмалиновыми, гранатовыми гранитами и жильными дериватами мусковитовых и редкометалльных пегматитов. Их внедрение произошло в заключительную фазу позднепротерозойской складчатости, когда отдельные участки Ханкайского массива переживали этап геантиклинального развития.

Граниты среднепалеозойского возраста образуют крупный батолит, сложенный биотитовыми, лейкократовыми и биотит-роговообманковыми гранитами. Он расположен вдоль восточной границы Ханкайского массива и сечет складчатые структуры последнего. Внедрением этих гранитов завершился геосинклиналичный этап развития массива.

Формирование пород каждого из выделенных комплексов происходило в разных условиях температуры и давления. Наиболее глубинными образованиями являются обогащенные калием граниты ранне-среднепротерозойского комплекса, в которых в ассоциации с микроклином присутствуют гиперстен, диопсид и гранат и с которыми связано региональное развитие мигматитов.

Интрузивные породы позднепротерозойского и среднепалеозойского комплексов (представлены в основном биотитовыми и мусковитовыми

гранитами) сформировались в среднеглубинных условиях при высокой химической активности воды и при более низком значении $\text{CO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ во флюидах.

Граниты разновозрастных комплексов обладают как рядом общих черт, так и некоторыми различиями.

Для гранитов всех комплексов характерна пересыщенность алюминием (особенно позднепротерозойских), а также повышенное содержание щелочей (коэффициент n для всех разностей ниже 65%), высокая железистость, свойственная и породам, и железосодержащим минералам, а также повышенная концентрация олова (в гнейсо-гранитах она в 3,2 раза выше кларкового, в протерозойских гранитах — в 6,5, а в среднепалеозойских — в 2,3 раза).

Сходство разновозрастных гранитов объясняется общностью их происхождения. Все они кристаллизовались из гранитных расплавов, субстратом для образования которых служили высокоглиноземистые осадочно-метаморфические породы Ханкайского массива. Исходный состав последних и определил состав описанных выше гранитов, независимо от того, где они кристаллизовались: в месте своего зарождения (как гнейсо-граниты) или в более высоких горизонтах (как позднепротерозойские граниты). Резко преобладающее развитие гранитов и незначительное распространение более основных разностей среди пород вышеописанных комплексов также можно объяснить с точки зрения гипотезы об их образовании в результате селективного выплавления анхизвектического гранитного расплава из первичных алюмосиликатных пород.

Граниты разновозрастных комплексов обнаруживают ряд различий: а) наблюдается возрастание роли натрия относительно калия от древних гранитов к молодым (среднее значение коэффициента n в ранне-среднепалеозойских гранитах составляет 46%, позднепротерозойских — 48%, среднепалеозойских — 57%); б) калиевые полевые шпаты отличаются содержанием ортоклазовой молекулы.

Изменение состава калийсодержащих минералов зависит от химического потенциала калия в процессе кристаллизации пород. Химическая активность калия возрастает с ростом давления, чем и объясняется обогащение калием микроклина наиболее глубинных ранне-среднепротерозойских пород.

Для разновозрастных гранитоидов характерна различная железистость, которая возрастает от древних пород к молодым. Среднее значение ее в гнейсо-гранитах составляет 63,5%, в позднепротерозойских биотит-мусковитовых гранитах — 69,5%, а в биотитовых среднепалеозойских гранитах — 77,5%.

Различные условия формирования разновозрастных гранитов, постмагматические изменения пород и структурное положение массивов определили геохимические особенности гранитов каждого из выделенных комплексов.

Ранне-среднепротерозойские гнейсо-граниты образовались в результате анатексиса, который протекал при высокой активности щелочей, что способствовало выносу олова и свинца из вмещающих пород и обогащению ими кремнисто-щелочных продуктов гранитизации.

Позднепротерозойские граниты характеризуются повышенными концентрациями олова и тантала, но обогащение гранитов этими металлами связано с автотетасоматической переработкой гранитов кислотными растворами, которые привносили эти элементы в виде фтористых соединений в зоны автотетасоматоза.

Граниты среднепалеозойского возраста сформировались в две фазы, что наложило отпечаток на их геохимическую специализацию.

В частности, граниты первой фазы обогащены цинком и бедны оловом, вольфрамом и свинцом по сравнению с гранитами второй фазы.

Таким образом, сходство разновозрастных гранитов определяется аналогичным составом исходных пород и генезисом гранитов, а различия их обусловлены влиянием термодинамических факторов, из которых главным является глубина (давление), определявшая химическую активность щелочей, воды, углекислоты и других летучих компонентов. Последние, в свою очередь, способствовали перераспределению рудных и петрогенных элементов.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПЕРМСКОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ХАСАНСКО-ГРОДЕКОВСКОЙ ЗОНЫ

А. А. Вржосек

(ДВГИ)

1. Хасанско-Гродековская зона верхнепалеозойской складчатости вытянута в субмеридиональном направлении вдоль западной окраины Ханкайского массива и является краевой частью Лаоелин-Гродековского геосинклинального прогиба. В пределах этой структуры комплекс отложений геосинклинального типа почти повсеместно четко разделяется на две толщи: вулканогенную (барабашская свита) и терригенную (погран-петровская свита). Возраст обеих свит по органическим остаткам датируется верхней пермью, причем, по геологическим наблюдениям, терригенные отложения в местах сочленения перекрывают вулканогенные. В то же время распределение зон вулканогенного и терригенного осадконакопления на площади Лаоелин-Гродековского прогиба указывает, что вулканогенные образования обычно слагают внешние краевые части прогиба, тогда как внутренняя часть выполнена терригенными флишеидными отложениями. Это позволяет предполагать, что обе фациальные зоны развивались в известной степени синхронно и что терригенные отложения имеют более древнее, чем барабашская свита, вулканогенное основание. Подтверждением этого служат геофизические данные, фиксирующие увеличение глубины прогиба по мере продвижения на запад от Ханкайского массива (на широте г. Уссурийска) от 4—5 км до 10—12 км.

В составе барабашской свиты в нижней части разреза преобладают спилиты, диабазовые порфириды и их туфы, в верхней — агломераты кислого состава с горизонтами лав кварцевых кератофиров. Эффузивы содержат прослойки песчаников, алевролитов, кремнистых туффилов и известняков. Погран-петровская свита состоит из монотонно чередующихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с преобладанием песчаников в низах, а глинистых пород, иногда с примесью туфогенного материала, в верхах разреза. Мощность вулканогенных отложений 4—5 км, терригенных — 2—2,5 км. По составу и условиям образования (излияния основных эффузивов, несомненно, носили подводный характер) барабашская свита относится к спилит-кератофировой формации, а погран-петровская — к флишевой.

2. Изучение состава вулканогенных образований указывает на

определенную закономерность в распределении фациальных разновидностей эффузивов в пределах Хасанско-Гродековской зоны. На южном фланге зоны вулканогенные образования представляются преимущественно диабазовыми порфиритами и их туфами, количество которых в северном направлении постепенно уменьшается, и в верхней части разреза вулканогенной толщи начинают преобладать эффузивы и туфы кварцевых кератофиров. Одновременно наблюдается направленное изменение химического состава основных (SiO_2 до 52%) эффузивов: увеличивается общая железистость (южная часть зоны — 64%, центральная — 71%, северная — 74%) и содержание титана (соответственно — 1,02%; 1,85%; 2,06%) в породах, значительно возрастает роль калля в составе щелочей (соответственно — 7%; 25%; 34%). На северном фланге зоны в местах непосредственного сочленения с породами Ханкайского массива вулканогенные образования замещаются в разрезе грубообломочными отложениями прибрежно-морских и континентальных фаций, что свидетельствует о выклинивании на севере вулканогенного (барабашского) прогиба.

3. На площади Хасанско-Гродековской зоны развиты интрузивные образования, специфические для каждой фациальной зоны. В пределах вулканогенной зоны локализованы интрузии габбро-диабазового и гранитного комплексов, тогда как в области терригенного осадконакопления получили развитие интрузии габбро-кортландитового и габбро-плагиогранитного ряда. Все интрузии прорывают фаунистически охарактеризованные отложения верхней перми, перекрыты отложениями нижнего и верхнего триаса и имеют значения абсолютного возраста в интервале 210—260 млн. лет. В пределах этого отрезка времени устанавливается следующая последовательность развития интрузивного магматизма: образование интрузивов габбро-диабазового и габбро-кортландитового комплексов происходило одновременно в различных фациальных зонах, либо образование первых несколько опережает образование вторых; затем внедрились интрузии плагиогранитного состава и на заключительных этапах — тела лейкократовых субщелочных гранитов. Наличие более древних среднепалеозойских гранитов, исключая отдельные тектонические блоки на севере в зоне непосредственного сочленения с Ханкайским массивом, на площади Хасанско-Гродековской зоны геологическими наблюдениями не подтверждается.

4. Мелкие тела габбро-диабазового комплекса распространены повсеместно на территории зоны и приурочены к сочленению вулканогенной и терригенной толщ. Скопления субпластовых тел, дислоцированных совместно с вмещающими породами, наблюдаются среди кислых эффузивных образований барабашской свиты, реже они выходят в прилегающие участки погран-петровских отложений, иногда заключены в виде крупных ксенолитов в гранитах. Явления дифференциации для массивов не характерны, в эндоконтактах породы приобретают офитовую и трахитоидную структуры, несут мелкие шпильи горнблендитов и рудную вкрапленность в виде зерен и сидеронитовых агрегатов титаномагнетита. Большинство интрузивных тел сложено однообразными альбитизированными амфиболовыми габбро-диабазами, и лишь в более крупных массивах появляются пироксеновые габбро, состоящие из лабрадора (53% An и железистого ($I_{\text{общ.}} = 30$) клинопироксена. Описанный комплекс (габбро-диорит-диабазовая формация, по Ю. А. Кузнецову) пространственно и генетически тесно связан с основными эффузивами барабашской свиты и представляет интрузивный гипабиссальный аналог спилит-диабазовой формации. Рудоносность габбро-диабазового комплекса не представляет практического интереса.

5. Интрузивы габбро-кортландитового комплекса распространены преимущественно в южной части Хасанско-Гродековской зоны, где они

залегают среди флишoidных отложений погран-петровской свиты, тяготея к контактам терригенной и вулканогенной толщ, или сохранились в виде ксенолитов в гранитах.

Эти интрузивы представлены мелкими телами автometасоматически амфиболизированных перидотитов, реже серпентинитов, и более крупными массивами оливиновых и пироксеновых габбро- и габбро-диоритов, которые связаны с перидотитами постепенными переходами. Формы интрузивных тел обычно согласуются с простиранием складчатых структур. Наиболее крупные тела гипербазитов проявляют признаки дифференциации и сложены оливинитами (ядро), верлитами и клинопироксенитами (края), часто превращенными в кортландиты и горнблендиты и переходящими в амфиболовые габбро вдоль верхних контактов тел. Из особенностей минерального состава следует отметить парагенезис оливина умеренной железистости (12—28% Fa) с основным плагиоклазом (65—94% An) и зеленой шпинелью, а также широкое проявление автometасоматической амфиболизации (паргаситкерсутит) в этих породах.

Почти все крупные массивы габбро-кортландитового комплекса сопровождаются проявлениями сульфидной медно-никелевой минерализации, поэтому изучение их представляет практический интерес, тем более что на смежной территории КНДР С. С. Зиминным выделена горнблендит-кортландитовая формация, аналогичная вышеописанному комплексу, с промышленными концентрациями медно-никелевых руд.

6. В составе габбро-плагиогранитного комплекса породы габброидного ряда имеют крайне ограниченное распространение в сравнении с породами плагиогранитного ряда — кварцевыми диоритами, иногда переходящими в тоналиты, гранодиоритами и, реже, плагиогранитами, слагающими крупные массивы (не менее 25—30 км в поперечнике) на южном и северном флангах Хасанско-Гродековской зоны. Интрузии этого комплекса располагаются среди флишoidных отложений погран-петровской свиты и только в редких случаях соприкасаются с вулканогенными образованиями. Массивы имеют очень пологое падение контактов и обладают признаками конформного строения со складчатыми структурами вмещающих пород. Последние часто интенсивно ороговикованы или превращены в гнейсы глиноземистого состава, что являлось причиной отнесения их некоторыми исследователями к нижнепалеозойским или докембрийским образованиям.

Роговообманковые габбро и габбро-диориты, относящиеся к этому комплексу, пространственно тяготеют к массивам кварцевых диоритов и обычно образуют их краевые фации.

Для роговообманково-биотитовых диоритов и гранодиоритов, слагающих большинство массивов, характерно широкое развитие кварца (до 40—50%), часто затронутого процессами бластической перекристаллизации, интенсивная деанортитизация плагиоклазов (ядра — до 36—40% An, края — 12—15% An) и почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов (3—5%), что является особенностью минерального состава этих пород.

В зонах щелочного и кремнекислотного метасоматоза в массивах плагиогранитного ряда встречаются многочисленные мелкие проявления шеелитовой минерализации, а также полиметаллической в бассейне р. Адими. Ввиду широкого распространения карбонатных фаций шеелитовая минерализация заслуживает дальнейшего изучения на территории юго-западного Приморья.

7. Интрузии лейкократовых биотитовых и, реже, роговообманково-биотитовых гранитов, выделяемых в самостоятельный комплекс, располагаются на площади Хасанско-Гродековской зоны в основном в областях развития вулканогенных образований или на незначитель-

ном удалении от них. Формы интрузивных тел чаще всего неправильные, дискордантные по отношению к складчатым структурам вмещающих пород; размеры — от нескольких сот метров до 15—20 км в поперечнике. В гранитах из мелких штоков и краевых частей крупных массивов широко развиты порфиroidные, микропегматитовые и гранофировые структуры. Все породы обладают несколько повышенной щелочностью, так как содержат преимущественно щелочные полевые шпаты. Постоянное преобладание натрия в составе щелочей, по видимому, указывает на то, что граниты являются крайними продуктами дифференциации плагиогранитной магмы.

С гранитами связаны гранат-магнетитовые скарны, иногда с халькопиритом, и рудопоявления золота гидротермального типа, локализованные среди вулканогенных образований в зоне экзоконтакта интрузий.

Таким образом, Хасанско-Гродековская зона характеризуется развитием двух фациальных зон с присущими каждой из них особенностями интрузивного магматизма и связанной с ними эндогенной минерализации.

О МЕЗОЗОЙСКОМ ВОЗРАСТЕ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

И. К. Никифорова, Л. В. Фирсов

(Двиги, Игиг)

Вопрос о существовании мезозойских гранитоидов в западной части региона до сего времени актуален, так как кардинальное решение его затрудняется из-за отсутствия контактов интрузивов с молодыми стратифицированными образованиями, обладающими фаунистической или палеоботанической датировкой возраста. В связи с этим выделение ранне- и среднемезозойских интрузивов среди разновозрастных гранитных комплексов основывается на определениях абсолютного возраста К—Аг методом преимущественно по валовым пробам. К сожалению, некоторая неточность метода и связанные с этим неувязки в интерпретации получаемых данных вызвали настороженное отношение геологов к результатам этих определений. В большинстве случаев определения, выходящие за рамки принятого возрастного расчленения гранитоидов, механически исключаются. Анализ накопившихся к настоящему времени данных по абсолютному возрасту гранитов позволяет подтвердить наши взгляды о присутствии юрско-нижнемеловых гранитоидов в Западном Приморье и на сопредельной территории Северо-Восточного Китая (Никифорова, 1960, 1963, 1965, 1970).

В настоящей работе использованы определения возраста валовых проб гранитоидов, выполненные Л. В. Фирсовым в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР (24 анализа), результаты анализов, заимствованы из фондовых материалов Приморского геологического управления (14 определений), а также семь определений Н. И. Полевой (лаборатория геохронологии ВСЕГЕИ). Ниже приводится хронологическая характеристика выделяемых нами гранитоидных комплексов юрско-нижнемеловой возрастной группы.

1. Кабаргинский комплекс. Из аляскитовых, биотитсодержащих и

биотитовых гранитов Кабаргинского штока в лаборатории ПГУ проанализировано шесть проб (коллекции и данные М. Д. Рязанцевой, Е. Н. Леликова, В. А. Бажанова). Колебания возраста составляют от 106 до 140 млн. лет при преобладании значений в 125—133 млн. лет (четыре пробы). К этим цифрам близко определение Н. И. Полевой (110 млн. лет) и Л. В. Фирсова (120 млн. лет) по пробе аляскитового гранита из скв. 53 (коллекция И. К. Никифоровой). Данные по кварцевым и риолитовым порфирам (ПГУ, коллекции Бажанова и Рязанцевой) из серии поздних даек показали 107, 108 и 125 млн. лет.

2. Кур-ханский комплекс. Четыре определения лаборатории ПГУ (коллекция Е. Д. Касьяна) по биотитовым гранитам, гранит-порфирам и фельзитам комплекса колеблются в пределах от 229 до 110 млн. лет, а анализ по биотиту из гранита горы Маячная показал цифру в 176,8 млн. лет. С последним определением совпадает цифра, полученная Л. В. Фирсовым по гранит-порфиру из шурфа 374 на северо-западном фланге месторождения Кур-хан (коллекция И. К. Никифоровой) — 178 млн. лет.

3. Вассиановский (Сандуганский) комплекс. По гранитам комплекса выполнено пять определений Н. И. Полевой (коллекция Ю. А. Громова) со значениями от 115 до 145 млн. лет и одно Л. В. Фирсовым (коллекция И. К. Никифоровой) — 190 млн. лет.

4. Возраст гранитоидов Юго-Западного Приморья (коллекция И. К. Никифоровой) проанализирован Л. В. Фирсовым. Для двух проб порфиридных диоритов (басс. р. Янчихэ и падь Волчья) он составил соответственно, 153 и 159 млн. лет, а для пробы биотитсодержащего гранит-порфира горы Малая Тигровая — 178 млн. лет.

5. Тяньбаошанский комплекс гранитоидов (КНР, коллекция И. К. Никифоровой). Определения выполнены Л. В. Фирсовым. Данные по пробам из гранодиоритов (Тяньбаошанского штока и штока участка Дунфун соответственно равны 178 и 177 млн. лет, а по гранит-порфиру из дайки, секущей Тяньбаошанский шток — 159 млн. лет. В том же районе возраст розового биотитового гранита на северном обрамлении Яньбянской впадины (массив севернее с. Лаутагоу) датируется цифрой 137 млн. лет.

6. Чжангуанцайлинский комплекс (КНР, коллекция И. К. Никифоровой). Определения выполнены Л. В. Фирсовым по пробам из гранитоидов второй и третьей интрузивных фаз. Для плагногранитов второй фазы они показали 194 и 168 млн. лет и для гранодиорита той же фазы — 193 млн. лет. В шести пробах розовых биотитовых и аляскитовых гранитов значения определений колеблются в пределах 196—164 млн. лет, в серых биотитовых гранитах — 172 и 163 млн. лет, а в розовых гранит-порфирах из даек — 175 и 165 млн. лет.

7. Васильевский комплекс (Бикинский прогиб). Из литературных источников возраст биотитовых гранитов комплекса, по данным Н. И. Полевой, составляет 120—130 млн. лет. Результаты Л. В. Фирсова по Васильевскому массиву (коллекция И. К. Никифоровой) соответствуют 100 и 102 млн. лет. Как показали исследования 1957—1959 гг., граниты аналогичного состава развиты и на левобережье р. Усури.

Из сопоставления цифровых данных видно, что определения, выполненные в разных лабораториях и в разное время, характеризуются хорошей сходимостью. Ранее описываемые гранитоиды относились к палеозою. Появление данных, не укладывающихся в возрастные границы палеозойских гранитоидных комплексов, чаще всего объяснялось влиянием гидротермальных процессов и просто не рассматривалось. Подобным образом решался вопрос о возрастной принадлежности пород кабаргинского, кур-ханского, вассиановского и других комплексов,

хотя анализировавшиеся пробы отбирались на значительном удалении от рудных зон.

В целом приведенные цифры позволяют отнести изученные нами гранитоиды к интрузивным образованиям юрско-нижнемелового времени. Эта серия гранитоидов может быть расчленена на несколько возрастных групп. К наиболее древней следует, видимо, отнести гранитоиды чжангуанцайлинского комплекса, датируя их нижней юрой. Более молодыми, но сопоставимыми с гранитами третьей фазы этого комплекса, являются тяньбаошанские гранитоиды. Близки к ним по возрасту вассиановские и кур-ханские гранитоиды, а также многие интрузивы Юго-Западного Приморья. Наконец, более молодую возрастную группу составляют гранитоиды кабаргинского и васильевского комплексов. Подобное возрастное распределение гранитоидов показывает также, что гранитообразование в послетриасовое время развивалось весьма активно как в пределах подвижных зон (Бикинский прогиб), так и на уже консолидированных платформенных структурах.

В структурном плане Западного Приморья рассматриваемые гранитоиды занимают двоякое положение. Они развиты и в мобильной зоне Бикинского прогиба (васильевский комплекс), и в консолидированной к раннему мезозою зоне восточного обрамления Ханкайского массива, где их размещение контролируется Западным Сихотэ-Алинским структурным швом и оперяющимися его разрывами (кур-ханский, кабаргинский, вассиановский комплексы). В первом случае они сопоставимы с позднеорогенными интрузивами геосинклинальных зон (Кузнецов и Яншин, 1967), во втором соответствуют телеорогенным или внеорогенным гранитоидным образованиям (Красный, 1960; Кузнецов и Яншин, 1967), формирование которых во времени значительно оторвано от конечных этапов развития геосинклиналей и знаменует в нашем случае активизацию зон долгоживущих глубинных разломов. На юге Западного Приморья к этой возрастной группе принадлежат штокообразные тела гранитоидов хр. Черные горы, а на территории северо-восточного Китая они известны на западных склонах хр. Чжангуанцайлин (чжангуанцайлинский комплекс), на западном продолжении Бикинского прогиба (васильевский комплекс), а также вдоль крупных разрывных нарушений, обрамляющих грабенные структуры, или в узлах их пересечений (тяньбаошанский комплекс). Таким образом, на сопредельной территории КНР размещение интрузивов юрско-нижнемелового возраста подчинено тем же тектоническим факторам, а сами гранитоидные комплексы представлены теми же группами формаций, что и в Западном Приморье.

Гранитоиды позднеорогенной группы (зона Бикинского прогиба и его западное продолжение на территории КНР) характеризуются устойчивым минералогическим составом с присутствием плагиоклаза повышенной основности, красно-бурого биотита и появлением в зонах грейзенизации андалузита и кордиерита. Слагают они достаточно крупные массивы площадью до 100—120 кв. км. Внегеосинклинальные граниты более разнообразны по составу и величине интрузивных тел. Среди них установлены гранитоиды повышенной основности — порфировидные диориты и гранодиориты, нормальные биотитовые граниты, а также аляскитовые биотитсодержащие граниты и гранит-порфиры. Значительно реже среди гранитоидов этого формационного типа удается наблюдать последовательную смену состава пород по мере развития интрузивного процесса. Пример подобного явления характерен для чжангуанцайлинского комплекса, где первая фаза представлена роговообманковыми диоритами, вторая — гранодиоритами и плагиогранитами, а завершающая — розовыми биотитсодержащими гранитами и гранит-порфирами. В большинстве же случаев массивы внегеосинкли-

нальных гранитондов, контролируемые одним и тем же разрывным нарушением, могут быть сложены и порфирированными диоритами, и аляскистыми гранитами. Чаще всего интрузивы этой группы представлены мелкими штокообразными телами, располагающимися в виде цепочек, секущих более древние осадочные и магматические образования, и лишь иногда занимают большую площадь и объем — до 20—30 кв. км (чжангуанцайлинский и вассиановский комплексы).

Особого внимания заслуживает рудоносность юрско-нижнемеловых гранитондов, поскольку выделение этой возрастной группы меняет представление о металлогеническом районировании в пределах Западного Приморья. В результате пересмотра возрастной принадлежности гранитондов восточного обрамления Ханкайского массива с учетом данных по сопредельным территориям рудоносность рассматриваемого комплекса может быть охарактеризована следующим образом. Наиболее распространены полиметаллические месторождения и рудопроявления скарновой формации (Кур-Ханское, Кабаргинское, Тяньбаошанское месторождения, Шифатынское и Мооршанское рудопроявления), возникающие вдоль контактов интрузивов с известняками с появлением поздних послегранитовых даек лампрофирированного или лампрофиробазальтоидного состава. На некоторых месторождениях этой группы наблюдается развитие двух этапов скарнообразования и рудоотложения. В ранний этап на контактах гранитов и известняков образуются зоны высокотемпературных скарнов, сопровождающихся рудами магнетит-флюорит-редкометалльного состава.

С внедрением послегранитных даек развиваются зоны поздних, более низкотемпературных скарнов с наложенным на них полиметаллическим оруденением (Кабаргинское месторождение). В других случаях на раннем этапе на контактах гранитондов с известняками образуются безрудные гранат-эпидотовые скарны, на которые накладывается полиметаллическое оруденение после внедрения поздних лампрофиробазальтоидных даек (месторождение Тяньбаошань). В третьей группе скарновых месторождений по контакту гранитов и известковистых пород возникают лишь магнетитовые скарны (Удаолинское месторождение). В других случаях известны зоны альбитизации биотитовых и биотитсодержащих юрско-нижнемеловых гранитов, с которыми связаны зоны редкометалльного оруденения (вассиановский комплекс). И, наконец, с гранитами васильевского комплекса в Бикинском прогибе установлено рудопроявление вольфрама. Таким образом, как позднесорогенные, так и внегеосинклинальные юрско-нижнемеловые гранитонды рудоносны, отличаются весьма разнообразной минерализацией и требуют более пристального внимания.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ ПРИМОРЬЯ

И. Н. Говоров, Г. Б. Левашев, А. А. Стрижкова,
Э. Д. Голубева, А. П. Гречищева

(двги)

1. В настоящее время отсутствует геохимическое обоснование металлогенического районирования Приморья. Опубликованные данные (Баскина, 1968; Говоров и др., 1970; Левашов и др., 1970; Мушенко и др., 1970; Полевских, 1970) в основном относятся к Западному Приморью и отдельным тектоноблокам Главного синклинория и Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алинской складчатой области. Геохимический облик главнейших интрузивных серий верхнемеловых гранитоидов — Татибинской, Бачелазской, Приморской (Геология СССР, т. 32, 1969) — неясен.

2. Татибинская (Синегорская) интрузивная серия (сенон?) выделена А. И. Бурдэ и Ю. Н. Размахниным. В настоящем виде (Геология СССР, т. 32, 1969) она не имеет четкого геотектонического и петрохимического обоснования, объединяя интрузивы, представляющие магматизм сининверсионного (Кузнецов, Яншин, 1967) и внегеосинклинального типов. Это требует некоторых уточнений.

Синегорский, Яковлевский, Шетухинский, Пиданский интрузивы, составляющие серию в Юго-Западном Приморье, располагаются в сочленении раннеинверсионных блоков (Синегорская и Дунайско-Сучанская подзоны) и ревивационных (Нагибина, 1969) зон (Восточно-Даубихинская, Сучано-Даданьшанская). Их формирование связано с мезозойской активизацией областей палеозойской складчатости. Это позволяет рассматривать перечисленные интрузивы в качестве продуктов субсеквентного магматизма «квазикратонной активизации» в бортовых частях структур типа наложенных мульд. По аналогии с Ханкайским массивом (Кулинич др., 1967) считается, что мощность сиалической коры в области их развития не превышает 10 км, а глубина залегания поверхности Мохо — 35 км. В петрохимическом отношении гранитоиды перечисленных интрузивов принадлежат к габбро-грано диоритовой ассоциации (по П. Е. Бевзенко, 1970), для которой характерно преобладание натрия над калием.

Гранитоиды Татибинского комплекса, давшего название серии, представляют сининверсионный магматизм геосинклинальной зоны и уже поэтому не могут отождествляться с вышерассмотренными образованиями. Приуроченность Татибинского интрузива к блоку ранней инверсии (Татибинский горст) Главного синклинория — недостаточное для этого основание. Вместе с тем специфичность структурного положения гранитоидов Татибинского комплекса объясняет, по нашему мнению, их аномальную калиевость (габбро-монзонит-гранитная ассоциация), более высокую, чем в гранитоидах Арминской и Бачелазской цепочек. Все это позволяет сопоставлять Татибинский комплекс с Мяо-Чанским и Березовско-Араратским.

С изложенными оговорками, геохимический профиль кальций-натровой Синегорской (Татибинской) серии очерчивается как неоловоносно-вольфрамоносный. Средневзвешенное содержание олова равно (в г/т): Синегорский интрузив — 1,7, Шетухинский — 3,2, Яковлевский — 3,0, Пиданский — 2,5. Индифферентность олова к процессам дифференциации, удивительно ровное распределение его в диорит-гранодиорит-алаякитовых фациях рассматриваемых интрузивов убеждает в исходном низком содержании элемента, не обусловленном процессами эманационно-конвекционного перераспределения. Еще более от-

четлива их аномальность по олову в сравнении с ханкайскими метаморфитами и средне-верхнепалеозойскими палингенно-интрузивными гранитоидами Западного Приморья (Говоров, Мишкин, 1970; Говоров и др., 1970). На этом фоне несколько повышенное содержание вольфрама (в г/т) в Синегорском (1,9), Яковлевском (1,8), Шетухинском (2,0) и Пиданском (2,3) интрузивах дополняет геохимическую характеристику серии. Величина Sn/W отношения близка к единице, т. е. в два раза ниже кларкового.

3. Бачелазская серия (сенон — дат) выделена Э. П. Изохом (1957) в Иmano-Бикинском междуречье как типовая для зоны Главного синклинория, представляющей посторогенный магматизм геосинклинального характера. В дальнейшем к этой серии были отнесены верхнемеловые гранитоиды зон вторичной и наложенной активизации, т. е. продукты субсеквентного магматизма структурно-формационных зон различного профиля (Даубихинской зоны, Главного и Сучано-Судзухинского антиклинория). При таком внеформационном подходе бачелазская серия утратила свою петрогеохимическую и металлогеническую специфичность, поэтому мы ограничиваем ее распространение областью Главного синклинория, где мощность сиалического слоя, по Р. Г. Кулинчу, составляет не менее 15 км при общей толщине коры 35—37 км.

Интрузивные комплексы в различных тектоноблоках синклинория петрохимически специфичны. Среди них выделяются габбро-гранитная (Арминский, Фурмановский комплексы), габбро-монцонит-гранитная (Татибинский), габбро-монцонит-сиенитовая (Березовско-Арагатский, Улунгинский) и переходная (Бачелазская цепочка) между первыми двумя ассоциацией, по П. Е. Бевзенко (1970). Это требует дифференцированного подхода к определению геохимического профиля интрузивного магматизма Главного синклинория, поскольку поведение олова в системах, отличающихся типом щелочности различно (Есин, Гельд, 1966; Овчинников, 1960; Говоров, 1967; Шипулин, 1968). Высокая кальцевость магм, препятствуя кристаллохимическому рассеянию олова, могла исказить первичный уровень содержаний элементов в гранитоидах. Следует подчеркнуть, что подобное «искажение», по нашему мнению, металлогенически наиболее перспективно (Мяо-Чанский, Березовско-Арагатский комплексы).

Содержание профилирующих для Восточного рудного пояса Сихотэ-Алиня металлов (Радкевич и др., 1962) составляет (в г/т): Бачелазская цепочка (Аник, Правобережный, Кунгулазский), по данным И. З. Бурьяновой — 5,6 Sn, Арминская — 5,5 Sn и 2,2 W, Березовско-Арагатская — 6,2 Sn и 1,9 W, Фурмановская — 5,2 Sn и 1,6 W, Татибинско-Мадянская — 6,2 Sn и 2,8 W. Приведенные цифры рассчитаны на основе данных по распределению элементов в гранитоидах, представляющих главные этапы формирования комплексов. Это обеспечивает их сопоставимость и позволяет оценить для Бачелазской серии Главного синклинория среднее содержание Sn и W в 5,7 и 2,0 г/т, соответственно.

Наименее дифференцированы содержания олова в гранитоидах Арминской цепочки: 4,5—4,7—6,0 г/т в ряду габбро-гранодиорит — гранит; наиболее контрастно его распределение в гранитоидах Березовско-Арагатской цепочки: 5,0—4,9—3,7—10 г/т для ряда монцонит — монцо-гранодиорит — сиенит — микроклиновый гранит, а также в породах Татибинско-Мадянской цепочки: 2,3—10,2—6,4 г/т, соответственно, для монцо-гранодиоритов — порфиroidных гранитов и лагернинских мелкозернистых гранитов. Величина отношения Sn/W — 2,8, что превышает кларковое соотношение для кислых пород (Виноградов, 1962) и близко такому для глин — 3,3, по Таркяну и Видеполю.

4. Гранитоиды Приморской серии (дат) приурочены к Прибрежной антиклинальной зоне (Шипулин, 1957). Они образуют цепочку крупных интрузивов (Судзухинский, Валентиновский, Ольгинский, Владимирский и др.), сопоставимых по размерам с массивами Бачелазской серии. Соотношением щелочей приморские гранитоиды также близки бачелазским, отличаясь меньшей основностью и большей кремнекислотностью главных фаций, относящихся к габбро-гранитной ассоциации (Бевзенко, 1970). Принадлежность телеорогенных гранитоидов Приморской серии к Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу пространственная, а нередко и геологически установленная (Фаворская, 1961), связь с эффузивами и субинтрузивными фациями позволяют рассматривать их в качестве вулканоплутонических комплексов (ансамблей), развитых в зоне с уменьшенной мощностью коры (25 км) при равном соотношении осадочно-гранитного и «базальтового» слоев.

Приводимые ниже геохимические данные характеризуют гранитоиды Судзухино-Владимирской цепочки. Содержание олова в биотитовых и биотит-роговообманковых гранитах составляет (в г/т): Судзухинский интрузив — 4,0, Валентиновский — 3,0, Владимирский — 2,2. Порядок приведенных цифр существенно не меняется в фациях гранитоидов различной щелочности (гранодиорит — гранит-сиенит). Минимальны колебания содержания олова по вертикали — 2,4—1,9 г/т в пределах двух крайних уровней опробованного трехсотметрового гипсометрического интервала Владимирского интрузива. Столь низкое содержание олова нельзя объяснить дифференциационным или конвекционно-эманационным перераспределением данного микрокомпонента. Оно отражает общий дефицит Sn в исходных для этих интрузивов магмах.

Повышенное содержание вольфрама в гранитах Судзухинского (1,9 г/т), Валентиновского (2,3 г/т), Владимирского (2,8 г/т) интрузивов позволяет говорить о вольфрамо-неоловоносной специфике данной интрузивной цепочки, что соответствует металлогенической оценке Белогорской, Першинской и Восточной зон Ольгинского рудного района (Радкевич и др., 1962). Низкий олово-вольфрамовый индекс (Sn/W), близкий к единице, отличает эти образования от петрохимически сопоставимых гранитов Сучано-Судзухинского антиклинория и бачелазских гранитоидов Главного синклинория. Вместе с тем возможно изменение геохимических особенностей приморских гранитоидов в полосе к северу от р. Тетюхе до р. Самарги, обусловленное иным геологическим строением этой зоны.

5. Верхнемеловые интрузивы, формирование которых связано с активизацией зон палеозойской складчатости (Главный и Сучано-Судзухинский антиклинории), представляет окологеосинклинальный магматизм. Его продукты являются результатом повторной активизации гетерогенного по составу и тектоническому состоянию субстрата, что должно отражаться в петрогеохимической специфичности гранитоидов. Несопоставимость их структурного положения с бачелазскими гранитоидами Главного синклинория требует выделения этих интрузивов в самостоятельную серию, которая может быть названа Судзухэ-Улахинской. По отношению к ревивационным структурам типа наложенных мульд (Сучано-Даданьшанско-Даубихинская) они занимают периферическую зону относительно области максимального прогибания. Интрузивы этого типа (площадью 100—500 кв. км), как правило, монофазны и представлены кислыми, малокальциевыми фациями гранитоидов. Соотношение калия и натрия в них, по-видимому, определяется содержанием щелочей в исходном сиалическом субстрате (Говоров, Мишкин, 1970), главные геохимические особенности которого наследуются палингенной магмой (Говоров и др., 1970).

В крупных батолитоподобных массивах широко проявляется эманационно-конвекционное перераспределение рудных компонентов, их миграция в зону контакта и купольных выступов. Широким развитием пользуются постмагматические процессы. Общий малопродуктивный вольфрам-оловянный (кварцевожильно-грейзеновый) металлогенический профиль зон развития этих гранитоидов (Южно-Приморская, Главный антиклинорий) отчетливо диссонирует с общей высокой концентрацией профилирующих акцессорных элементов. Типичные примеры (в г/т): Успенский массив — 6,0 Sn и 2,4 W, Шиненгоузский — 8,2 Sn и 4,2 W, Вангоузский — 4,5—8,5 Sn и 1,0 W (Мушенко, 1970). В Даубихинской зоне к этой серии может быть отнесен Марьяновский интрузив, геохимически изученный П. Г. Недашковским (Недашковский, Нарнов, 1968). Можно высказать предположение о значимой роли гранитоидов данной серии как источника материала при формировании аллювиальных и шельфовых россыпей касситерита и минералов вольфрама.

О ДОМАГМАТИЧЕСКОМ ПРОГРЕССИВНОМ ЭТАПЕ МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ПРИМОРЬЯ)

Ю. Н. Размахнин

(пгу)

Значительное внимание в последнее время уделяется наиболее раннему этапу метаморфизма, получившему название домагматического. В. Н. Котляр (1970), например, основываясь на работах Д. С. Коржинского (1967), подчеркивает, что этот этап обусловлен привнесом энергии и вещества из мантии в виде потока трансмагматических растворов в связи с общим процессом дифференциации вещества Земли. В течение этапа происходит выравнивание состава субстрата, приближение его к эвтектическому, вынос фемических компонентов и рассеяние элементов-примесей.

На примере Приморья нами изучены два своеобразных формационных типа региональных метасоматических образований, которые, вероятно, являются продуктом домагматического этапа. В районах завершенной в палеозое складчатости автором выявлены и изучены (Размахнин, 1966) зоны интенсивной гранитизации, протекавшей в небольшом удалении от поверхности. В результате этого процесса в породах разбиваются порфиробласты калишпата и гнезда кварца, местами отмечен переход в blastsидные граниты. Процесс этот региональный, приуроченный к зоне стыка Ханкайского массива с Сихотэ-Алинской областью и широко проявленный в вулканитах и осадочных породах перми западных и смежных северных и южных районов Приморья. По возрасту эти зоны метасоматоза посленижнепермские — донижнемеловые и связаны, видимо, с лейкократовыми и биотитовыми субщелочными гранитоидами Троицкого интрузивного комплекса верхнепермского — верхнеюрского возраста. Мелкие трещинные тела троичских гранитов вряд ли могли бы дать столь огромные количества метаморфизирующих растворов, так как нередко калишпатизированные породы

пересечены троицкими гранитами. Иными словами, процесс калишпатизации здесь был догранитным (домагматическим).

Широко проявлен региональный метасоматоз в мезозойских осадочных породах Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Зональность этих региональных метасоматитов выглядит следующим образом (начиная от тыловой зоны к внешней): зона биотитовых метасоматитов (биотита до 25—40%), пропилитовидная зона (с кварц-серицит-гидро-слюдисто-эпидот-хлоритовым типом замещения) и березитовидная зона (с кварц-пирит-серицит-гидро-слюдисто-карбонатным типом замещения). Эти региональные метасоматиты, не оставляющие места в Главном синклинории неизменным породам, имеют догранитный возраст, поскольку крупные верхнемеловые гранитоидные плутоны нередко локализованы в метасоматитах внешних зон (в пропилитовидной и березитовидной) и резко дискордантны при этом границам этих зон.

Биотитовые метасоматиты образуют в Главном синклинории нижний метасоматический ярус, а породы двух других зон — верхний. Поверхность биотитовых метасоматитов вдоль Главного синклинория волниста и представлена куполами и валами, осложненными разрывами (Размахнин, 1968). Формирование этой поверхности связано с синхронным развитием в разной степени сближенных очагов верхнемелового магматизма. На наш взгляд, их заложение в большей мере определялось древними и мезозойскими разломами фундамента, особенно местами их сопряжения (пересечения). М. А. Фаворская с сотрудниками (1969), базируясь на ином материале, также пришла к выводу об очаговом характере верхнемеловых тектоно-магматических структур Сихотэ-Алиня. Гравиметрические карты не исключают, а наоборот, подчеркивают такого рода очаговость структур. Упомянутые купола и валы послужили главным вместилищем верхнемеловых гранитоидов. Естественно, создается впечатление о синмагматичности формирования биотитовых метасоматитов. Начавшись в догранитное время, процесс биотизации продолжался, как подчеркнуто И. Н. Говоровым (1967), и в сингранитное время.

При гранитизации наиболее ранней и глубинной стадией была стадия каменного метасоматоза, позже протекал натриевый и, наконец, кислотный метасоматоз; отмечаются признаки проявления поздних щелочных стадий. В случае же формирования региональных метасоматитов Сихотэ-Алиня четко устанавливается, что глубинная их зона (биотитовых метасоматитов) сформировалась вследствие привноса K, Ca, Mg, Fe, Ti , т. е. в результате заметной базификации, а внешние зоны (пропилитовидная и березитовидная) развились как следствие эволюции этих щелочных растворов в сторону резкого повышения их кислотности. В пользу последнего свидетельствует факт роста количества кремнезема от 60—65% — в биотитовых метасоматитах, до 80—85% — в породах внешних зон.

Таким образом, в Приморье имеет место общая закономерность эволюции состава растворов домагматического этапа от щелочных к кислым, что характерно для растворов постмагматического этапа и для трансмагматических растворов (по Д. С. Коржинскому). Интересен значительный привнос олова и фтора при биотитизации и его отсутствие при калишпатизации (Размахнин, 1966; Размахнин, Размахнина, 1970). Описанные метасоматические процессы домагматического этапа, по нашему мнению, — следствие движения кверху огромных масс сквозьмагматических растворов. Вынос фемических компонентов при этом процессе, если следовать взглядам Д. С. Коржинского (1967) и И. Н. Говорова (1967), связан скорее всего с весьма глубинным залеганием здесь очагов магмообразования; в смежных же областях ме-

зоэийской активизации эти очаги занимали, видимо, менее глубинное положение, что подтверждается геофизическими данными.

В предыдущих публикациях автора показано определяющее значение для металлогении олова домагматического этапа регионального метасоматоза Сихотэ-Алиня. Высокая потенциальная оловоносность биотитовых метасоматитов рассматривается при этом как один из источников рудного олова в постмагматический этап. Источником же постмагматических растворов являются гранитоиды. За счет последних также происходило обогащение оловом постмагматических растворов.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ГРАНИТОИДОВ РУДОНОСНОЙ ФАЦИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

П. Г. Недашковский

(ДВГИ)

На большом фактическом материале изучены петрохимические особенности гранитоидов Дальнего Востока, сформировавшихся в различных структурно-фациальных зонах, и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Полученные материалы подтверждают точку зрения В. В. Ляховича и Л. Н. Овчинникова (1970) о возможности образования кислых гранитоидных расплавов тремя путями: 1) в процессе палингенеза осадочно-метаморфических толщ в складчатых областях; 2) при гранитизации пород кристаллического фундамента платформ и 3) за счет кристаллизационной дифференциации основных магм.

Палингенные гранитоиды развиты на Дальнем Востоке в пределах складчатой области Сихотэ-Алинь и на стыке последней с палеозойскими срединными массивами (Малый Хинган и Ханкайская зона). К ним относятся гранитоиды вознесенского, дитурского, преображеновского, дуриловского, татибинского интрузивных и хингано-олонойского и мяо-чанского вулканоплутонических комплексов. Породы этих комплексов характеризуются самыми высокими концентрациями редких и рудных элементов, заимствованных магмой из осадочно-метаморфического субстрата в процессе палингенеза. С ними генетически связаны все крупные редкометальные месторождения.

Автохтонные (возникшие путем гранитизации) гранитоиды формируются только в пределах древних и молодых платформ. На Дальнем Востоке типичными представителями их являются гранитоиды Улканского, Тырмо-Буреннского и Гродековского батолитов. Этим гранитоидам присущи более умеренные содержания редких и рудных элементов, и с ними ассоциируют редкометальные месторождения сравнительно небольших масштабов.

Минимальные содержания редких элементов установлены в гранитоидах, возникших в результате дифференциации базальтовых магм. В генетической связи с ними чаще развиваются железо-сульфидные (а не редкометальные) месторождения скарнового типа и пегматиты с акцессорными минералами олова, тантала, ниобия и редких земель. К этой группе относятся гранитоиды Кленовского и Малонюкжинского

габбро-гранитных интрузивов, локализующихся вдоль глубоких расколов в складчатом фундаменте.

В генетически связанных сериях изверженных пород различных формационных типов (Кузнецов, 1964; Бевзенко, 1970) образованием гранитоидов завершается эволюция магматических очагов, раскристаллизация которых регулируется законом эвтектики (Заварицкий, 1956). Анализом распределения редких элементов между минералами гранитоидов (Рябчиков, 1965) установлено, что эта эволюция сопровождается концентрированием названных элементов в составе летучей фазы и в аксессуарных минералах поздних эвтектоидных дифференциатов (Говоров, 1967). Этим и объясняется эвтектоидный (или близкий к нему) состав гранитов рудоносной фации, т. е. тех гранитов, в генетической связи с которыми установлены редкометалльные месторождения скарнового, пегматитового, апогранитового, кварцевожильного и грейзенового типов.

Гранитам рудоносной фации в большей мере присущи те петрохимические особенности, которые свойственны породившим их магмам. Так, в пределах южного обрамления Алданского щита эти граниты всегда характеризуются высокой натровой щелочностью ($n=53-61\%$; $a:c > 25$; присутствует параметр \bar{c}) при резко повышенной железистости ($f_{\text{общ.}} > 84\%$). Это отражается на минералогическом составе гранитов так, что вместо плагиоклаза в них развит высокотемпературный калиевый полевой шпат с преобладанием альбитовой молекулы над ортоклазовой, а темноцветные минералы представлены высокожелезистыми щелочными алюмосиликатами (гастингситом, рибекитом, эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом).

Граниты рудоносных комплексов, формирующиеся в складчатой области Сихотэ-Алиня, пересыщены не щелочами, а глиноземом при сравнительно низкой железистости ($f_{\text{шбо.}} < 75\%$). Среди щелочей в них преобладает калий ($n=20-50\%$). Эти особенности химизма пород фиксируются высоким содержанием ортоклазовой молекулы в калишпатах (выше 80%) и умеренной железистостью феррических минералов. Среди гранитоидов широко распространены монцитонитовидные разновидности.

Для рудоносных гранитов, развивающихся в пределах Малохинганского и Ханкайского кристаллических массивов петрохимические характеристики имеют промежуточные значения в сравнении с охарактеризованными выше. Здесь более распространены двуслюдяные и турмалинсодержащие разновидности гранитов, а эволюция гранитоидных магм часто сопровождается полярным расщеплением на натровые и калиевые расплавы (дитурский, преображенковский, вознесенский комплексы). С первыми обычно ассоциируют редкометалльные рудопроявления апогранитового и кварцевожильного типов, а со вторыми — преимущественно оловорудные месторождения грейзеновой, кварцево-силикатной и сульфидной формаций.

Для всех гранитов рудоносной фации характерна пересыщенность кремнеземом и фтором.

КЛАРКИ АКЦЕССОРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

П. Г. Недашковский, А. М. Ленников, М. Н. Назаров

(ДВГИ)

Установление региональных кларковых содержаний редких и рудных элементов в магматических породах — важнейшая металлогеническая проблема, решение которой позволит прогнозировать рудоносность интрузивных комплексов отдельных возрастных групп и регионов. Используя накопившиеся данные по количественным определениям акцессорных элементов, выполненные по образцам авторов в лабораториях ДВГИ, и опубликованные материалы И. Ф. Бровчука, А. Ф. Миронюка, Р. И. Полевских, Л. В. Мушенко, А. А. Стрижковой и Г. Б. Левашева, мы предприняли попытку подсчитать средневзвешенные (кларковые) содержания их в гранитоидах четырех структурных регионов Дальнего Востока: Станового пояса, Малохинганского и Ханкайского срединных массивов и складчатой области Сихотэ-Алиня.

Расчеты региональных кларков выполнены по следующей схеме. Первоначально были подсчитаны средневзвешенные концентрации элементов в отдельных гранитоидных массивах с учетом распространения в их пределах всех фазовых и фациальных разностей пород (метасоматически измененные разности пород в подсчет не включались). Затем установлены площади выхода на дневную поверхность всех гранитоидных массивов, относящихся к тем или другим возрастным группам данного региона, и определена (в процентах) доля изученных массивов. Подсчет площадей произведен для Приморского края по карте масштаба 1:1 000 000, изданной в 1969 г. под редакцией И. И. Берсенева, а для Малого Хингана и Станового пояса — по карте масштаба 1:500 000, изданной в 1964 г. под редакцией Л. И. Красного. И наконец, пропорционально площадям распространения вычислялись средневзвешенные содержания элементов в гранитоидах различных возрастных групп для названных выше четырех регионов.

Результаты расчетов свидетельствуют, что для гранитоидов Приморского края в целом региональные кларки (в г/т) молибдена (1,3), ниобия (21), свинца (29) и цинка (56) очень близки к значениям кларков этих элементов в кислых породах земной коры (по Виноградову, 1962), тогда как для бериллия (2,5), тантала (1,6) и фтора (346) они в два раза ниже, а для вольфрама (2,1) и олова (6,3) в полтора раза выше.

В гранитоидах Малого Хингана региональные кларки (в г/т) бериллия (6,5), вольфрама (1,5), ниобия (46) и рубидия (360) также близки к кларкам этих элементов в кислых породах, а олова (6,7) и молибдена (2,2) — превышают их в два раза; однако концентрация фтора (305) в них не достигает и половины земного кларка.

В гранитоидах Станового пояса региональные кларки соответствуют по величине кларкам (в г/т) кислых пород для бериллия (4,2), олова (4,8), вольфрама (1,6), ниобия (34), цинка (69), меди (28) и рубидия (257). Вычисленные кларки молибдена (2,5 г/т) и тантала (5,3) превышают земные кларки в два раза, а свинца (11 г/т), лития (20) и фтора (535) — составляют менее половины их.

Таким образом, для гранитоидов Малохинганского и Ханкайского срединных массивов и складчатой области Сихотэ-Алиня характерен региональный кларк олова, превышающий в два раза кларк элемента в кислых породах земной коры, что является важнейшей геохимической и металлогенической особенностью названных регионов и, вероятно,

всего Тихоокеанского рудного пояса. Повышенные концентрации вольфрама отмечаются только в гранитоидах Сихотэ-Алиня, молибдена — в гранитоидах Малого Хингана и Станового пояса, бериллия — в малохинганских гранитоидах и тантала — в гранитоидах Станового пояса. В целом повышенные местные кларки элементов присущи гранитоидам тех регионов, в пределах которых преимущественно развиты месторождения и рудопроявления названных элементов.



К ВОПРОСУ ОБ ОСНОВНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВОЗНЕСЕНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

А. А. Рязанцев

(пгу)

1. Вознесенский рудный район расположен в юго-западной части Ханкайского массива. Основу его геологического строения составляют осадочно-метаморфизованные образования верхнего протерозоя и нижнего кембрия, смятые в крутые складки северо-западного простирания, которые осложнены многочисленными разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного направлений и прорваны интрузиями нижнепалеозойского, среднепалеозойского и позднепермского интрузивных комплексов. Наряду с широко развитыми интрузивными магматическими образованиями в районе отмечаются проявления среднепалеозойского и пермского вулканизма, пользующегося, однако, сравнительно ограниченным развитием.

В районе известно значительное количество эндогенных месторождений и рудопроявлений плавикового шпата, олова, цинка, полиметаллов и редких элементов.

2. Обобщение обширного фактического материала, накопленного в процессе поисково-разведочных работ в Вознесенском рудном районе, проводившихся в комплексе со специальными металлогеническими исследованиями, позволило выявить ряд важных рудоконтролирующих факторов (магматических, литологических, структурных), определяющих пространственную локализацию эндогенной рудной минерализации.

Магматические рудоконтролирующие факторы проявлены в Вознесенском рудном районе довольно отчетливо. С нижнепалеозойскими («вознесенскими») гранитами связаны оловянные, полиметаллические и флюоритовые месторождения и рудопроявления; со среднепалеозойскими интрузиями среднего и кислого состава — скарновые и магнетитовые, полиметаллические и оловянные рудопроявления; с пермскими вулканогенными образованиями — полиметаллические, оловянно-полиметаллические и флюоритовые рудопроявления.

К числу литологических рудоконтролирующих факторов можно отнести наблюдаемую приуроченность месторождений района к карбонатным породам (известнякам, доломитам).

Влияние структурных элементов на распределение минерализации в Вознесенском рудном районе также значительно. К числу главных

рудоконтролирующих структур относятся древние складчатые сооружения и зоны повышенной трещиноватости, иногда с крупными разрывными нарушениями. Так, например, оловянные проявления локализованы в пределах Ярославской антиклинали, а флюоритовые месторождения — в пределах Вознесенской синклинали. Интересно отметить, что вертикальный размах оруденения в синклиналиных структурах обычно значительно больше, чем в антиклинальных, что связано, по-видимому, со специфическими условиями развития рудовмещающих разрывных нарушений в тех и других структурах.

В Вознесенском рудном районе выделены зоны повышенной трещиноватости трех направлений: северо-восточного, северо-западного и субширотного. Эти зоны, видимо, отражают скрытые разломы фундамента в структурах верхнего этажа, так как ими контролируется расположение трещинных интрузий, вулканических эруптивных аппаратов, дайковых серий, полей минерализованных пород и первичных ореолов рудных элементов.

Особый интерес в металлогеническом отношении представляют места пересечения скрытых разломов фундамента различного направления, так как к ним приурочены все наиболее интересные в промышленном отношении рудные поля и месторождения.

3. Анализ пространственного размещения месторождений и рудопроявлений района позволяет выделить и четко ограничить наиболее перспективные участки для поисков слепых и полуслепых рудных тел и месторождений.

Новые месторождения следует искать на участках пересечения разломов фундамента, в структурах, сложенных карбонатными породами, вблизи не вскрытых эрозией апикальных частей интрузий «вознесенских» гранитов. При этом необходимо иметь в виду, что наиболее оптимальными будут участки, где карбонатные породы перекрываются более пластичными сланцами, выполняющими роль своеобразного экрана.

ГЕОЛОГИЯ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПРИМОРЬЯ

Э. И. Шкурко

(пгу)

1. Район флюоритовых месторождений характеризуется проявлением фтористого метасоматоза в карбонатных породах рифея — нижнего кембрия в связи с небольшими интрузиями биотитовых гранитов среднепалеозойского интрузивного комплекса. Позиция рудного района определяется положением его в краевой части Ханкайского древнего массива, в крыле крупного антиклинория. Осадочные породы смяты в складки северо-западного простирания. Такую же ориентировку имеют ранние тектонические нарушения, небольшие интрузии гибридных пород и гранитов, а также рудные поля. Интересна исключительная подчиненность этому направлению отдельных флюоритовых зон в пределах месторождений.

2. Флюоритовые месторождения образуют компактное рудное поле, складчатая структура которого представляет асимметричную син-

клиналь с известняками на крыльях и сланцами в ядре. Оба крыла прорваны небольшими телами гранитов, с каждым из которых генетически и пространственно связано месторождение. По данным бурения, намечается слияние гранитных тел в один интрузив на глубине 800—1000 м. С запада и востока рудное поле ограничено продольными нарушениями северо-западного простирания, связанными со складчатостью. Особенно значение имеет западное нарушение, представляющее взбросо-надвиг и контролирующее структуру и морфологию одного из флюоритовых месторождений. Внутреннее строение рудного поля характеризуется развитием крутопадающих поперечных и диагональных к складчатости нарушений и, реже, пологих отрывов, сопряженных с продольными сдвигами. Широким распространением пользуются согласные межформационные и внутрислоевые зоны дробления. Они контролируют размещение гранитных апофиз, грейзеновых жил, флюоритового оруденения и значительной части даек порфириров.

3. Флюоритовые месторождения имеют сходный состав руд, характеризующийся ассоциацией флюорита со светлыми слюдами — мусковитом, щелочным маргаритом, но отличаются структурой, размерами и морфологией оруденения. Находясь в различных положениях относительно рудоконтролирующих интрузий гранитов, месторождения образуют последовательный структурный ряд, в котором одно из них находится на уровне апикальной части интрузива, второе — в надыпикальной зоне, в пределах 300—400 м над кровлей гранитного выступа, а рудные тела третьего месторождения являются самой верхней частью оруденения, удаленной от гранитов более чем на 500 м. В целом они выражают вертикальную зональность флюоритового оруденения с вероятным размахом в 1 км.

4. Месторождение первого структурного уровня представляет близкорневую часть оруденения и характеризуется образованием рудных тел в известняках экзоконтакта гранитной интрузии, иногда захватывая ее эндоконтактовую зону. В зависимости от состава исходных пород флюоритовые руды имеют слюдисто-карбонатно-флюоритовый или топазово-флюоритовый состав. Экзоконтактовое оруденение образует две залежи, разделенные гребневидным выступом интрузива. Внутри последнего размещается почти горизонтальное тело топазово-флюоритовых грейзенов, являющихся рудой на флюорит. Рудные тела представляют единую зону плавиковошпатовой минерализации, образованную одним потоком растворов, проникавших снизу вверх вдоль интрузивного контакта, стекаясь к апикальному выступу.

Дальнейшее движение рудных растворов контролировалось зонами трещиноватости в известняках над интрузией. Здесь образовались столбообразные рудные тела вертикальной протяженностью до 400 м. Одним из условий, благоприятствовавших концентрации оруденения в этой структурной зоне, являлось наличие экранирующих поверхностей на пути движения рудных растворов. Роль экрана на одном месторождении играет пологая тектоническая зона, входящая в систему надвига и представляемая плотными глинами с обломками вмещающих пород, на другом — пологий контакт известняков с вышележащими сланцами в крыле синклинали. Экранирование обусловило интенсивный метасоматоз, определило морфологию рудных тел и привело к вертикальной зональности. Зональность морфологии рудных столбов выражается в резком расширении их в подэкранной части за счет обрамления уплотненными бескорневыми телами на флангах. Вероятно, влиянием экрана можно объяснить установленную И. Н. Говоровым (1959) смену преимущественно инфильтрационного метасоматоза, развитого на глубине диффузионным метасоматозом в верхних частях рудного столба. Это в свою очередь обусловило зональность состава руд: мусковитово-

флюоритовых — на нижних горизонтах и маргаритово-флюоритовых — на верхних. Горизонтальная зональность проявлена слабо и выражается в обеднении флюоритового оруденения к краевым частям рудных тел и появлении на флангах месторождений поздней сульфидной минерализации.

Наиболее удалены по вертикали от гранитного массива рудные тела месторождения, расположенные к югу от вышеописанных. Они представляют простые пластообразные залежи в непосредственном контакте известняков с перекрывающими их сланцами. Вслед за контактами рудные зоны имеют встречное падение, направленное к замковой части синклинали. Параллельно контактовой зоне в сланцах отмечаются слюдисто-флюоритовые, кварцево-слюдистые и кварцево-топазовые с вольфрамитом и касситеритом прожилки и жилы. Вмещающие породы на контакте с последними интенсивно окварцованы, изредка наблюдается флюоритизация. Граниты на участке не вскрыты, но на основании установленной генетической и пространственной связи флюоритового оруденения с гранитами можно предполагать, что эти зоны сопряжены со скрытым выступом интрузива и являются верхушками крупных рудных тел, залегающих на глубине. Ниже вскрытых эрозией слабо минерализованных зон фронтального типа может иметь место столбообразное и контактовое оруденение в известняках в осевой части синклинали.

5. Образование флюоритовых месторождений связано с грейзеновым процессом, протекавшим как в гранитах, так и во вмещающих известняках и сланцах. По характеру рудного процесса И. Н. Говоров (1966) относит слюдисто-флюоритовые руды к формации апокарбонатных грейзенов. Образование руд происходило в температурном интервале 200—450°.

При значительной вертикальной протяженности оруденения отмечаются сравнительное постоянство вещественного состава слюдисто-флюоритовых руд в контактовой и надинтрузивной зонах и изменчивость морфологии. Своеобразное положение месторождений в общей структуре рудного поля позволяет проследить флюоритовое оруденение от корневой части, где оно облекает интрузию, проникая в ее апикальный выступ, до фронтальной зоны; в последней наряду со слабой флюоритизацией известняков появляются жильные образования грейзенового типа, характерные для внешнего ореола грейзеновых руд (Щерба, 1968).

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Г. Б. Нарбут

(пгу)

Геолого-металлогенические особенности Кавалеровского рудного района рассматриваются на основе геологической съемки масштаба 1 : 10 000, проведенной в комплексе с геофизическими исследованиями.

Район принадлежит к длительно развивавшейся Сихотэ-Алинской геосинклинали, в пределах которой, начиная со среднего палеозоя и до конца нижнего мела, без существенных угловых несогласий отлагались

терригенные и кремнисто-терригенные толщи мощностью 10—12 км, собранные в складки в результате нижнесенонской фазы складчатости (нижний структурный ярус). В палеозойских и триасовых отложениях отмечаются рифовые постройки, линзы и глыбы известняков. Нижний структурный ярус перекрыт эффузивным комплексом верхнемелового — нижнетретичного возраста, сравнительно полого дислоцированного (верхний структурный ярус). Эффузивные породы обрамляют рудный район, а также слагают в его пределах отдельные вулканические впадины. Большинство оловянных месторождений тяготеет к зоне Прибрежного разлома, разделяющей Главный синклиорий и Прибрежное поднятие.

Магматические образования сформировались в три этапа. Домеловой этап представлен пластообразными залежами спилитов и габбро-диабазов в начальной стадии развития геосинклинали (пермь — юра). Верхнемеловой этап охватывает наиболее обширную и интересную в рудном отношении группу магматических пород кислого, среднего и основного состава (габбро-диориты, монцониты кварцевые диориты, гранодиориты, граниты дацитовые и кварцевые порфиры, порфиры, андезиты, андезито-базальты и др.), внедрившихся в несколько фаз и субфаз в течение сенона и дания в период замыкания геосинклинали и на послеорогенном этапе ее развития. Послеверхнемеловой этап представлен андезито-базальтами и базальтами, излившимися в палеогене в условиях уже платформенного режима.

Магматические породы образуют эффузивный, интрузивный, субвулканический и дайковый комплексы, объединяющиеся в комагматические серии. В их формировании обнаруживается ритмичность, обусловленная особенностями геологического развития рассматриваемой площади. В начальные этапы развития геосинклинали источники магматического питания находятся в симатическом слое земной коры; в поздние — в сиалическом и в конечные — опять в симатическом. Нередко в поздние этапы происходило синхронное внедрение гранитоидных и базальтоидных магматических пород. Участки района с синхронным проявлением упомянутых пород обычно тяготеют к наиболее крупным разломам, к которым приурочены крупные месторождения олова. Магматические породы гранитоидного состава более развиты в Главном синклиории; в зоне Прибрежного разлома преобладают породы базальтового состава. Первые локализируются главным образом в тектонических зонах северо-восточного направления, вторые — в зонах северо-западной и широтной ориентировки, что может свидетельствовать о более значительной глубине проникновения магмоконтролирующих разломов.

Предполагается, что в восточной части района на глубинах 1,5—3,5 км располагается склоняющаяся на восток кровля криптобатолита, выступами которого являются многочисленные штоки гранитоидных пород, несущих черты ассимиляции и гибридизма.

Район неоднороден в тектоническом отношении. В Главном синклиории развиты простые, широкие (2—4 км) складки; в зонах сочленения крупнейших тектонических структур складки усложняются вплоть до очень мягких. Преобладают складки шириной 0,8—1,2 км. Весьма характерна также мелкая складчатость, тяготеющая к крупным разломам (складки волочения, приразломные, оползания и др.).

Тектоника и другие особенности геологического развития района определяются глубинными разломами, выраженными в современном эрзионном срезе зонами смятия и будинажа северо-восточного направления и зонами повышенной трещиноватости северо-западной, меридиональной и широтной ориентировки, описанными ранее Е. А. Радкевич и И. Н. Томсоном. Эти тектонические зоны представляют собой

длительно развивающиеся геологические структуры, появление которых предопределено глыбовыми перемещениями фундамента, происшедшими в процессе развития геосинклинали. Эти перемещения обусловили фациальные различия отдельных участков района, предопределили в основном возникновение складчатой и трещинной структуры района.

В районе отмечаются рудные подзоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома — Сихотэ-Алинская и Водораздельная, выделенные Е. А. Радкевич в составе Главной оловоносной зоны Сихотэ-Алиня. В подзоне Центрального разлома развиты рудопоявления кварцево-касситеритовой формации, а также медно-порфировых руд с молибденом и золотом. Сихотэ-Алинская подзона располагается на площади Главного синклинория и характеризуется оруденением кварцево-касситеритовой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций. В ее пределах устанавливаются мелкие гранодиоритовые массивы, с которыми нередко ассоциирует оловянное оруденение, обнаруживающее иногда признаки зонального распределения минерализации. Водораздельной подзоне, размещающейся на площади Прибрежного разлома и участках Главного синклинория и Прибрежного поднятия, примыкающих к нему, принадлежат крупные месторождения олова касситерито-сульфидной формации (Лифудзинское, Верхнее, Хрустальное, Левинское и Силинское). Месторождения этой подзоны значительно удалены от гранитоидных интрузий, которые, видимо, располагаются на некоторой глубине. Для месторождений характерно широкое проявление полиметаллической минерализации; роль последней возрастает в восточном направлении. В южной части подзоны развито сурьмяно-ртутное оруденение.

Металлогенический облик района предопределяется расположением его относительно Центрального структурного шва и Прибрежного разлома и положением кровли скрытого на глубине криптобатолита.

Возле обнажающихся на поверхности выступов криптобатолита развивается высокотемпературная минерализация кварцево-касситеритовой и касситерито-силикатной формации; над куполами, скрытыми на глубине, — олово-полиметаллические месторождения касситерито-сульфидной формации, которые в наиболее удаленных от выступов участках сменяются рудопоявлениями киноварно-антимонитовой формации. Эта общая зональность осложняется частными случаями распределения минерализации наибольших гранодиоритовых штоков, возле которых проявлена зональность рудных полей и месторождений. Предполагается связь оруденения с гранитоидами повышенной основности (гранодиоритами и кварцевыми диоритами).

Главную роль в размещении оруденения играют нарушения трещинного типа, хотя наблюдается также зависимость его интенсивности от литологических особенностей пород. Обычно наиболее насыщены оловяно-рудными жилами флишевые толщи и пачки переслаивания песчаников и алевролитов. Из числа крупных тектонических нарушений особенно велика роль зон смятия, к которым приурочены основные рудоносные структуры (Арсеньевская, Лифудзинская и Темногорская). Немаловажное рудное значение имеют также некоторые зоны повышенной трещиноватости, которые контролируют такие рудоносные структуры, как Хрустальнинскую, Ивановскую, Оловянную и Силинскую.

Рудные поля месторождений обычно располагаются в пересечениях различно ориентированных тектонических зон, особенно северо-западного и северо-восточного направления. Эти пересечения отличаются особо сложной разрывной структурой и проницаемостью. В локализа-

ции жил и зон минерализации огромное значение имеют разломы и крупные трещины (сбросы, взбросы, сбросо- и взбросо-сдвиги), которые в одних случаях являются рудовмещающими, а в других — рудоподводящими. К ним и оперяющим их трещинам приурочены жилы и штокверки. Оруденение нередко тяготеет к антиклинальным складкам и крупным флексуорообразным изгибам толщ.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ЭТАПА В КАВАЛЕРОВСКОМ ОЛОВОРУДНОМ РАЙОНЕ (ПРИМОРЬЕ)

В. И. Косенко, А. И. Тимошин

(ПГУ)

Петрохимические особенности верхнемеловых магматических образований Кавалеровского района обсуждаются впервые. Использовано 136 полных силикатных химических анализов, причем 87 из них выполнены по материалам, собранным авторами.

Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет выделить в Кавалеровском районе четыре этапа магматизма: домеловой, верхнемеловой, верхнемелово-палеогеновый, палеогеновый. Из них наибольший интерес в металлогеническом отношении представляет верхнемеловой этап, образования которого занимают в районе ведущее место по масштабу проявления и разнообразию петрографических видов. Формирование пород верхнемелового этапа непосредственно предшествовало возникновению оловорудных месторождений района, которые, вероятно, связаны с процессом магнообразования.

Среди магматических пород верхнемелового этапа выделено четыре фазы: I — покровы андезитов, мелкие интрузии диоритов, редкие субэффузивные дайки плагиоклазовых порфиритов; II — сиениты, граносиениты и монцониты Березовской интрузии, а также единичные дайки диорит-монцонита; III — мелкие интрузии и дайки дацит-порфиров, фельзитов, гранодиорит-порфиров, диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов; IV — покровы липаритов, интрузии биотитовых и калиевых гранитов, дайки фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров и аплитовидных микрогранитов.

Проведенные исследования позволили выявить характерные петрохимические особенности пород каждой фазы, а сравнительный анализ полученных данных дал возможность проследить эволюцию магматического расплава для пород верхнемелового этапа.

I фаза. Породы эффузивной фации можно разделить на две группы: а) с содержанием SiO_2 от 53 до 58% и преобладанием NaO_2 над K_2O ; б) с содержанием SiO_2 от 58 до 61% и преимущественным преобладанием K_2O над NaO_2 . Для пяти анализов из покрова верховьев р. Тумбайцы по сравнению со средними типами андезитов (по Дели) свойственно пониженное содержание Fe_2O_3 (1,50% против 2,05). Анализ из покрова кл. Лагерного содержит аномальное количество щелочей («а»=15,6) и соответствует скорее щелочно-земельному трахиту. При тщательном изучении шлифов из этого участка установлено, что в некоторых местах андезиты содержат вкрапленники калишпата и имеют

трахитовый облик. Возможно, что при детальном петрографическом картировании среди покрова андезитов I фазы из района кл. Лагерного будут выделены породы типа трахитов, являющиеся эффузивным эквивалентом интрузивных пород II фазы также с повышенной щелочностью.

Интрузивные породы I фазы характеризуются переменным химическим составом. Среди них выделяются разности, соответствующие среднему составу диоритов, а также более основные, приближающиеся к составу кварцевого габбро и диабаза.

На диаграмме составов А. Н. Заварицкого фигуративные точки пород эффузивной и интрузивной фаций расположены вдоль линии андезит — кварцевый базальт — габбро (по Дели), однако, большая часть их группируется в поле андезитов. Сопоставление усредненных анализов пород обеих фаций показывает на сходство химических составов.

II фаза. Из сравнения анализов пород видно, что граносиениты отличаются от сиенитов и монцонитов большим содержанием SiO_2 (от 64,88 до 67,0% против 59,0 и 57,0%). Для всех пород типично преобладание K_2O над Na_2O . Количества остальных компонентов в породах близки между собой. На диаграмме составов А. Н. Заварицкого большинство фигуративных точек пород расположено в верхней части линии щелочно-земельный роговообманковый сиенит — сиенит всех типов — монцонит (по Дели).

При сравнении анализируемых пород со средним типом сиенитов у первых отмечается повышенное содержание FeO и пониженное Fe_2O_3 и MgO ; для группы граносиенитов свойственно высокое содержание кремнезема.

III фаза. На диаграмме составов А. Н. Заварицкого фигуративные точки пород расположены вдоль линий гранодиорит — диорит и дацит — диорит. По сравнению со средними типами пород в образованиях III фазы несколько завышены значения характеристик «а» и «в».

Сравнение диаграмм составов серий дацит-порфиры — диоритовые порфириты и гранодиориты — кварцевые диориты, а также усредненных анализов этих серий показывает их полное сходство.

Сравнение анализов пород IV фазы позволило выделить среди них две группы пород: с нормальным содержанием K_2O (до 5%) и с высоким (выше 7%).

Первая группа пород по составу соответствует среднему типу липаритов и гранитов. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся к классу пересыщенных кремнекислотой, к группе умеренно богатых щелочами пород. Вторая группа пород характеризуется очень низким (0,65—1,68) содержанием Na_2O и высоким K_2O . Для этих пород свойственно также повышенное количество кремнезема (до 75%) и пониженное кальциево-фемических окислов (CaO , Fe_2O_3 , FeO , MgO). По классификации А. Н. Заварицкого, породы второй группы относятся к классу пересыщенных SiO_2 и Al_2O_3 образований.

Изучение сводных вариационных диаграмм магматических пород верхнемелового этапа позволяет установить для них общие закономерности. Сумма алюмощелочных окислов ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в породах всех четырех фаз колеблется незначительно (от 20 до 24%). На вариационной диаграмме ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$): SiO_2 наблюдается уменьшение суммы алюмощелочных окислов в породах кислого состава. Интересное поведение глинозема: на вариационной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ точки пород четырех фаз группируются вдоль прямой линии, отражающей постепенное уменьшение Al_2O_3 по мере увеличения кислотности пород. Причем, в ходе развития пород первых трех

фаз уменьшение Al_2O_3 происходит медленно и резко прогрессирует в породах кислого состава IV фазы.

Относительная роль Na_2O и K_2O в ходе формирования пород верхнемелового этапа различна. Анализ вариационной диаграммы $Na_2O : SiO_2$ показывает, что содержание Na_2O при формировании всех пород находилось на постоянном уровне (от 2,5 до 3,5%) и только в разностях с повышенным количеством K_2O и SiO_2 резко уменьшаются содержания Na_2O . Концентрация закономерно увеличивалась в процессе эволюции магматического очага, на что указывает изучение диаграммы $K_2O : SiO_2$. Процесс постепенного накопления K_2O был нарушен при формировании пород II фазы, вероятно, в результате поступления из глубинных зон Земли калиевых эманаций, что и привело к образованию пород щелочного типа.

Определенной закономерностью отмечается и поведение кальциево-фемических окислов. На диаграмме кремнекислотности — основности $(CaO + MgO + MnO + Fe_2O_3 + FeO) : SiO_2$ (по Стейнеру) видно, что по мере становления пород верхнемелового этапа сумма кальциево-фемических окислов постоянно уменьшалась, а количество кремнезема возрастало. На диаграмме $MgO : Fe_2O_3$ для всех пород устанавливается прямо пропорциональная зависимость между этими окислами: с увеличением содержания MgO — увеличивается количество Fe_2O_3 , и наоборот.

Наиболее наглядно общая закономерность в химизме пород верхнемелового этапа проявляется при анализе вариационных диаграмм $Ca : Mg : (Na + K)$; $Fe : Ca : (Na + K)$ и $Fe : Mg : (Na + K)$. Для каждой из четырех фаз по мере увеличения кислотности пород уменьшается CaO , MgO и общее железо наряду с постепенным увеличением суммы щелочей.

Приведенный фактический материал свидетельствует о комагматичности пород верхнемелового этапа и закономерном изменении их состава в процессе эволюции очага.

К ВОПРОСУ О ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

М. М. Николаев, С. В. Козеренко, Т. М. Сущевская

(Хрустальнинский ГОК, ГЕОХИ)

1. Проведено большое количество определений температур декрепитации и гомогенизации основных минералов (касситерит, сфалерит, кварц), отобранных с различных гипсометрических уровней по основным рудным телам месторождений Хрустальное, Силинское, Верхнее, Левицкое.

2. Для касситеритов устанавливается узкий интервал температур декрепитации — от 360 до 400°. Какого-либо закономерного изменения температур декрепитации в пространстве не обнаружено.

3. Гистограмма распределения температур декрепитации сфалеритов отчетливо обнаруживает два максимума, соответствующих 220—240° и 300—320°, которые отвечают двум основным генерациям сфале-

ритов. В пределах одной генерации температура декрепитации сфалеритов остается постоянной.

4. Данные по минерализации, составу и давлению минералообразующих растворов, а также результаты измерения температур гомотенизации некоторых проб изученных минералов показывают, что полученные величины температур декрепитации должны незначительно отличаться от истинных температур кристаллизации.

5. Результаты термометрического анализа минералов по включениям свидетельствуют о том, что температура не является определяющим фактором при формировании зональности рассматриваемых месторождений. О температурной зональности оловорудных месторождений Кавалеровского рудного узла можно говорить лишь с учетом фактора времени, но не пространства.

6. Детальными геолого-структурными и минералогическими исследованиями установлено постоянство последовательности выделения минералов, независимо от глубины формирования рудных тел. Распределение минеральных ассоциаций в рудных телах зависит от истории формирования рудовмещающей структуры и в общем случае выражается в последовательной смене минеральных ассоциаций от центра рудовмещающей структуры вверх и к флангам.

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ И ЭЛЕМЕНТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРНИСТОГО

Н. И. Лаврик

(пгу)

1. Оловорудное месторождение Тернистое расположено в пределах Главного Сихотэ-Алинского синклинория на юго-восточном крыле Верхне-Нанцинской антиклинали в месте пересечения ее разломом фундамента, который трассируется здесь «цепочкой» малых интрузий и полями даек кислого, среднего и основного состава.

2. Рудное поле месторождения слагают сложнодислоцированные сравнительно однообразные терригенные отложения (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы) юрского возраста. Простираение осей складок северо-восточное. Магматические породы представлены небольшим штоком кварцевых диоритов (на восточном фланге месторождения) и дайками диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров — фельзитов. Интрузивные образования датируются верхним мелом — нижним палеогеном и являются дорудными.

3. Площадь месторождения разбита серией разломов северо-восточного и северо-западного направлений на ряд тектонических блоков, смещенных по вертикали и горизонтали относительно друг друга. Выделены четыре крупных блока: центральный, юго-восточный, южный и северо-западный. Основные рудовмещающие блоки — центральный и юго-восточный — в свою очередь осложнены разноориентированными трещинами, по которым происходили дорудные, междрудные и послерудные подвижки.

4. При общей приуроченности к блоковой структуре оруденение локализуется в сериях сколовых, крутопадающих трещин субмеридионального ($20-340^\circ$), реже северо-западного ($305-340^\circ$) направлений.

Рудные тела характеризуются сложными сочленениями друг с другом, наличием разветвлений и апофиз. Морфологически они представлены разнообразными комбинациями минерализованных зон дробления с жилами выполнения и, реже, прожилковыми зонами.

5. Оруденение относится к силикатно-сульфидной группе оловорудных формаций и сочетает в себе черты двух ее типов — хлоритового и арсенопирит-пирротинового. В отличие от других месторождений здесь преобладает не пирротин, а халькопирит, и в связи с этим данный генетический тип целесообразнее называть арсенопирит-халькопиритовым. Установлены четыре стадии рудообразования: кварц-хлорит-касситеритовая, кварц-арсенопиритовая, сульфидная (халькопирит-пирротин-пиритовая) и кварц-карбонатная (кварц-сидерит-кальцитовая), с соответствующими им генетическими типами руд, каждый из которых подразделяется на ряд разновидностей. Главными минералами являются: рудные — касситерит, халькопирит, арсенопирит, пирит; нерудные — хлорит, кварц, кальцит, сидерит.

6. Намечены некоторые закономерности в распределении генетических типов руд как для отдельных рудных тел, так и для всего рудного поля, хотя они «завуалированы» наложением друг на друга различных стадий рудообразования. Зональность минерализации не проявлена по мощности рудного тела, а в плоскости жилы фиксируется «плащеобразная» смена кварц-хлорит-касситеритовых руд сульфидными и карбонатными. При этом протяженность зон различных типов оруденения по вертикали и горизонтали различна для каждой рудовмещающей трещины и зависит от ее тектонической проработки перед каждой стадией минерализации. В связи с этими и другими факторами в разных рудных телах наблюдается различное пространственное положение «ядра» рудного тела и его обрамлений вплоть до выпадения самого «ядра» и отдельных оболочек его «плаща».

Элементы пульсационной зональности, в несколько видоизмененном виде, проявляются и в целом для рудного поля. Так, преобладающая в центральной части месторождения кварц-хлорит-касситеритовая минерализация сменяется к его краевым частям арсенопиритовой и халькопиритовой и далее галенит-сфалеритовой, почти не характерной для изученных оловонесных тел.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ДАЛЬНЕТАЕЖНОГО ОЛОВОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Ф. Миронюк, Г. Н. Боков, Е. В. Янишевский

(ДВТУ)

Дальнетаежное месторождение, по классификации Е. А. Радкевич (1968), относится к арсенопирит-пирротин-сфалерит-галенитовому типу касситерито-сульфидной формации. Рудные тела залегают в крутопадающих юрских полимиктовых песчаниках, алевролитах и аргиллитах и представляют собой крутопадающие жилы сплошного сульфидного выполнения и приуроченные к зонам дробления метасоматические кварц-серицитовые зоны с наложенной сульфидной минерализацией. Главные рудные минералы — пирротин, пирит, арсенопирит,

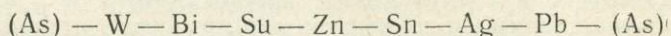
сфалерит, галенит, касситерит, жильные — в основном кварц, реже анкерит и мангананкерит.

Первичные ореолы изучались в ориентированных вкрест простирания рудных тел сечениях на глубину по вертикали до 300 м. Вмещающие породы опробовались по пятиметровым интервалам путем отбора в пробу 5—6 сколков общим весом 200—250 г. Пробы подвергались приближенно-количественному спектральному анализу на спектрографе ДФС-8 методом просыпки с сильноточной (40а) трехфазной дугой. Первичные ореолы оконтуривались по минимально-аномальным содержаниям, вычисленные с 0,1% уровнем значимости. В контурах ореолов подсчитывались линейные продуктивности элементов по общеизвестной формуле, рекомендованной «Инструкцией по геохимическим методам поисков...» (1965).

Около всех рудных тел установлены ореолы олова, свинца, цинка, серебра, меди, мышьяка, в большинстве пересечений также висмута и вольфрама. Ширина ореолов олова и меди составляет 80—100 м и более, остальных элементов — от 10—15 до 80—100 м.

В строении первичных ореолов отмечается вертикальная зональность, выраженная в преимущественном относительном накоплении около верхних горизонтов рудных тел свинца, серебра, олова и около нижних — вольфрама, меди, висмута, цинка. Отношения продуктивностей элементов на расстоянии по вертикали 150—300 м уменьшаются к нижним горизонтам ореолов для пар олово/медь в 8—50 раз; олово/висмут — 4—90; свинец/медь — 3—40; свинец/висмут — 4—40; серебро/медь — 1,2—12; серебро/висмут — 2—90. Менее закономерно, но также заметно, выражено изменение в сторону уменьшения к нижним частям рудных тел отношений продуктивностей олова, свинца и серебра к вольфраму и цинку.

Для месторождения установлен следующий ряд вертикальной зональности, в котором слева направо возрастает способность элементов накапливаться в верхних частях ореолов:



Двойственное положение мышьяка в этом ряду объясняется двумя минеральными формами его нахождения — в виде сульфосолей, когда он является наиболее подвижным элементом, и в виде арсенопирита, когда мышьяк накапливается в корневых частях ореолов рудных тел.

Наиболее контрастно вертикальная зональность наблюдается при использовании группового коэффициента зональности, определяемого как отношение произведений продуктивностей всех элементов относительно накапливающихся в ореолах верхних частей рудных тел (свинец, серебро, олово) к произведению продуктивностей элементов, концентрирующихся на уровне нижнерудных срезов (висмут, вольфрам, медь, цинк). Значения группового коэффициента для ореолов самих верхних частей рудных тел достигают $n \times 10^{-8}$ (где n — целое число — от 1 до 9), для сравнительно низких они уменьшаются до 0, $n=1$.

Вертикальная зональность ореолов может использоваться при поисках слепого оруденения и оценке относительного уровня пересечения рудных тел. При этом основным геохимическим критерием могут служить значения группового коэффициента зональности, учитывающего поведение в вертикальных разрезах ореолов многих элементов.

О ПОЛОЖЕНИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ СУЛЬФИДНОЙ И КАССИТЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТАУХИНСКОМ ВУЛКАНОГЕННОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ

Р. И. Романова, Е. Д. Петраченко

(ДВГИ)

1. Таухинское олово-полиметаллическое рудопроявление Фурмановского рудного района (Южное Приморье) представляет собой тип вулканогенных рудопроявлений олова в эффузивах Восточного Сихотэ-Алиня.

2. Рудные зоны Таухинского проявления локализованы в вулканогенно-осадочной петрозоевской свите сеноман-туронского возраста. В составе ее преобладают плагиоклазовые андезитовые порфириты и их туфы (псефитовые, псаммитовые, алевритовые литокристаллокластические разности), андезитовые дациты. В нижней части разреза встречаются прослои тонкообломочных туфопесчаников и пелитовых туфов.

Оруденение представлено вкрапленными и массивными сульфидными рудами, зонами с оловянной минерализацией и комплексными олово-полиметаллическими рудами. Взаимоотношения оловянного и полиметаллического оруденения сложные. На глубинах от 50 до 250 м оловянное и медно-полиметаллическое оруденение совмещено, на поверхности в центральной части рудного поля проявлены существенно полиметаллические (западная зона) и преимущественно оловянные (восточная зона) руды.

3. Вмещающие оруденение породы и сами рудные тела представляют собой продукты газо-гидротермальной переработки вулканитов. По степени метасоматоза и составу новообразований здесь выделяется внешняя зона наименьших изменений карбонатизированных, хлоритизированных пород с полностью разложенными темноцветными и частично сохранившимися плагиоклазами, в центре площади наблюдаются альбит-хлорит-карбонатные, карбонат-хлорит-гидрослюдистые, хлорит-гидрослюдистые, монтмориллонит-гидрослюдистые пропилиты. К сожалению, оконтуривание их и выделение сплошных зон невозможно, так как нет четкой выдержанности минералогического состава метасоматитов.

Сульфидное медно-полиметаллическое оруденение приурочено к альбит-хлорит-гидрослюдистым, гидрослюдисто-хлоритовым фациям пропилитов; оно отсутствует только в краевых зонах карбонатизированных и хлоритизированных эффузивов. Однако мощности внутренних околорудных зон могут быть незначительными (до 0,5), что создает впечатление залегания сульфидных зон в слабо измененных породах. Кроме того, отложение сульфидов сопровождается одновременным и более поздним выделением обильного кальцита, что также нарушает картину зонального распределения измененных пород.

Для рудной зоны с богатым оловянным оруденением и малой ролью сульфидов характерны другие более интенсивные процессы: окварцевание, хлоритизация, серицитизация. В серицит-кварцевой или хлорит-кварцевой массе встречаются захваченные участки типичной для сульфидной стадии гидрослюдисто-глинистой породы. Эти факты и заметно большая степень метаморфизма вплоть до полного замещения вещества говорят о более позднем времени образования хлорит-кварцевых и серицит-кварцевых пород с касситеритом по отношению к сульфидной стадии. Выделение сульфидов свинца, цинка, меди и олова происходило близко одновременно с пропилитизацией, т. е. на стадии щелочного и слабокислотного изменения эффузивов и туфов. Образованию богатых

касситеритом серицит-хлорит-кварцевых зон предшествовало кислотное выщелачивание с выносом большинства петрогенных компонентов и разложением сульфидов, в том числе, вероятно, и станнина.

Зоны полиметаллических руд с касситеритом имеют телескопированный характер, резко переменчивый состав нерудных минералов; участки пород серицит-кварцевого и хлорит-кварцевого состава чередуются с пропилитами. Кислотное выщелачивание здесь следовало за щелочным метасоматозом, но не достигло той интенсивности, что мы видим в существенно оловоносных зонах.

4. Статистический анализ распределения элементов позволяет сделать вывод, что в олово-полиметаллических рудах существует положительная корреляция между оловом общим и окисным ($r=0,85$), оловом общим и свинцом ($r=0,44$), оловом окисным и свинцом ($r=0,19$), оловом общим и цинком ($r=0,25$), оловом окисным и цинком ($r=0,19$). Для сульфидных руд коэффициенты корреляции между окисным оловом и свинцом принимают разные значения — от 0,7 до 0,3, что свидетельствует о менее устойчивых связях между касситеритом и галенитом.

Положительные коэффициенты корреляции в целом говорят о совпадении путей движения растворов, отлагавших сульфиды свинца, цинка и олова, а также касситерит; колебания же их значений подчеркивают непостоянство условий отложения металлов.



СПЕЦИФИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЛОВА, СВИНЦА И ЦИНКА ВО ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

П. В. Маркевич, М. А. Михайлов

(ДВГИ)

1. В последние годы все возрастающий интерес проявляется к процессам мобилизации рудного вещества из осадочных и вулканогенно-осадочных толщ земной коры. Для суждения о масштабах этих явлений в каждом отдельном районе необходимы в первую очередь данные о фоновом содержании в осадочных комплексах того или иного элемента. В Приморье известны многочисленные полиметаллические рудопроявления и месторождения, пространственно связанные с районами развития флишевых толщ. В северном Сихотэ-Алине в ритмично-чередующихся толщах выявлен ряд новых рудопоявлений олова, т. е. в пределах Сихотэ-Алиня к числу наиболее благоприятных для локализации полиметаллического оруденения относятся мезозойские (в основном нижнемеловые) толщи переслаивания песчаников и алевро-аргиллитов, в том числе флишевые.

2. В слагающих эти толщи элементарных флишевых ритмах, многократно повторяющихся в разрезе, по структурным и текстурным признакам выделяются: а) нижний элемент ритма (1 эр), состоящий, в свою очередь, из трех подэлементов — массивного или с градиционной слоистостью (1а пэр), горизонтально-слоистого (1б пэр) и косо-волнисто-слоистого со следами подводного оползания (1в пэр) и б) верхний элемент ритма (2 пэр), сложенный внизу алевро-аргиллитом, вверху — аргиллитом.

Определение малых содержаний олова, свинца и цинка в каждой из указанных разновидностей по нескольким флишевым ритмам показало довольно сложный характер распределения этих элементов, зависящего от литологических особенностей пород.

Олово внутри флишевого ритма распределено неравномерно. Повышение содержания олова образует один отчетливый максимум, приуроченный к переходу между зернистой и глинистой частями, и два минимума: в самом низу и самом верху ритма. В целом же оловом обогащен зернистый компонент ритма, что в общем не согласуется с соотношением кларковых содержаний для песчаников и глинистых пород.

Поведение свинца в породах еще более сложно. Его содержания внутри флишевого ритма устойчиво показывают три максимума (в 1а и 1в пэр, а также в середине 2 пэр) и три минимума (в 1б пэр, в самом низу и самом верху 2 эр). Четких закономерностей распределения цинка в пределах флишевого ритма не устанавливается.

Приведенные данные показывают, что содержащиеся в толщах мелкоритмичного строения рудные элементы чувствительны даже к незначительным колебаниям литологического состава пород. Это обстоятельство необходимо учитывать при общих оценках металлоносности флишевых толщ, особенно развитых в рудных районах.



i

О ВОЗРАСТЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

В. Ф. Игнатова, П. В. Маркевич

(ДВГИ)

Как известно (Радкевич, 1958), большинство месторождений олова в Приморье концентрируется в Главном синклинории Сихотэ-Алиня (Восточно-Сихотэ-Алинская металлогеническая зона) и в зоне, переходной к Прибрежному антиклинорию (Водораздельная зона).

На этой территории, то есть в пределах позднемезозойских структур Сихотэ-Алиня, в настоящее время принято выделять одну фазу гранитоидного магматизма: позднемеловую — палеогеновую, с которой прямо или косвенно связана рудная минерализация.

Литолого-фациальный анализ верхнетриасовых осадочных пород Кавалеровского и нижнемеловых пород Тетюхинского районов позволяет предполагать наличие более древних, чем верхний мел, гранитных интрузий в пределах Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня. Этот вывод находится в соответствии с ранее высказывавшимися предположениями по этому вопросу.

На границе Главного синклинория с Прибрежным антиклинорием изучены верхнетриасовые (карнийские) отложения в окрестностях пос. Кавалерово и нижнемеловые (готерив-альбские) к югу от пос. Краснореченска.

В карнийских песчаниках и алевролитах обнаружено большое количество неокатанного аркозового материала в виде обломков микроклиновых гранитов, пегматитов с отчетливой графической структурой, реже альбитофиров. Часто встречаемые в шлифах обломки квар-

цево-мусковитовых грейзенов, иногда с полужамещенными светлой слюдой зернами полевых шпатов, большой процент альбитизированного ортоклаза и микроклин-пертита свидетельствует, что в триасовый бассейн поступали не только обломки древних гранитов, но и продукты разрушения пород метасоматического происхождения. Интересен в связи с этим и состав аксессуарных минералов в карнийских породах. При изучении шлифов обнаружено обилие циркона (нередко зонального), граната, а также турмалина (иногда типа увита) в виде крупных неокатанных кристаллов или в составе обломков микрокварцитов. Реже встречаются кристаллы монацита.

Петрографическое изучение пород нижнемелового флиша на северо-востоке этой же зоны показало, что по соотношению основных обломочных компонентов песчаники флиша в основном относятся к аркзам и очень редко приближаются к кварцевым песчаникам или к грауваккам (по Д. В. Шутову, 1965). Среди полевых шпатов преобладают калиевые (главным образом решетчатый микроклин) и кислые плагиоклазы (преимущественно альбит-олигоклаз). Все песчаники обогащены слюдами — мусковитом, биотитом и серицитом, причем обломочный биотит иногда имеет достаточно свежий вид, слабо хлоритизирован и обесцвечен и характеризуется резким плеохроизмом. Из аксессуариев преобладают турмалин, циркон, гранат. Зерна турмалина крупные, угловатые; иногда таблитчатые с хорошо сохранившимися кристаллографическими гранями. Турмалин обычно ассоциирует с обломочным биотитом, а гранат — с мусковитом. Среди обломков пород встречаются сростки кварца и полевых шпатов, а в гравийных песчаниках — мелкокристаллические граниты и редко грейзены.

Все перечисленные особенности состава карнийских и нижнемеловых пород доказывают, что в области питания размывались массивы гранитного состава, обусловившие широкое развитие метасоматических процессов (грейзено-пегматитовая фация). Возраст этих образований не может быть моложе поздней перми — поздней юры. Не исключена также возможность существования нескольких интрузивных фаз, заключенных в этом отрезке времени.

Материал по распределению олова внутри элементарных ритмов, слагающих нижнемеловой флиш, развитый в непосредственной близости от Краснореченского олово-полиметаллического месторождения, показал, что содержания олова в рассматриваемых отложениях в целом выше кларковых (по А. П. Виноградову, 1962). При этом максимальные содержания металла, в 2—3 раза превышающие кларковые (до $6,7 \cdot 10^{-4}\%$), приурочены к средней части ритма, сложенной мелкозернистым песчаником и алевролитом и представляющей наиболее тонкоотмученные порции типичных турбидитов. Количество олова резко падает (до $2,0 \cdot 10^{-4}\%$) в самом верху ритма, сложенном алевро-аргиллитами и аргиллитами, в образовании которых мутьевые потоки не участвовали.

Таким образом, можно предположить, что олово — обломочного происхождения — и переносилось в бассейн осадконакопления в тонкоизмельченном состоянии мутьевыми потоками, источником питания для которых служил Прибрежный антиклинорий.

Учитывая общепризнанную генетическую связь касситеритовых месторождений с гранитоидами при ярко выраженных процессах грейзенизации и пегматитообразования, авторы считают возможным предполагать более древние, чем верхнемеловые, фазы редкометального оруденения в Кавалеровском и Тетюхинском рудных районах Приморья.

ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Л. Б. Хершберг, Ю. В. Шевалдин

(ПГУ, ТО Ин-та океанологии)

Рассматриваемая площадь охватывает южную часть прибрежной голосы Японского моря, находящуюся в зоне Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, в пределах которого расположены Южно-Приморский золотоносный, Прибрежный оловоносный и Хасанский титано-магнетитовый районы.

Исследования последних лет (1968—1970 гг.) в пределах выделенных районов позволили осветить вопросы, связанные с условиями формирования и закономерностями размещения прибрежно-морских россыпей. Успешное решение этих вопросов было обусловлено широким использованием на разных участках: а) геологических, геоморфологических и морфо-динамических исследований; б) минералогического, геохимического, палинологического, микрофаунистического, диатомового и других видов анализа; в) геофизических работ, включающих вертикальное электрическое зондирование, каплетрию, радиометрию магнитометрию с аппаратурой протонной процессии; г) бурения в зоне пляжей и лагун, а также в море с плавающих установок.

Одна из характерных особенностей золотоносной и оловоносной зон — развитие коры химического выветривания в пределах гранитоидных массивов в течение плиоцен-четвертичного времени. Россыпи золота и касситерита исследуемого района сформировались в позднеплейстоцен-голоценовое время.

Заложение долин и формирование континентальных россыпей произошло при более низком уровне моря и является результатом суммарного эффекта воздействия дифференцированных тектонических смещений земной коры на территории южного Приморья и колебаний основного базиса эрозии — уровня океана.

Значительный отпечаток на условия формирования морских и захоронение аллювиальных россыпей наложила среднеголоценовая трансгрессия, получившая максимальное развитие в Приморье (Хершберг, 1969). С позднеголоценовой регрессией связаны россыпи надводных и подводных пляжей.

Полученные разрезы четвертичных отложений позволили восстановить палеогеографические условия формирования прибрежно-морских россыпей, выделить продуктивные горизонты, связанные с литологическими разностями определенного цикла и наметить основные закономерности их распределения.



**XI. Геология и металлогения
рудных районов Забайкалья
и Прибайкалья**

БАЙКАЛО-ВЕРХОЯНСКИЙ ПОЯС ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В. С. Малых

(Вост-СибНИИГГимС)

Изучение глубинных разломов Байкальской горной области как рудопроявляющихся и рудоконтролирующих структур проведено автором совместно с А. Л. Александровым, Э. П. Макарошкиной и Т. С. Михайловой. Эти исследования позволили установить наличие в складчатом основании байкалид скрытых глубинных разломов субмеридионального направления, секущих вкрест простирания структурно-фациальные зоны данного района.

В процессе изучения глубинных разломов прежде всего потребовалось проследить историю их заложения и дальнейшего развития. Заложение байкальской геосинклинали в протерозое на раздробленном и погруженном кристаллическом основании архея обосновано и рассмотрено Л. И. Салопом (1958). Заложение геосинклинали на опущенном крае архейской платформы свидетельствует, что между Ангарским и Алданским приподнятыми мегаблоками существовал опущенный Байкальский мегаблок.

Следовательно, расчленение на крупные мегаблоки древней архейской платформы и дробление этих блоков происходило по разломам, время заложения которых можно определить как конец архея, рассматривая их как платформенные разломы по первоначальному заложению. К ним относятся, в частности, краевые разломы — продольные и поперечные. Первые представлены Байкало-Муйской, Наманской, Удино-Витимской и другими зонами. Разломы этих зон обычно залечены протерозойскими интрузиями основного и ультраосновного состава. Сюда же следует отнести краевой пограничный продольный Саяно-Становой разлом, разграничивающий древнюю платформу и Центрально-Азиатский ортогеосинклинальный пояс. В группу поперечных разломов входят Ничатский, Уринские (Восточный и Западный), Баргузинский и Прибайкальский.

Все перечисленные разломы в структурах внешнего пояса Байкальской области выражены как скрытые глубинные разломы, тогда как в структурах внутреннего пояса они, вследствие глубокого эрозионного среза, выходят на дневную поверхность. Здесь они залечены крупнейшими ареал-плутонами гранитоидов, вытянутыми вдоль разломов в субмеридиональном направлении. Для данной системы глубинных разломов характерно проявление только кислого магматизма.

Субмеридиональные разломы продолжают на Сибирской платформе в разломах фундамента Вилюйской синеклизы и далее на севере в складчатых структурах Верхоянской области (Малых, 1970). Нами

предложено разломы основания Байкальской горной области, Вилуйской синеклизы и Верхоянья рассматривать как единый дискордантный Байкало-Верхоянский пояс.

Размещение интрузий омсукчанского комплекса по разломам Байкало-Верхоянского пояса на севере в пределах Верхоянской складчатой области свидетельствует о его позднемезозойской активизации. Можно предполагать, что активизация захватила не только северную часть, а пояс в целом, включая Байкальскую складчатую область, и что гранитный магматизм, обусловленный сводово-блоковым воздыманием, был проявлен в пределах всего пояса с некоторым изменением в возрасте по его простиранию.

Положение об активизации секущих разломов Байкальской области подтверждает факт установленной мезозойской активизации Ничатского глубинного разлома, входящего в систему разломов Байкало-Верхоянского пояса в пределах Байкальской горной области, по наличию в нем интрузий алданского комплекса послеверхнеюрского возраста (Салоп, 1967; Билибина, 1968); присутствие интрузий биотитовых гранитов с возрастом 77—180 млн. лет (джегдокарский комплекс) в зоне Уринских разломов также указывает на мезозойскую активизацию глубинных разломов основания Байкальской горной области. Об этом же свидетельствует сходство минерализации, обусловленной омсукчанским и джегдокарским комплексами изверженных пород, несущих олово, вольфрам, молибден и другие редкие металлы.

Вышеизложенное позволяет по-новому подойти к оценке перспектив Байкальской складчатой области на редкие металлы и в первую очередь — на олово, вольфрам, молибден, рудное золото.

Необходимо отметить, что описываемый Байкало-Верхоянский пояс глубинных разломов длительного развития (от архея и до позднего мезозоя и кайнозоя включительно) имеет глобальные масштабы. Он отчетливо прослеживается на север далеко за пределы Верхоянской складчатой системы в основании Чукотской геосинклинали, отделяя Колымский массив от Гиперборейской платформы, скрытой под водами Северного Ледовитого океана. На юг этот пояс прослеживается вплоть до Индокитая, что видно по разломам, приводящим в соприкосновение опущенные и приподнятые блоки древнего кристаллического основания. Так, эти разломы ограничивают с запада Северо-Китайскую, Южно-Китайскую и Индосинийскую платформы (Яншин и др., 1966).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А. М. Гребенников, В. Д. Огородников, Н. Н. Чабан,
А. Я. Пьянников

(ЧГУ)

Основными рудоконтролирующими структурами центральной части оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья являются верхнемезозойские зоны тектоно-магматической активизации. Среди них нами выделяются средне-верхнеюрские и верхнеюрские — главные структурно-металлогенетические зоны и верхнеюрско-нижнемеловые — пострудные.

Среди средне-верхнеюрских преобладают зоны субширотного направления. Первая и наиболее крупная из них (Будуланская) — фрагмент крупного Онон-Быркинского (Акша-Быркинского) широтно-глубинного разлома. Вторая располагается в северной части района и, очевидно, служит продолжением известной Шахтаминской зоны. В пределах этих зон проявлена золото-молибденовая минерализация.

Среди верхнеюрских зон выделяются Саханайская, Хангилай-Дурулгуевская и Адуи-Челонская (Кукульбейская), имеющие северо-восточное простирание. Кроме того, выделяется широтная Онон-Борзинская зона; на ее пересечении с Хангилай-Дурулгуевской и Спокойнинско-Шерловогорской (Агинской) зонами располагается Хангилайский массив.

Особое место среди верхнеюрских структур занимают Саханайско-Дурулгуевская и Спокойнинско-Шерловогорская (Агинская) зоны северо-западного направления, выполняющие роль барьерных структур. Последнее обусловило неравномерное, узловое размещение массивов верхнеюрских гранитов и редкометалльных рудных узлов, концентрирующихся на пересечении зон северо-восточного направления с указанными барьерами.

Границами рудных узлов, как правило, являются проекции массивов гранитов, еще в значительной мере не вскрытые эрозией и отличаются четкими гравитационными минимумами. Проявления рудной минерализации обычно не выходят за пределы этих минимумов и концентрируются преимущественно в периферических частях или в зонах внутренних осложнений, представляющих провесы кровли массивов.

Потенциально рудоносные гранитоиды кукульбейского комплекса этих зон неоднородны в отношении оруденения и подразделяются на шесть основных типов, каждый из которых характеризуется специфической аксессуарно-минеральной индикаторной ассоциацией и петрохимическими особенностями.

Приводим их в последовательности образования и максимального площадного распространения, установленного по 53 гранитным массивам:

1. Вольфрамоносные гранитоиды характеризуются ильменит-циркон-монацит-апатитовой ассоциацией с ксенотимом, преобладанием калия над натрием и повышенным содержанием фтора. Концентраторы вольфрама — полевые шпаты, биотиты, апатиты, а в апогранитах — мусковиты. Зеленый мусковит в ассоциации с флюоритом, апатитом и аксессуарным бериллом сопровождают промышленно-интересные концентрации вольфрамита.

2. Бериллиеносные граниты и апограниты во многом сходны с вольфрамоносными; для них свойственна ильменит-апатитовая минеральная ассоциация с гранатом и флюоритом. Здесь более интенсивнее, чем вольфрам, накапливается аксессуарный бериллий, сопровождающийся колумбитом.

3. Оловоносные граниты и микрограниты имеют ильменит-апатит-монацит-турмалин-флюоритовую ассоциацию минералов с ортитом и ксенотимом, в них преобладает калий над натрием и отмечается в повышенных концентрациях касситерит.

Интенсивному переносу и высвобождению олова предшествовали развитый калиевый метасоматоз, турмалинизация и повышенная фторность исходных пород, способствовавшие накоплению касситерита в измененных кварцевых порфирах, микрогранитах и их брекчиях. Их сопровождает аксессуарная бериллиевая и наложенная свинцово-цинковая минерализация.

4. Танталосные гранитоиды отличаются ильменит-

монацитовый ассоциацией с типоморфным анатазом и радиоактивным цирконом.

В апогранитах такого типа гранитоидов натрий преобладает над калием. Наиболее продуктивные танталоносные метасоматиты сопровождаются лепидолитом и топазом (0,2—2%). Здесь же наблюдается интенсивное накопление алюминия — от 8,5 до 10%. Характерны послегрейзеновая альбитизация, амазонитизация и особенно липидолитизация и топазизация, обусловившие повышенные концентрации танталит-колумбита и микролита в ассоциации с касситеритом и лепидолитом.

5. Ниобий-фтороносные гранитоиды сопровождаются магнетит-циркон-флюоритовой ассоциацией с литиевым биотитом. С этим типом гранитоидов генетически связаны многочисленные флюоритовые месторождения и акцессорные содержания ниобия и лития. В апогранитах этого типа калий преобладает над натрием, типичны ассоциации колумбита, литиевого биотита, радиоактивного циркона, флюоцерита и отсутствие пироксид-микролита. Иногда встречается вольфрамит, ксенотим, торит и в апогранитах — топаз, в меньшей мере флюорит. Фтор в апогранитах не накапливается, а выносится в экзоконтактные зоны, образуя кварцево-жильные флюоритовые месторождения.

6. Полиметаллический (свинцово-цинковый) тип с касситеритом характеризуется турмалин-флюорит-галенитовой минеральной ассоциацией.

В большей части выделенных типов геохимическая специализация неизменных гранитоидов кукульбейского комплекса предопределяет дальнейший тип и ход постмагматических изменений, которые в десятки, сотни и тысячи раз усиливают свойственную каждому типу рудоносность. Так, в танталоносном типе гранитоидов интенсивно накапливаются тантал, ниобий, олово, в вольфрамоносном — вольфрам и висмут, в оловоносных — олово, реже висмут, в бериллиеносных — ниобий и т. д. Выделенные продуктивные потенциально рудоносные гранитоиды довольно четко различаются и по физическим свойствам — плотности и магнитной восприимчивости, а также по соотношениям урана и тория, определенным на основании результатов гамма-спектральной съемки. Высокая насыщенность редкометальными и оловянно-вольфрамовыми месторождениями, их сближенность в пространстве представляют собой классический пример высокопродуктивных рудоносных гранитоидов и апогранитов.

Рудоносные и потенциально рудоносные типы гранитоидов закономерны локализованы в рудоконтролирующих зонах, имеющих следующие направления:

1) северо-западное с оловянно-вольфрамовой минерализацией (Саханай-Дурулгуевская, Спокойнинско-Шерловогорская, Балейско-Дарасунская зоны);

2) северо-восточное с оловянной минерализацией (Адун-Челонская зона);

3) широтные с танталовой минерализацией (Этыкинская зона).

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

А. А. Иванова, Ю. И. Михайлова, В. В. Павлова

(ВСЕГЕИ)

1. Практика металлогенического анализа основана на совокупном рассмотрении больших объемов информации — геологических, литологических, геохимических, петрохимических характеристик руд и горных пород, сопоставлении разнообразных карт: тектонических, полезных ископаемых и других, а также обобщающих металлогенических карт, схем, металлогенограмм и т. п. Используемая информация по большей части носит качественный характер, что затрудняет объективное сравнение данных. Это обстоятельство, а также трудности сопоставления и выявления взаимосвязей многочисленных характеристик геологических образований заставляют металлогенистов все чаще обращаться к статистическим методам обработки геологической информации.

Наиболее перспективны методы многомерного статистического анализа, позволяющие рассмотреть и получить количественную оценку всего многообразия характеристик (признаков), описывающих такие сложные природные объекты, как месторождения полезных ископаемых.

2. Для оценки роли основных геологических факторов, контролирующих размещение проявлений эндогенной минерализации в Восточном Забайкалье, была использована одна из модификаций анализа по методу главных компонент (R) — метод факторного анализа. С помощью этого метода возможны сведение большого числа признаков, описывающих геологические объекты (в данном случае — месторождения, рудопроявления, знаки проявления эндогенной минерализации), к ряду ассоциаций признаков, представляющих собой независимые переменные — «факторы» (в терминах статистики), и оценка связи отдельных признаков с фактором, т. е. новой переменной, описывающей поведение ассоциации признаков. На основе анализа состава выделенных независимых ассоциаций признаков (статистических факторов) и вариаций их значений на площади (карт значений статистических факторов) в ряде случаев возможны заключения о роли тех геологических факторов, которыми определяются условия локализации различных типов эндогенного оруденения.

3. Исходной информацией служили качественные характеристики рудных объектов Восточного Забайкалья: а) вещественный состав руд (главные элементы и минеральный состав), б) параметры (масштаб оруденения, форма, длина, мощность и глубина подсеченных рудных тел), в) геологическая ситуация (геотектоническое положение, состав и возраст вмещающих пород).

Для выявления металлогенической специализации рудоносных интрузий и характеристики вмещающей среды были обработаны данные свыше 900 химических анализов.

4. Данные факторного анализа металлогенической информации хорошо совпали с результатами металлогенических исследований С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. С. Кормилицина и других геологов, что является критерием применимости этого математического метода при металлогеническом изучении. Кроме того, удалось выявить ряд дополнительных закономерностей и, исходя из этого, выделить перспективные площади на молибденовое, свинцово-цинковое и флюоритовое оруденение.

5. Метод факторного анализа позволяет вовлекать в рассмотрение

большое количество фактических качественных данных и количественных определений.

Опыт показал, что факторный анализ может быть использован при металлогенических исследованиях в разных аспектах:

а) при классификации месторождений на тектоно-магматической основе для выделения рудных комплексов, металлогенных формаций и подформаций, а внутри них — групп месторождений по характерным минеральным ассоциациям, элементам-примесям и т. п.;

б) для выявления петрохимических особенностей рудоносных магматических комплексов (или формаций) в целом, а также групп интрузивных тел в конкретных районах с преимущественным развитием того или иного члена комплексного оруденения (золото, молибден, свинец-цинк, флюорит);

в) для выявления закономерностей размещения оруденения путем установления связи оруденения с геотектоническими структурами, разрывными нарушениями, составом и возрастом вмещающих пород, петрохимическими особенностями близких по возрасту магматических образований и т. д.;

г) для сравнения металлогенических районов на формализованной основе и для выделения конкретных перспективных участков на определенные виды оруденения;

д) для оценки проявлений эндогенной минерализации по масштабу.

Введение полуколичественных и количественных характеристик вещественного состава и оценки геологической ситуации месторождений, несомненно, приведет к детализации и получению существенно новых результатов по закономерностям размещения и формирования месторождений, что послужит обоснованиям для конкретных прогнозных рекомендаций.

Формализованная металлогеническая характеристика, полученная с помощью факторного анализа, открывает принципиальные возможности сопоставления известных горнопромышленных районов, подобных Восточному Забайкалью, Южному Приморью с малоизученными территориями Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Н. Н. Биндеман

(цнигри)

Юго-восточная часть Центрального Забайкалья является областью сопряжения золото-молибденового и оловянно-вольфрамового рудных поясов, выделенных С. С. Смирновым. Здесь расположен Любавинско-Халчерангинский рудный район, заключающий проявления касситерит-сульфидной, касситерит-сульфидно-кварцевой, золото-малосульфидно-кварцевой, антимонит-кварцевой, шеелит-кварцевой и других рудных формаций. Рудный район представлен группой тектонических блоков Южно-Даурского мезо-кайнозойского свода, оконтуренных региональными разломами близширотного и север-северо-восточного про-

стирания. Начиная с верхнего протерозоя и до середины лейаса, в районе были сформированы три мощные толщи морских вулканогенно-осадочных и осадочных пород, а также массивы гранитоидов кыринского комплекса. Со становлением последних завершился геосинклинальный период развития района. В течение среднеюрского — нижнемелового времени при блоковых перемещениях, связанных с ростом Южно-Даурского свода, происходило формирование пестрых по составу гипабиссальных, субвулканических, эффузивных и континентальных терригенных пород.

Разновозрастные магматогенные формации района имеют сходные черты: повышенную кремнеземистость и глиноземистость, постепенное изменение количества и соотношения щелочей при переходе от более древних к более молодым формациям, наличие «сквозных» элементов-примесей с примерно равными кларк-концентрациями в породах разного возраста и состава (свинец, мышьяк, бериллий), сближенный возраст становления магматических комплексов (особенно в течение средне-верхнеюрского времени), одинаковую последовательность формирования — сначала средних, а затем кислых пород в средне-верхнеюрской и верхнеюрской сериях. Таким образом, напрашивается вывод о существовании единого для геосинклинальных и послегеосинклинальных магматических пород района глубинного очага, эволюционировавшего в верхнетриасовое — верхнеюрское время. Об этом свидетельствует отчетливая структурная связь массивов и тел разновозрастных изверженных пород, которая выражается в подчинении контуров разновозрастных массивов одним и тем же разломам и в расположении мелких тел различных комплексов в виде единых линейных цепочек.

Наряду со «сквозными» элементами-примесями различные магматические формации обладают устойчивыми комплексами элементов-примесей, отражающими их геохимическую специализацию. Так, для пород кыринского комплекса характерно повышенное содержание серебра, мышьяка, хрома, свинца, для средне-верхнеюрских образований (особенно для пород харалгинского комплекса) — бериллия, мышьяка, олова, для верхнеюрских пород (и в первую очередь для малых интрузий) — олова, цинка, свинца, серебра, меди, бериллия мышьяка. В частности, лампрофиры, диорит-порфириды и диабазовые порфириды содержат мышьяк, свинец, цинк и серебро в количестве 3—5 кларк-концентраций и больше, а в плагиогранит-порфирах, кварцевых порфирах и других кислых породах кларк-концентрации олова, мышьяка, серебра и свинца колеблются в пределах 2,2—6,5.

Проявления наиболее древней из известных в районе рудных формаций — шеелит-кварцевой — обнаруживают тесную пространственную и временную связь с гранитоидами кыринского комплекса. Оловоносные грейзены, по данным А. Г. Теремецкой и других, генетически связаны с гранитоидами харалгинского комплекса. С этим же комплексом Е. А. Радкевич и другие исследователи района связывают проявления касситерит-сульфидно-кварцевой формации, что подтверждается и отмеченными выше геохимическими особенностями среднеюрских гранитоидов.

Месторождения и рудопроявления ведущих для района рудных формаций — касситерит-сульфидной, золото-малосульфидно-кварцевой и антимонит-кварцевой — имеют, по геологическим данным, верхнеюрский возраст. Образование их, как показывает реконструкция геологической обстановки, происходило в интервале глубин 0,8—3,0 км от поверхности земли.

Флюорито-кварцевые жилы с ферберитом секут золотоносные жилы (Тарбальджейское рудное поле). Верхняя возрастная граница их неизвестна. Нет точных данных и о времени проявления ртутной минерализации.

Тесная структурная, а также временная связь золоторудных проявлений с малыми интрузиями — дайками плагиогранит-порфириров, гранит-порфириров с фельзитовой основной массой, кварцевых порфириров и фельзитов указывает на вероятную парагенетическую связь тех и других образований. Расположение проявлений касситерит-сульфидной формации среди верхнеюрских даек диорит-порфириров, диабазовых порфириров и лампрофириров, а также геохимические особенности последних позволяют высказать предположение о парагенетической связи касситерит-сульфидной формации с комплексом верхнеюрских малых интрузий среднего и основного состава. С комплексом верхнеюрских малых интрузий, вероятно, связаны и проявления антимонит-кварцевой формации.

Материалы об относительном возрасте перечисленных выше верхнеюрских рудных формаций противоречивы и позволяют предположить, что их образование было связано с одновременной эволюцией различных магматических камер, расположенных, вероятно, на различных гипсометрических уровнях.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ЗОНАЛЬНОСТИ В НЕКОТОРЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Д. О. Онтоев

(ИГЕМ)

1. По условиям поступления гидротермальных растворов при формировании месторождений различаются две категории явлений: а) продолжительная циркуляция одного потока рудоносных растворов определенного начального состава, испытывающих эволюцию фазового состояния, кислотности — щелочности, температуры, катионного и анионного состава и других параметров при движении в область рудоотложения (эволюция в пространстве) на фоне локальных тектонических подвижек; б) циркуляция нескольких разновременных потоков растворов разного состава (эволюция во времени в очаге) в связи с тектоническими движениями, нередко сопровождаемыми возобновлением магматической деятельности (внутриминерализационные дайки и штоки).

Промежуток времени эндогенного минералообразования, в течение которого из одного потока постмагматических или иных растворов непрерывно или прерывисто образуется тот или иной комплекс минералов, слагающий руды и околорудно-измененные породы, определяется как **стадия минерализации**. Для достоверного ее выделения при формировании месторождений необходимо использовать четыре группы критериев — магматические, геолого-структурные, минералого-геохимические и физико-химические — в их сложном сочетании.

2. По особенностям проявления стадийности минерализации в месторождениях различают два генетических класса зональности:

I класс — одностадийная зональность (синонимы — отложение, фациальная, моноасцендентная);

II класс — многостадийная зональность (синонимы — пульсационная, стадийная, полиасцендентная). В обоих классах в зависимости от основных геологических и физико-химических факторов, определяющих закономерное зональное распределение минеральных комплексов, выделяют отдельные **генетические типы зональности**. При этом

основные факторы возникновения типов одностадийной зональности в равной степени действуют и в пределах проявления каждой отдельной стадии более сложного многостадийного формирования месторождений.

3. Для редкометальных месторождений Забайкалья характерно сочетание различных генетических типов одностадийной и многостадийной зональности. По решающей роли тех или иных факторов здесь часто проявлены следующие генетические типы одностадийной зональности: **литологическая** (или зональность, обусловленная влиянием состава вмещающих пород), температурная (градиент температуры), **концентрационная** (изменения концентрации компонентов в растворах) **кислотно-основная** (градиент кислотности растворов), в меньшей степени — **структурная** (внутристадийная тектоническая деформация) и **окислительно-восстановительная**. Вместе с тем во многих месторождениях отмечается совместное действие нескольких из указанных факторов, которые обуславливают образование **сложного генетического типа одностадийной зональности**. Основным фактором многостадийной зональности являются межстадийные тектонические деформации, сопровождаемые многократным поступлением новых потоков растворов в область рудоотложения. Зональность возникает, когда подобные деформации либо совмещены в одних и тех же структурах, но при последовательном их развитии во времени, либо проявлены обособленно (разобщенно) в пространстве, и тогда минеральные комплексы разных стадий приурочены к разным структурам. Вопрос о номенклатуре генетических типов многостадийной зональности требует дополнительного исследования.

4. Для изученных месторождений Забайкалья наиболее свойственна **горизонтальная многостадийная зональность рудных полей**, выражающаяся в локализации минеральных комплексов ранних стадий в апикальных частях рудоносных массивов и ближайших их экзоконтактовых зонах, а поздних стадий минерализации — в удаленных от интрузива зонах. В том же направлении закономерно возрастает глубина редкометального оруденения в отдельных минеральных зонах. Достаточно широко в рассматриваемых месторождениях проявлена **вертикальная зональность метасоматически-измененных гранитов и сопряженного с ними оруденения** в апикальных частях рудоносных массивов, имеющая сложную природу, обусловленную сочетанием совмещений **многостадийной зональности** с отдельными типами одностадийной зональности.

Литологическая зональность отчетливо наблюдается в случае перехода рудных тел, жил и прожилков из гранитов и породы среднего и основного состава, богатые основаниями (FeO , MgO , CaO). Она выражается в смене существенно кварцевых жил кварцево-микроклиновыми, альбит-микроклиновыми и биотит-микроклиновыми, далее в смене кварцевых и кварц-мусковитовых фаций околожилльных грейзенов специфической фацией — пирит-флюорит-слюдистыми метасоматитами («березитами»). Параллельно с этим резко возрастает в рудах содержание некоторых элементов (W , Mo , F и др.), увеличивается содержание ферберитового компонента в вольфрамитах, а также концентрация некоторых элементов-примесей в ряде минералов.

Температурная зональность характеризуется сменой высокотемпературных минеральных парагенезисов в гранитах менее высокотемпературными ассоциациями в экзоконтактовой зоне гранитных массивов. Нередко наблюдается **вертикальная зональность** в размещении различных типов руд, при этом температурный градиент до глубины 400—700 м, по данным гомогенизации включений в кварце, оценивается в 20 — 25° на 100 м.

Концентрационная зональность обычно отмечается в рудных жи-

лах, залегающих в однородных вмещающих породах, и в общем случае выражается в фациальной смене одних минеральных парагенетических ассоциаций другими, в частности, богатых вольфрамитовых руд существенно сульфидными, кварц-касситерит-хлоритовых руд сульфидно-касситеритовыми, а последних — марматитовыми на верхних горизонтах рудных тел.

Кислотно-основная зональность наиболее четко проявлена в строении некоторых олово- и вольфрамоносных грейзеновых тел в апикальных частях гранитных массивов. Здесь основная масса олова, а также меди, цинка и лития приурочена к кварц-мусковитовой фации грейзенов, а вольфрама, молибдена и частично бериллия к кварц-топазовой, топазовой и кварцевой фациям, слагающим внутренние (тыловые) зоны грейзенов, где происходило максимальное кислотное выщелачивание.

Наконец, закономерная смена с глубиной многосернистых (пирит, висмутин и др.) минеральных парагенезисов малосернистыми ассоциациями (пирротин, самородный висмут, сульфотеллуриды висмута и др.) в рудных жилах некоторых вольфрамитовых месторождений представляет пример одностадийной зональности, обусловленной изменением **окислительно-восстановительного потенциала** среды рудообразования.

5. Выяснение генетической природы наблюдаемых типов зональности в гидротермальных месторождениях позволяет получить более полные данные об условиях образования месторождений и способствует разработке научных основ локального прогноза.

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ГЛУБИНЫ СТАНОВЛЕНИЯ МАТЕРИНСКОЙ ИНТРУЗИИ НА ПРОЦЕСС РУДООТДЕЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ХАПЧЕРАНГИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА)

Г. М. Гундобин, Д. М. Андреев, П. В. Богатырев

(Иркутский ин-т геохимии СО АН СССР)

Несмотря на длительный период изучения Хапчерангинского рудного узла — одного из старейших оловорудных районов Забайкалья — многие генетические и практические вопросы формирования месторождений остаются нерешенными. Проведенные нами в последнее время исследования ореолов месторождений и рудных полей дают новую информацию, касающуюся условий их образования.

Площадь Хапчерангинского рудного узла сложена метаморфическими сланцами среднепалеозойского и слабометаморфизованными песчаниками, сланцами и алевролитами триасового возраста. Эти толщи разделены между собой региональным Тарбальджейским разломом, контролирующим размещение гранитоидных даек и крупного гранитного плутона (картируемого геофизическими методами на глубинах 1,0—2,0 км), выходы которого в виде небольших штоков наблюдаются севернее пос. Хапчеранги и на горе Харатуй. Кровля плутона погружается в восточном направлении, в этом же направлении наблюдается сокращение его площади.

На месторождениях рудного узла, генетически связываемых с указанным гранитным плутоном, получили развитие касситерит-грейзе-

новый, кварц-касситеритовый, сульфидно-касситеритовый и карбонатно-полиметаллический типы руд, образующие единый генетический ряд. При этом для западной части рудного узла характерно пространственное разобщение отмеченных типов руд в пределах одного рудного поля (Хапчерангинское), а для восточной — их совмещение (Тарбальджейское рудное поле). Для Харатуйского месторождения вообще не известны два первых типа руд.

Отмеченные особенности развития руд различного типа в пределах рудного узла, вероятно, обусловлены меняющейся глубиной становления месторождений, которая, по данным А. И. Кожинной, Э. В. Лешкевича, уменьшается в восточном направлении от 0,2—2,5 км до 1—0,5 км.

Геохимические исследования рудных полей и месторождений показали, что все они сопровождаются первичными ореолами, значительно превосходящими площади развития промышленных руд. Элементарный состав ореолов однотипен для различных рудных полей: олово, свинец, цинк, серебро, мышьяк, литий. Меньшее значение имеют вольфрам, бериллий, молибден, кобальт, медь. Вместе с тем морфология и количественная характеристика ореолов не постоянны.

Один из информативных количественных показателей — удельная продуктивность ореола, прямо связанная с количеством привнесенного вещества.

Относительные удельные продуктивности для ореолов отдельных рудных полей могут быть выражены в следующих цифрах (Хапчерангинское рудное поле принимается за единицу): для северного и северо-восточного флангов Хапчерангинского рудного узла олово — 1,6; свинец — 0,6; цинк — 0,5; серебро — 2,0; литий — 0,56; сумма первых трех элементов — 0,7; сумма первых трех и пятого элемента — 0,56; Правосурауткенского, соответственно — 1,0; 0,8; 1,6; 11,0; 0,7; 1,4; 1,0; Тарбальджейского — 9,0; 7,0; 5,0; 14,0; 9,3; 6,0; 56,0; Харатуйского — 7,0; 5,5; 9,0; 40,0; 4,3; 8,4; 36,0.

Таким образом, рудные поля по продуктивности ореолов подразделяются на две группы. В первую входят участки западной части рудного узла, а во вторую — восточной.

Отличительная черта второй группы — резко повышенное значение удельных продуктивностей всех рассматриваемых элементов: они превышают соответствующие показатели по Хапчерангинскому рудному полю в 4—9 раз, а для серебра — в 14—40 раз. Выделяется эта группа и по сумме редких элементов (выше в 6—8 раз), особенно по произведению этой суммы на величину относительной продуктивности лития (в 36—56 раз).

В первой группе различия не превышают полутора-двухкратных величин.

Интересно, что не только удельные продуктивности, но и общее количество привнесенных металлов, рассчитанное на площадь рудных полей, оказывается более высоким для Харатуйского и Тарбальджейского месторождений (площади этих рудных полей оконтурены не полностью). Оно в среднем в два-три раза выше, чем для Хапчерангинского рудного поля.

Различия количественных характеристик ореолов рудных полей восточного и западного флангов рудного узла прямо связаны с особенностями условий их становления. Вероятно, решающий фактор при этом — глубина формирования, которая, как было указано, уменьшается в восточном направлении.

Таким образом, в месторождениях восточного фланга рудного узла, несмотря на уменьшение объема интрузивных пород, локализованных в реальном (3—4 км) интервале глубин, масса привнесенного вещества в ореолы возрастает. Возможной причиной такого возрастания, с одной

стороны, является более высокая относительная концентрация летучих и рудных компонентов в обособленных куполовидных структурах плутона, а с другой — более интенсивная их отдача интрузией в условиях малых глубин формирования. Последнее подтверждается пониженными концентрациями фтора, олова, бериллия, лития, рубидия в приповерхностных фациях гранитоидных интрузий (Харатуйский шток в сравнении с Хапчерангинским, Таусон и др., 1970) при значительном накоплении этих элементов в ореолах связанных с ними месторождений.

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В МОНГОЛО-ОХОТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

Г. В. Андреев, И. В. Гордиенко

(Бурятский филиал СО АН СССР)

Работами авторов в складчатом основании западной части Монголо-Охотского пояса выделен новый генетический тип апатитовых месторождений, связанный с формированием штокообразных тел изверженных пород диоритового ряда. Апатитовое оруденение имеет либо площадное развитие в пределах диоритовых массивов, либо локализуется в узких тектонических зонах. Генезис рудной минерализации в диоритах метасоматический. Основная масса апатита сформировалась в постмагматическую пневматолито-гидротермальную стадию. Это положение доказывается петрографическими наблюдениями и определениями температур гомогенизации. Апатит в породах отчетливо замещает минералы магматической стадии: плагиоклаз, пироксен, роговую обманку. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в апатите варьируют от 275 до 500° С.

Наиболее интересными среди известных в настоящее время проявлений апатитов являются Ошурковское и Телегинское месторождения.

Ошурковское апатитовое месторождение приурочено к штоку диоритов и сениито-диоритов, имеющему в плане форму овала и обнажающегося на площади около 12 км². Диориты прорывают протерозойские осадочно-метаморфические породы алюмосиликатного состава и сами в свою очередь инъецированы более поздними гранодиоритами, гранитами и граносениитами. В последних встречаются ксенолиты апатитизированных диоритов. Диориты Ошурковского массива повсеместно обогащены апатитом. Содержание пятиоксида фосфора в них колеблется от 1,7 до 12% и в среднем составляют около 4%. В пределах массива выделяются обогащенные апатитом зоны северо-западного простирания, сложенные метасоматическими пироксен-биотит-apatитовыми, пироксен-роговообманково-биотит-apatитовыми и апатит-микроклиновыми породами. Апатит в них образует гнезда и прожилки. Подсчитанные запасы апатита на месторождении составляют около 1 млрд. т.

Телегинское месторождение апатитов связано с массивом разнотекстурированных диоритов, обнажающихся на площади около 9 км². В пределах массива довольно широко развиты диориты с повышенным содержанием апатита (до 5—10%). Однако практическую ценность пред-

ставляют метасоматические зоны с высоким содержанием апатита. На месторождении известно пять таких зон. Наиболее крупная из них имеет такие параметры: протяженность до 600 м, мощность до 50 м (средняя мощность около 10 м), среднее содержание апатита около 50%. По предварительным подсчетам запасы месторождения составляют около 3 млн. т высококачественных руд.

Вблизи Ошурковского и Телегинского месторождений имеется несколько менее изученных массивов апатитоносных диоритов.

Решение вопроса о происхождении апатитоносных диоритов оказалось возможным при рассмотрении особенностей минерального состава и характера взаимоотношений диоритов с ассоциирующими с ними гранитоидами.

Массивы диоритов отчетливо прорываются окружающими их гранитоидами. По существу это ксенолиты среди батолитов гранитоидов. Внедрение последних произошло позднее процесса формирования апатитовой минерализации. То есть апатитоносные диориты представляют обособленную самостоятельную фазу со своими дайковыми и жильными образованиями.

Помимо апатитоносных диоритовых массивов на территории Западного Забайкалья широко развиты массивы диоритов, апатитовая минерализация в которых не установлена. Какой-либо пространственной закономерности в их распространении не выявлено. Массивы диоритов наблюдаются в виде ксенолитов и гранитоидах, прорывающих породы разнообразного состава. Эта особенность, а также вывод о самостоятельной фазе диоритов исключают возможность объяснения происхождения диоритов ассимиляцией вмещающих пород гранитной магмой.

Габброиды в массивах диоритов встречаются редко и в ограниченных количествах. Наиболее широко распространенными темноцветными минералами диоритов являются роговая обманка и биотит. Плагноклаз в рассматриваемых породах представлен кислым андезитом, иногда олигоклазом. Характер распределения редких земель в апатитах из диоритов отличается от кривой распределения этих элементов в апатитах из габбро. Указанные особенности минерального состава диоритов, ограниченное развитие в массивах диоритов габбро не позволяют рассматривать эти породы в качестве дифференциатов базальтовой магмы.

Апатитоносные диориты, со слабо проявленными наложенными процессами, имеют гипидиоморфнозернистую структуру и обычно массивную текстуру. Эндоконтактные участки характеризуются мелкозернистым сложением. Температуры гомогенизации газожидких включений в магматическом апатите равны 850°, в биотите — 700°. Данные по температурам гомогенизации, а также текстурные и структурные особенности диоритов позволяют сделать однозначный вывод об их магматическом генезисе.

Относительно формационной принадлежности апатитоносных диоритов в настоящее время нет единой точки зрения. По мнению одних исследователей, диориты представляют ранние фазы гранитных батолитов. Другие исследователи считают, что более правильно отнести их в состав габбро-диорит-гранитной ассоциации пород.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАГЕНИИ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЯСА

Л. П. Тигунов

(ИГУ)

Прибайкальский полиметаллический пояс вначале (1965 г.) был выделен в пределах площади развития терригенно-карбонатных пород верхнепротерозойского возраста, протягивающихся узкой полосой вдоль западных склонов Байкальского хребта. В последние годы получен новый материал, свидетельствующий о более широком развитии свинцовой, свинцово-цинковой и свинцово-цинково-медной минерализации в породах архейского, ниже- и среднепротерозойского, а также нижнекембрийского возраста. Минерализованными являются известняки и доломиты архейского, верхнепротерозойского и нижнекембрийского возраста, кристаллические сланцы, песчаники, кварциты и кислые эффузивы архейского, ниже- и среднепротерозойского возраста и венда. В карбонатных и карбонатизированных породах преобладают галенит-сфалеритовые руды с незначительной примесью пирита, халькопирита и других рудных минералов. Для этого типа оруденения характерны доломитизация, окварцевание, флюоритизация и (или) баритизация вмещающих пород. Рудные тела пластового типа залегают, как правило, согласно с вмещающими породами, участвуя вместе с ними в складчатости. Наиболее рудоносны участки опрокинутых антиклинальных структур, осложненных надвигами и секущими разрывными нарушениями более молодого возраста.

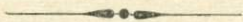
В алюмосиликатных породах преобладают руды пирит (пирротин)-халькопиритового типа с переменным количеством сфалерита и галенита. Крупных рудопроявлений такого типа до последнего времени не было известно, но открытие месторождений богатых полиметаллических руд в Северо-Байкальском районе БАССР резко повысило перспективы рудоносности этой части разреза докембрия. Наиболее оруденелыми также являются участки весьма сложной — иногда доизоклинальной — складчатости с разрывными нарушениями различного порядка. Выделяются крупные блоки, образованные разрывными нарушениями глубокого заложения северо-восточного и субширотного простирания, которые, очевидно, играли главную роль как в образовании оруденения, так и в сохранности оруденелых пород при последующих подвижках.

Отличительная черта полиметаллического пояса — отсутствие прямой генетической связи оруденения с широко развитыми здесь гранитоидами (докембрийского и, реже, палеозойского возраста). По набору минералов полиметаллические руды относительно просты, хотя список минералов постоянно увеличивается. Наиболее простым составом отличаются существенно сфалеритовые руды, залегающие в карбонатных породах, наиболее сложным — пирит-пирротин-халькопиритовые руды, залегающие в песчаниках и алевролитах нижнепротерозойского возраста.

Выделяются осадочные, метаморфогенные, гидротермальные и гидротермально-метасоматические полиметаллические руды пластового, пластообразного и жильного типов. Кроме полиметаллического оруденения, на площади Прибайкальского пояса известны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена, ниобия, тантала, висмута как в осадочно-метаморфических, так и в магматических породах. Особый интерес представляют известняки и песчаники верхнепротерозойского возраста и кислые эффузивы с редкометальной, оловянной минерализацией,

гранитоиды среднего протерозоя с редкометальным и висмутовым оруденением.

Прибайкальский полиметаллический пояс протягивается более чем на 1500 км от р. Ангары на юге до р. Чары на севере. Степень его изученности еще низка, но уже сейчас здесь известны крупные месторождения и десятки проявлений богатых полиметаллических руд, что свидетельствует о высоких перспективах его рудоносности и необходимости продолжения здесь научно-исследовательских работ.



ТИХООКЕАНСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС И МЕЖДУНАРОДНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО

Б. Н. Славинский

(ДВНЦ АН СССР)

Тихоокеанский рудный пояс — крупнейшее геологическое образование нашей планеты — почти непрерывным кольцом обрамляет Тихий океан и включает в себя Анды Южной и Кордильеры Северной Америки, Аляску и Камчатку, продолжается далее по азиатскому континенту от советского Дальнего Востока до Вьетнама, поворачивая здесь через Тихоокеанский островной архипелаг к Австралии и Новой Зеландии. Десятки государств, больших и малых, социалистических и капиталистических, промышленно развитых и развивающихся расположены на этом грандиозном сооружении Земли. Вот почему проблема Тихоокеанского рудного пояса, поставленная в свое время советским академиком С. С. Смирновым и подхваченная его многочисленными учениками-геологами, работающими на Дальнем Востоке, становится в настоящее время проблемой международной.

Располагая большим разнообразием и богатством полезных ископаемых, Тихоокеанский рудный пояс привлекает к себе пристальное внимание ученых многих стран мира. В частности, этой проблеме была посвящена геологическая часть заседаний XI Международного Тихоокеанского конгресса в Токио. Металлогения Тихоокеанского пояса будет предметом обсуждения на XII Международном научном Тихоокеанском конгрессе в Австралии, на Международном геологическом конгрессе в Канаде.

Ведущие доклады по этой проблеме на международных конгрессах принадлежат советским ученым. И это не случайно. Не только предыстория рождения самой проблемы в Советском Союзе обязывает наших геологов выступать пионерами и застрельщиками Тихоокеанской проблемы, но и широкое развитие работ последних лет на территории советского Дальнего Востока, принадлежащей к Тихоокеанскому рудному поясу.

Первый этап развития исследований по теме характеризовался преимущественно постановкой работ в пределах советской северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Составленные геологические, геолого-тектонические, металлогенические карты этого района во многом способствуют определению общих закономерностей развития Тихоокеанского рудного пояса, что имеет исключительно важное значение для поиска и выявления полезных ископаемых.

На новом этапе исследований проводятся обобщения по всей обширной территории тихоокеанского обрамления. Сводки, выполненные геологами в Дальневосточном геологическом институте, во ВСЕГЕИ в основном базируются на литературных данных и лишь частично

на личном знакомстве авторов с некоторыми районами зарубежных звеньев Тихоокеанского рудного пояса.

Существенный вклад в понимание особенностей геологического строения Тихоокеанского рудного пояса внесли совместные работы, проводившиеся геологами-дальневосточниками и геологами Корейской Народно-Демократической Республики. Выполнявшиеся в течение почти пяти лет совместные исследования дали ценный материал для решения многих вопросов, представляющих интерес для понимания особенностей строения и развития смежных территорий Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья. Эти исследования привели не только к решению некоторых важных теоретических вопросов, но и к непосредственным практическим открытиям. На территории КНДР были выявлены никеленосные массивы основных пород, а затем по аналогии с ними и в советской части Дальнего Востока в пределах Становой складчатой области также были установлены никеленосные базитовые массивы, сходные с корейскими. С другой стороны, опыт советских дальневосточников по изучению оловянных месторождений был использован корейскими коллегами при поисках сходных месторождений в своей стране. Также был перенесен в КНДР опыт металлогенического анализа, который способствовал успешному изучению рудоносных территорий и правильному определению направления поисковых работ.

Таким образом, совместные исследования обогащают обе стороны. Знакомство с фактическим геологическим материалом по сопредельной территории проливает свет и на особенности геологического строения соседней изучаемой области.

Как известно, геология не имеет национальных границ. Геологические структурные металлогенические зоны протягиваются на огромные расстояния, переходя из одной страны в другую. Выводы геологических исследований, установленные в какой-либо части Тихоокеанского пояса, распространяются и на остальные его звенья.

Большой интерес у дальневосточных геологов вызывает наша соседка — Япония. На примере Японии лучше всего можно познать особенности строения и развития внутренней, островной зоны Тихоокеанского пояса и наметить черты сходства Японских островов с Курилами, а также с продолжением этой зоны на Камчатке и частью на Сахалине. В изучении геологии Японии заинтересованы петрографы и стратиграфы. Знакомство с разрезами Японских островов позволит установить связи с островной и континентальной территорией в прошлом. Короткие экскурсии, которые удалось совершить нашим товарищам в период Международного Тихоокеанского конгресса в Токио, дали очень много для понимания происхождения метаморфических толщ, особенностей развития региональных разломов, продолжающихся из океанической области на сушу, а также своеобразной природы рудных месторождений, во многом похожих на наши дальневосточные.

Если в пределах азиатской ветви непосредственные контакты имели место в прошлом, а в некоторых случаях продолжают развиваться и сейчас, то связи с заокеанской американской стороной Тихоокеанского рудного пояса организованы еще недостаточно. Однако даже те единичные экскурсии, которые пришлось совершить некоторым участникам XX Международного геологического конгресса в Мексике, показывают черты сходства в истории развития металлогенических зон противоположных ветвей Тихоокеанского рудного пояса. Похожи и месторождения.

Не меньший интерес для геологов-дальневосточников представляют страны Южной Америки и особенно Боливия с ее знаменитыми оловянными месторождениями. Возможно, что и на советской дальневосточной территории будут найдены месторождения боливийского ти-

па. Поэтому было бы чрезвычайно важно нашим геологам ознакомиться с месторождениями Боливии. Это знакомство имело бы большое значение и для дальнейшей разработки теории геологии олова, а также для решения многих металлогенических проблем.

Новые проблемы встают перед геологами-дальневосточниками в связи с задачами по изучению полезных ископаемых на шельфе. Эти задачи были записаны в решениях XXIV съезда КПСС и являются одними из первоочередных для Дальнего Востока. Однако опыта в решении подобных вопросов у нас еще мало, оснащение работ недостаточное, методические проблемы не в полной мере разработаны, а между тем шельф, занимающий в пределах дальневосточных территорий протяженность более пятидесяти тысяч километров, считая местные изгибы береговой линии, может таить в себе неисчерпаемые ресурсы полезных ископаемых как твердых россыпей, так и нефти и газа. Вот почему целесообразно посещение нашими геологами районов добычи полезных ископаемых других стран, таких, как Индонезия, Малайя, Таиланд, США и Канада. Особый интерес представляет Аляска, золотоносные и оловоносные россыпи которой с успехом разрабатываются на морском дне, тем более что пески, зараженные золотом и касситеритом, распространяются вплоть до наших советских территориальных вод.

Еще в большей степени интересны исследования по нефтегазоносности шельфа. Имеются все основания предполагать, что нефтеносные структуры Аляски могут найти продолжение на территории шельфа Северных морей и Чукотки. Поэтому, заимствование опыта геологов Аляски, а также Канады в поисках нефтяных и газовых месторождений на шельфе представляется весьма ценным.

Таким образом, изучение Тихоокеанского рудного пояса на современном этапе уже выходит за рамки отдельных государств. Крупные металлогенические обобщения не могут быть сделаны без международного сотрудничества, без совместных исследований ученых многих стран. В этой связи особое значение приобретают научные командировки советских геологов в зарубежные страны Тихоокеанского пояса, участие их в международных совещаниях, симпозиумах, конференциях.

Видимо, было бы целесообразным организовать на территории Советского Союза, скорее всего, в Хабаровске, в 1973 году международный симпозиум по проблеме Тихоокеанского рудного пояса. На нем можно было бы разработать принципы составления международной металлогенической карты Тихоокеанского рудного пояса, а также серии геологических и тектонических карт по общим принципам и общей легенде.

Важной организационной задачей является участие дальневосточных геологов, работающих по изучению Тихоокеанского рудного пояса, в международных координационных комитетах и организациях, в комиссиях по геологической карте, металлогенической международной комиссии, а также создание специального координационного органа по коллективному составлению металлогенической карты всего Тихоокеанского рудного пояса.

Международное сотрудничество, являясь необходимым элементом в изучении Тихоокеанского рудного пояса, позволит ускорить выявление общих закономерностей распределения различных видов минерального сырья, сделать новые открытия концентраций золота, олова, вольфрама, ртути, меди и других полезных ископаемых, что является одной из важнейших задач, поставленных XXIV съездом КПСС перед советскими геологами.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение

5

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Красный Л. И. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана и вопросы геолого-структурного районирования	11
Радкевич Е. А. Металлогеническая карта Тихоокеанского пояса.	14
Ицксон М. И., В. И. Бергер, Б. Х. Егизаров. Главные черты металлогении северной части Тихоокеанского пояса	19
Перваго В. А. Некоторые черты металлогении Тихоокеанского пояса	21
Карпова Е. Д. Металлогения областей тектонической активизации	25
Клаповская Л. И., С. Е. Колотухина. Геология и металлогения Андийского сектора Тихоокеанского кольца	27
Есенов Ш. Е., А. К. Каюпов, В. Г. Ли, Г. Ф. Ляпичев, Л. А. Мирошниченко. Типы структурно-металлогенических зон (на примере Казахстана)	29
Бок И. И., М. А. Абдулкабирова. О роли сводово-глыбовых структур в размещении эндогенного оруденения (на примере северной части Центрального Казахстана)	31
Бабаев К. Л. Поясово-зональное строение горно-складчатых сооружений и его металлогеническое значение (на примере Средней Азии)	35
Егизаров Б. Х., Б. В. Ермаков, И. Е. Дрabbкин, В. А. Титов, М. И. Ицксон, В. И. Бергер. Особенности тектоники и некоторые черты минерации севера Тихоокеанского и сопредельной части Арктического подвижных поясов	37
Волочкович К. Л., Е. Н. Алтухов, Б. Н. Красильников, А. Д. Смирнов. Тектонические факторы, контролирующие размещение редкометальных металлогенических зон некоторых частей Тихоокеанского и Атлантического сегментов	39
Томсон И. Н., В. С. Кравцов. О типах областей орогенной активизации и особенностях их металлогении	41
Казанский В. И. Взаимосвязи региональных и локальных рудоносных структур активизированных платформ	43
Фаворская М. А., И. Н. Томсон. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения	45
Мишкин М. А., И. А. Тарарин. Метаморфические формации Тихоокеанского пояса и их рудоносность	46
Руб М. Г. Рудоносные гранитоиды советской части Тихоокеанского пояса и характер связи с ними оруденения	49
Апельцин Ф. Р. Металлогенические аспекты, связанные с фазовым развитием гранитных интрузий малых глубин	52
Бевзенко П. Е., П. Г. Недашковский. Магматизм Тихоокеанского пояса и проблема источника рудного вещества	53
Туровский С. Д., Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев, Я. И. Колесников, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович. Зависимость геохимической и металлогенической специализации магматических образований от геотектонических условий их формирования	56
Залищак Б. Л. Некоторые закономерности щелочного магматизма Тихоокеанского пояса	58
Абдуллаев Р. Н., Г. В. Мустафаев. Особенности магматизма и металлогении раннегеосинклинального этапа развития Малого Кавказа	60
Леонтьев А. Н. Пространственная фигура конкретной интрузивной формации и особенности геологического положения рудоносных и безрудных интрузивов	61
Власов Г. М. Минерогенические особенности вулканических зон различного типа в Тихоокеанском поясе	64
Фремд Г. М. Металлогеническая специализация вулкано-тектонических структур вулканических поясов и зон Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса	67
Барсуков В. Л. О проблеме источника рудного вещества	70

Михайлов М. А. Металлогеническая специализация вулканогенно-осадочных толщ Дальнего Востока	71
Овчинников Л. Н., С. В. Григорян, Л. Н. Бельчанская, И. И. Гетманский, Т. А. Морозова. Закономерности строения и формирования первичных геохимических ореолов некоторых типов рудных месторождений Тихоокеанского рудного пояса	74
Хетчиков Л. Н., Д. Н. Бугаец, И. Л. Комов. Сравнительный анализ пьезокварцевых месторождений (зарубежных и Востока СССР)	75
Соколова Е. А. Марганценовые формации Тихоокеанского пояса	76
Шехоркина А. Ф. Формации венда и нижнего кембрия Тихоокеанского складчатого пояса и закономерности распределения продуктивных (железородных, марганценовых и фосфоритовых) формаций	78

II. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА

Лугов С. Ф. Металлогения олова советской части Тихоокеанского рудного пояса	83
Говоров И. Н. Геохимические основы металлогении олова	85
Некрасов И. Я., Л. В. Сипавина, Т. П. Дадзе. Экспериментальные исследования Sp-содержащих систем и вопросы генезиса оловородных месторождений	92
Радкевич Е. А. Особенности геохимических методов поисков в оловородных районах различных типов	95
Зильберминц А. В., А. Н. Лабутин. Особенности касситеритово-полевошпатовых месторождений северной части советского сектора Тихоокеанского пояса	99
Овчинников Д. И., В. И. Бейгуленко, А. И. Пантелеев, И. И. Гетманский. Этапы формирования оловоносных гранитоидов Яно-Борулахского поперечного ряда Северо-Востока Якутии	100
Макеев Б. В., В. К. Политов. Структурная позиция и региональная зональность оловянного оруденения северо-востока	101
Александров С. М. Геохимические особенности бора и олова в процессах формирования скарновых месторождений северной части Тихоокеанского рудного пояса	104
Гурвич С. И., В. Б. Терентьев, Б. А. Кулешов, Ф. Э. Стружков. Формационные типы оловянного оруденения Центральной Чукотки	105
Ефимов В. Ф. Особенности вещественного состава и генезиса оловянного оруденения Левопеттымельского рудного узла	107
Тарасенко Т. В., А. И. Поздеев, А. Б. Исаков, Б. М. Михайлов. Новые данные о перспективах оловоносности юго-западной части Коряжского нагорья	109
Онихимовский В. В. К металлогении олова Приамурья	110
Болотников А. Ф., Н. С. Кравченко. Геолого-структурные и петролого-геохимические критерии прогнозирования месторождений олова (на примере оловородных районов Приамурья)	114
Огнянов Н. В., Ю. И. Бакулин, В. Я. Асманов, В. Я. Беспалов, В. А. Кравцов. Основные закономерности размещения оловянного оруденения в северо-восточной части Хинганно-Баджальской вулканической зоны	116
Болотников А. Ф., Н. С. Кравченко, Н. К. Крутов. Закономерности размещения оловянной минерализации в Баджальском районе (Приамурье)	119
Бретштейн Ю. С., А. Г. Звезгинцев, В. А. Попонникова, И. Д. Ветошкин. Магнетизм касситеритовых и сульфидных руд некоторых оловянных месторождений Дальнего Востока	120
Дурасова Н. А. Особенности распределения олова в породах оловородных районов Сихотэ-Алиня	123
Назарова А. С., Е. П. Александров, В. В. Орловский, А. И. Пантелеев, А. В. Протогенов. О длительности формирования месторождений касситерит-сульфидной формации Приморья	124
Хилик Б. А. Дорудный метасоматоз и вопросы источника олова на Лифудзинском месторождении	125
Рудакова Ж. Н. О закономерностях размещения оловородных месторождений в юго-западной части Монголо-Охотской складчатой области (Забайкалье) и критериях прогнозирования оловородной минерализации разных типов.	128
Сирина Т. Н. Минералогические особенности оловянного оруденения в области раннемезозойской активизации западного Забайкалья	130
Боровко Н. Н., Л. Т. Мишин, В. И. Латикайнен. Количественные методы прогнозирования оловородных месторождений Дальнего Востока по комплексу косвенных геофизических признаков	132
Воробьев В. П., М. И. Альтшулер, А. В. Ефимов. Поиски оловородных месторождений Тихоокеанского пояса азрогамма-спектрометрическим методом	133

III. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Щеглов А. Д. Металлогения вольфрама в пределах советского сектора Тихоокеанского рудного пояса	139
--	-----

Повилайтис М. М. Геотектонические и геолого-структурные условия проявления оруденения в месторождениях разных минеральных типов вольфрамоворудных формаций	141
Повилайтис М. М. Систематика геотектонических структурных единиц, несущих вольфрамовое оруденение	142
Кокорин А. М., Д. К. Кокорина, П. Г. Коростелев, Е. А. Радкевич. Некоторые особенности вольфрамовой минерализации Комсомольского оловорудного района	143
Иванова Г. Ф. О типах вольфрамового оруденения в Монголии	145

IV. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

Волярович Г. П. Металлогения золота	149
Матвеевко В. Т., К. Б. Ильин. Региональные закономерности образования во времени и размещения в геологическом пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса	153
Моисеенко В. Г. Геохимические основы металлогении золота	156
Давлетов И. К. Критерии золотоносности рудогенерирующих интрузивных комплексов	162
Берман Ю. С., Г. П. Волярович, А. И. Казаринов. Минералого-геохимические особенности золота из месторождений, сформированных в близповерхностных условиях	163
Дженчураев Д. Д. О вариациях содержаний золота в магматогенных образованиях	164
Мусалитин Л. А. Золоторудные зоны северо-восточной Якутии	165
Гавриков С. И. Циклы и этапы развития золотого оруденения Западной части Верхояно-Чукотской складчатой области	167
Желнин С. Г., А. А. Сидоров. К проблеме домезозойского золотого оруденения на северо-востоке СССР	169
Михайлова М. С., Н. Л. Шилин, С. С. Юдин. Геолого-геохимические особенности рудоносных магматических ассоциаций и поведение золота в процессах магматизма при формировании вулканогенных поясов Востока СССР	170
Найбородин В. И., А. А. Сидоров. Рудно-формационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе	171
Загрузина И. А. Абсолютное датирование золоторудных формаций и золотоносных магматических комплексов Северо-Востока	172
Вельдяков Ф. Ф., М. И. Воин, В. И. Найбородин. К возможности использования геохимических ореолов для поисков и оценки близповерхностных золото-серебряных месторождений (на примере Хаканджинского рудного поля)	174
Травин Ю. А., П. Д. Волошин, А. И. Федотов. Особенности золотоносности Центральной части Анадырско-Корякской складчатой системы (на примере Отроженского узла)	175
Карбивничий И. Н., Т. В. Тарасенко. Некоторые особенности металлогении золота на Камчатке и в юго-западной части Корякского нагорья	176
Харченко Ю. И., Ю. Ф. Фролов, Ю. М. Щепотьев. Золото-серебряное оруденение и вулканизм Центральной Камчатки	178
Гузиев И. С. Различия химического состава золотоносных и безрудных миоценовых гранитоидных интрузий Камчатки	179
Бондаренко В. Н., Н. Л. Шилин. К вопросу геохимической специализации на золото гранитоидных формаций Центральной Камчатки	180
Дуничев В. М., Д. П. Жижин, А. Г. Малтизов, И. И. Тютрин. Новые данные о золотоносности Сахалина и Курильских островов.	181
Мельников В. Д. Условия формирования жильных золоторудных месторождений в песчано-сланцевых толщах Приамурья	183
Давлетов И. К., Р. Д. Дженчураева. Генетические типы контактово-метасоматических образований и признаки их золотоносности	184

V. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА

Кормилицын В. С., К. А. Марков. Металлогения свинца и цинка	189
Овчинников Л. Н., К. Ф. Кузнецов, Р. В. Панфилов. Геолого-статистические закономерности распространения серебра в эндогенных месторождениях северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса	193
Индолев Л. Н., Г. Г. Невойса. Сереброносные рудные формации Якутии	195
Горжевский Д. И. Сравнительная характеристика свинцово-цинковых месторождений Сихотэ-Алиня и других регионов	197
Гарбузов П. С. Геологические критерии размещения полиметаллического оруденения в прибрежной зоне Сихотэ-Алиня	198
Ростовский Ф. И., Н. Е. Ростовская, Б. В. Кузнецов, Т. С. Сапожникова. Генетические особенности Садового полиметаллического месторождения Тетюхинского района	201
Зорин Е. С. Зональность полиметаллического месторождения Миргалымсай	202

VI. МЕТАЛЛОГЕНИЯ СУРЬМЫ И РТУТИ

Сидоренко З. В. Основные черты металлогении сурьмы и ртути Тихоокеанского пояса и принципы регионального прогнозирования	207
Бабкин П. В., В. И. Копытин, А. Л. Сыромятников. Геологическая позиция и типы ртутносных зон Северо-Востока СССР	210
Рождественский В. С. Тектоника ртутносных районов и структурно-морфологические типы ртутных проявлений Сахалина	212
Усенко С. Ф. Сурьмяное оруденение на территории Приамурья	212
Сазанов Ю. Б. О принципах регионального прогнозирования ртутного оруденения	214
Бергер В. И. Закономерности размещения и развития ртутного и сурьмяного оруденения Забайкалья	215

VII. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Иванов В. В. Металлогения редких элементов	221
Топунова Г. А. Генетические типы бериллиевых месторождений северо-американской ветви Тихоокеанского рудного пояса	223
Луговской Г. П., А. К. Руб. Зональность и минералого-геохимические особенности метасоматических измененных танталосных гранитов	225
Кузьмин И. Я., Е. Е. Батурина, В. И. Игнатович, П. Ч. Шобогоров. Металлогения редких металлов территории Бурятии — краевого фрагмента Тихоокеанского пояса	228

VIII. ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Угрюмов А. Н., А. Р. Энтин. О роли долгоживущих разломов в контроле мезозойских и архейских месторождений (центральная часть Алданского щита)	233
Кулиш Е. А. Металлогения седиментогенного алюминия в глубокометаморфизованном архее Алданского щита	236
Иванова А. М., Ю. С. Куликов. Новый рудный район в восточной части кряжа Полоусского (северо-восток хребта Черского)	239
Ефременко Э. А., О. П. Иванов, В. М. Рыльник, С. Ф. Ермаков. Металлогенические особенности Сартаг-Нельгехинского рудного района (Северная Якутия)	241
Ивсенс Ю. П., В. А. Амузинский, Г. Г. Невоиса. Металлогеническое районирование и взаимосвязи рудных формаций северной части Верхоянской складчатой зоны	243
Давыдов А. С., Л. С. Левчук, Л. Н. Орлова. Распределение рудных элементов в отложениях нижнего триаса Аноийской складчатой зоны (Западная Чукотка).	245
Кулешов Б. А. Некоторые особенности тектонического развития, магматизма и металлогении Центральной Чукотки	246
Нартиков В. Д., Н. Т. Кочнева. Купольные структуры Центральной Чукотки и контроль ими оловянно-вольфрамового оруденения	247
Терентьев В. Б. Структурное положение и особенности оруденения Пыркакайского узла (Центральная Чукотка)	249
Бабкин П. В., В. И. Копытин, А. П. Милов. Типы оловянных формаций и их связь с позднемезозойским гранитоидным магматизмом Центральной Чукотки	249
Воеводин В. Н., К. С. Сухов. Перспективные площади и поисковые критерии оловянного оруденения различных формаций в пределах мезозойской Восточной Чукотки	250
Калабашкин С. Н. Особенности геологического строения и металлогении Лимгитыно-Сеутаганской структурно-формационной и металлогенической зоны (Восточная Чукотка)	252
Умитбаев Р. Б. Главные рудоконтролирующие структуры Охотского среднего массива	255
Ансберг Ю. В., А. В. Зильберминц, Д. Н. Сафронов. Ареалы первичного рассеяния бора в горных породах бассейна Анюя и верховьев Олоя	256
Политов В. К. Геология и металлогения поперечных структур северного Приохотья	258
Бабкин П. В., В. И. Гончаров, А. А. Сидоров. О температурных условиях формирования эндогенного оруденения северо-востока СССР	260
Василенко В. П., И. Н. Котляр, К. Б. Куликов. О металлогенической специализации малых интрузий габбро-монцитного ряда в пенжинско-анадырском отрезке Охотско-Чукотского вулканического пояса	261
Дуденко Л. Н., Л. И. Тихомиров. Применение факторного анализа для выявления металлогенической специфики гранитоидов	262

**IX. ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ КАМЧАТКИ,
КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ И ОСТРОВА САХАЛИН**

Тарасенко Т. В. Металлогеническое районирование южной части Корьякского нагорья и Камчатки	267
Демидов Н. Т. Закономерности пространственного размещения оруденения Северной Камчатки	269
Беда В. Д. К вопросу о рудоносности гидротермально измененных пород Центрально-Камчатской металлогенической зоны	271
Старков Г. Н. О рудной специализации кортландитовых комплексов различных структурно-фациальных зон (на примере южной Камчатки)	273
Неверов Ю. Л., А. Г. Малтизов. Некоторые особенности минерогении Курильских островов	275
Петраченко Е. Д. Типы рудной минерализации о. Итуруп (Курильские острова)	277
Гриценко И. И. Некоторые особенности размещения месторождений и проявлений черных металлов на территории Сахалина и Курильских островов.	279
Жижин Д. П., В. П. Клюев, А. Г. Малтизов, В. С. Рождественский, И. И. Тютрин, Г. Р. Янец. Некоторые особенности геологического строения и металлоносности Сахалина	280
Семенов Д. Ф. Магматизм и металлогения Западно-Сахалинских гор	281

**X. ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ
ПРИМОРЬЯ И ПРИАМУРЬЯ**

Волярович Г. П., Э. Б. Русанов. Глубинное строение как один из критериев металлогенического районирования северного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов Приамурья	285
Усенко С. Ф. Основные черты структурно-магматического развития и оловяноносность Приамурья	286
Бельтнев Е. Б., М. Г. Золотов, В. В. Онихимовский, И. А. Плотников, И. И. Шапочка. Геотектонические структуры Приамурья, их минерогеническая специализация и перспективы на главные полезные ископаемые	288
Литневский Э. Н. Особенности размещения эндогенного оруденения в Приамурье в свете гравиметрических данных	290
Никогосян В. А. Металлогенические черты Иmano-Бикинского междуречья в среднем Сихотэ-Алине	291
Нечкин Г. С., И. А. Плотников. К металлогении железа Приамурья	294
Архипов Г. И., Г. С. Нечкин. К петрохимии железосодной базитовой формации джагдинской зоны (Приамурье)	295
Панских Е. А. Факторы вулканогенно-осадочного накопления железа (на примере Удского бассейна, Прихотье)	297
Путищев В. К., Е. М. Заблочкий, Л. М. Колмак, В. А. Селиванов. Магматические формации активизированных областей Дальнего Востока и их металлогеническая специализация	298
Щека С. А. Некоторые общие закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма (на примере Приморья)	300
Леликов Е. П. Особенности гранитного магматизма Ханкайского массива	303
Вржосек А. А. Некоторые особенности позднермского магматизма и металлогении Хасанско-Гродековской зоны	305
Никифорова И. К., Л. В. Фирсов. О мезозойском возрасте некоторых гранитоидов Западного Приморья	308
Говоров И. Н., Г. Б. Левашев, А. А. Стрижкова, Э. Д. Голубева, А. П. Гречищева. Геохимическая специфика позднемиловых гранитоидных серий Приморья	312
Размахнин Ю. Н. О домагматическом прогрессивном этапе метаморфизма (на примере Приморья)	315
Недашковский П. Г. Особенности петрохимии и металлогении гранитоидов рудоносной фации Дальнего Востока	317
Недашковский П. Г., А. М. Ленников, М. Н. Назаров. Кларки аксессуарных элементов в гранитоидах Дальнего Востока	319
Рязанцев А. А. К вопросу об основных закономерностях пространственного размещения рудных полей и месторождений в Вознесенском рудном районе	320
Шкурко Э. И. Геология флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района Приморья	321
Нарбут Г. Б. Основные геолого-металлогенические особенности Кавалеровского рудного района	323
Косенко В. И., А. И. Тимошин. Петрохимические особенности магматических пород верхнемелового этапа в Кавалеровском оловорудном районе (Приморье)	326
Николаев М. М., С. В. Козеренко, Т. М. Сушевская. К вопросу о температурной зональности сульфидно-касситеритовых месторождений Кавалеровского рудного района	328

Лаврик Н. И. Структура рудного поля и элементы зональности минерализации месторождения Тернистого	329
Миролюк А. Ф., Г. Н. Боков, Е. В. Янишевский. Вертикальная зональность первичных ореолов Дальнетаежного оловорудного месторождения	330
Романова Р. И., Е. Д. Петраченко. О положении полиметаллической сульфидной и касситеритовой минерализации на Таухинском вулканогенном рудопроявлении	332
Маркевич П. В., М. А. Михайлов. Специфика распределения олова, свинца и цинка во флишевых отложениях Сихотэ-Алиня	333
Игнатова В. Ф., П. В. Маркевич. О возрасте эндогенного оруденения в некоторых районах Восточного Приморья	334
Хершберг Л. Б., Ю. В. Шевалдин. Прибрежно-морские россыпи Южного Приморья	336

XI. ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПРИБАЙКАЛЬЯ

Малых В. С. Байкало-Верхоянский пояс глубинных разломов и его металлогения	339
Гребенников А. М., В. Д. Огородников, Н. Н. Чабан, А. Я. Пьянников. Металлогения центральной части оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья	340
Иванова А. А., Ю. И. Михайлова, В. В. Павлова. Опыт применения факторного анализа при металлогенических исследованиях в Восточном Забайкалье	343
Биндеман Н. Н. Металлогенические особенности юго-восточной части Центрального Забайкалья	344
Онтоев Д. О. О генетических типах зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Забайкалья	346
Гундобин Г. М., Д. М. Андреев, П. В. Богатырев. К вопросу о влиянии глубины становления материнской интрузии на процесс рудоотделения (на примере Хапчерангинского рудного узла)	348
Андреев Г. В., И. В. Гордиенко. Новый генетический тип апатитовых месторождений в Монголо-Охотском складчатом поясе	350
Тигунов Л. П. Основные черты минерагении Прибайкальского полиметаллического пояса	352
Славинский Б. Н. Тихоокеанский рудный пояс и международное сотрудничество	354

CONTENTS

Introduction	5
I. GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY OF PACIFIC ORE BELT	
Krasnyi L. I. The Geological Map of Pacific Mobile Belt and Pacific Ocean and the Problems of Geology-Structural Regioning	11
Radkevich E. A. The Metallogeny Map of Pacific Belt	14
Itzikson M. I., Berger V. I., Egiazarov B. H. Main Features of the Metallogeny of the North Part of Pacific Belt	19
Pervago V. A. Some Features of the Metallogeny of Pacific Belt	21
Karpova E. D. The Metallogeny of the Regions of Tectonic Activation	25
Klapovskaja L. I., Kolotukhina S. E. The Geologi and Metallogeny of Andyisky Sector of Pacific Ring	27
Esenov Sh. E., Kajupov A. K., Li V. G., Ljapichev G. F., Miroshnichenko L. A. The Types of Structure-Metallogenic Zones (on the example of Kazakhstan)	29
Bok I. I., Abdulkabirova M. A. On the Role of block-arched Structures in the Distribution of the Endogenic Mineralisation (on the example of the North Part of Central Kazakhstan)	31
Babaev K. L. The Belt-Zoning Structure of the Mountain-Folded Erections and its Metallogenic Meaning (on the example of Middle Asia)	35
Egiazarov B. H., Ermakov B. V., Drabkin I. E., Titov V. A., Itzikson M. I., Berger V. I. The Peculiarities of Tectonics and some Features of Minerageny of the North of Pacific and Contiguous Part of Arctic Mobile Belts	37
Voloshkovich K. L., Altukhov E. N., Krasilnikov B. N., Smirnov A. D. The Tectonic Factor Controlling the Distribution of Rare Metal Metallogenic Zones of Some Parts of Pacific and Atlantic Segments	39
Tomson I. N., Kravtsov V. S. On the Types of the Regions of Orogenic Activation and the Peculiarities of their Metallogeny	41
Kazansky V. I. The Intercommunications of the Regional and Local Ore-Bearing Structures of the Activized Platforms	43
Favorskaja M. A., Tomson I. N. On the Types of Centre Structures and a connection of Ore Mineralization with them	45
Mishkin M. A., Tararin I. A. The Metamorphical Formation of Pacific Belt and their Ore-Bearing	46
Rub M. G. The Ore-Bearing granitoids of the Soviet Part of Pacific Belt and the Character a Connection of Ore Formation with them	49
Apeltzin F. E. The Metallogenic Aspects Connectid with Phase Development of Granite Intrusions of Small Depts	52
Bevzenco P. E., Nedashcovsky P. G. Magmatism of Pacific Belt and the Problems of the Source of Ore Substance	53
Turovsky S. D., Baibulatov E. B., Bokonbaev K. D., Kolesnikov Ja. I., Sabelnikov I. E., Solomov I. E., Solomovich L. I. The Dependence of Geochemical and Metallogenic Specialization of Magmatic Formations from Geotectonic Conditions of their Formation	56
Zalischak B. I. Some Regularities of the alkaline Magmatism of Pacific Belt	58
Abdullaev R. N., Mustafaev G. V. The Peculiarities of Magmatism and Metallogeny of Early Geosinclinal Period of the Development of the Lesser Caucasus	60
Leontiev A. N. The Spatial Figure of Concrete Intrusive Formation and the Peculiarities of the geological Position of Ore-Bearing and Ore-free Intrusives	61
Vlasov G. M. The Mineragenetic Peculiarities of the Volcanic Zones of Different Types in Pacific Belt	64
Fremd G. M. The Metallogeny Specialization of the Volcano-Tectonic Structures of Volcanic Belts and Zones of the North-West Sector of Pacific Ore Belt	67
Barsukov V. L. On the Problem of the Source of Ore Substance	70
Mikhailov M. A. The Metallogeny Specialization of the Volcano-Sedimentary Thicks of the Far East	71
Ovchinnikov L. N., Grigorjan I. V., Belchanskaja L. M., Getmansky S. S., Mo-	

rozova T. A. The Regularities of Building and Formation of the Primary Geoghemical Aureoles of some Type of Ore Deposits of Pacific Ore Belt	74
Hetchicov L. N., Bugaetz A. N., Komov S. L. The Comparative Analysis of the Piezoquartzous Deposits Abroad and of the East of the U. S. S. R.	75
Sokolova E. A. The Manganese-Bearing Formations of Pacific Belt	76
Shekhorkina A. F. The Formation of Venda and Lower Cambrian Sistem of Pacific Folded Belt and the Regularities of the Distribution of the Productive (Iron, Manganese and Phosphorite-bearing) Formation	78

II. TIN METALLOGENY

Lugov S. F. The Metallogeny of Tin of the Soviet Part of Pacific Ore Belt	83
Govorov I. N. The Geochemical Bases of Tin Metallogeny	85
Nekrasov I. Ja., Sipavina L. V., Dadze T. P. The Experimental Researches of the Tin-Bearing Systems and the Problems of Genesis of the Tin-Ore Deposits	92
Radkevich E. A. The Peculiarities of the Geochemical Methods of Researches in the Tin-Ore Regions of Different Types	95
Zilbermintz A. V., Labutin A. N. The Peculiarities of the Cassiterite-Feldspar Deposits of the North Part of the Soviet Sector of Pacific Belt	99
Ovchinnicov D. I., Beigulenko V. I., Panteleev A. I., Getmansky I. I. The Stages of the Formation of Ore-Bearing Granitoids of Jano-Borulakhsky Cross Row of the North East of Yakytia	100
Makaev B. V., Politov V. K. The Structural Position and Regional Zoning of Tin Mineralization of the North-East	101
Aleksandrov S. M. The Geochemical Peculiarities of Boron and Tin in the Processes of Formation of the Skarn Deposits of the North Part of Pacific Ore Belt	104
Gurvich S. I., Terentiev V. B., Kuleshov B. A., Struzhkov F. E. Formation Types of Tin Mineralization of Central Chukotka	105
Elimov V. F. The Peculiarities of the Material Composition and Genesis of Tin Mineralization of Levopegtymelsky Ore Junction	107
Tarascenko T. V., Pozdeev A. I., Isakov A. B., Mikhailov B. M. New Date about the Ore-bearing Prospects of the South-West of Korjasky Plato	109
Onikhimovsky V. V. To the Metallogeny of Priamurye Tin	110
Bolotnikov A. F., Kravchenko N. S. The Geology-Structural and Petrology-Chemical Criteria of the Forecasting of Tin Deposits (on the example of Tin Ore Deposits in Priamurye)	114
Ognjanov N. V., Bakulin Ju. I., Asmanov V. Ja., Bespalov V. Ja., Kravtsov V. A. Main Regularities of the Distribution of Tin Mineralization in the North-East Part of Khingan-Badzhalsky Volcanic Zone	116
Bolotnicov A. F., Kravchenko N. S., Krutov N. K. The Regularities of the Distribution of Tin Mineralization in Badzhalsky Region (Priamurye)	119
Bretshstein Ju. S., Zvegintzev A. G., Poponnikova V. A., Vetoshkin I. D. Magnetism of Cassiterite and Sulfide Ores of Some Tin Deposits of the Far East	120
Durasova N. A. The Peculiarities of Tin Distribution in the Rocks of Tin Ore Regions of Sikhote-Alin	123
Nazarova A. S., Aleksandrov E. P., Orlovsky V. V., Panteleev A. I., Protogonov A. V. On Continuance of Formation of the Deposits of Cassiterite-sulphide Structure in Primorye	124
Khilik B. A. Preore Metasomatism and the Problems of Tin Source in Lifudzinsky Deposit	125
Rudakova Zh. N. On the Regularities of the Distribution of Tin Ore Deposits in the South East Part of Mongolo-Okhotsky Folded Region (Zabaikalye) and Criteria of Forecasting of Tin Ore Mineralization of Different Types	128
Sirina T. N. The Mineralogical Peculiarities of Tin Ore Mineralization in the Region of Earlier-Mesozoic Activization of the West Zabaikalye	130
Borovko N. N., Mishin L. T., Latikainen V. I. Quantitative Methods of Forecasting of Tin-Ore Deposits of the Far East with the Help of Complex Indirect Geophysical Signs	132
Vorobjov V. P., Altshuler M. I., Efimov A. V. The Searches of Tin Ore Deposits of Pacific Belt by the Aerogammaspectrometric Method	133

III. METALLOGENY OF TUNGSTEN

Scheglov A. D. Metallogeny of Tungsten within the Limits of the Soviet Sector of Pacific Ore Belt	139
Povilaitis M. M. The Geotectonic and geology-Structural Condition of Manifestation of Mineralisation in the Deposits of Different Mineral Types of Tungsten Formations	141
Povilaitis M. M. Systematization of Geotectonic Structural Units Bearing Tungsten Mineralization	142
Kokorin A. M., Kokorina D. K., Korostel'ov P. G., Radkevich E. A. Some Peculiarities of the Distribution of Tungsten Deposits in the Far East	143

liarities of Tungsten Mineralization of Komsomolsky Ore Region	143
Ivanova G. F. On the Types of Tungsten Ore Mineralization in Mongolia	145

IV. METALLOGENY OF GOLD

Volarovich G. P. Metallogeny of Gold	149
Matveenko V. T., K. B. Iljin. The Regional Regularities of Formation According to Time and the Distribution in the Geological Space of Gold Mineralization of the North-West Part of Pacific Tectonic Belt	153
Moiseenko V. G. The geochemical Bases of Metallogeny of Gold	156
Davletov I. K. The Criteria of the Gold-bearing of Ore Generating Intrusive Complexes	162
Berman Ju. S., Volarovich G. P., Kazarinov A. I. The Mineralogy-Geochemical Peculiarities of Gold from the Deposits Formed in the Near Surface Conditions	163
Djenchuraev D. D. On the Variants of Gold Contents in Magmatogeny Formations	164
Musalitin L. A. Gold-Ore Zones in the North-East of Jacutia	165
Gavrikov S. I. The Cycles and Stages of the Development of Gold Mineralization of the West Part of Verkhoyan-Chukotka Folded Region	167
Zhelnin S. G., Sidorov A. A. To the Problems of Premesozoic Gold Ore Formation in the North-East of the U. S. S. R.	169
Mikhailova M. S., Shilin N. L., Judin S. S. The Geology-Chemical Peculiarities of Ore-Bearing Magmatic Association and Conduct of Gold in the Processes of Magmatism under the Formation of the Volcanogeny Belts of the East of the U. S. S. R.	170
Naiborodin V. I., Sidorov A. A. The Ore-Formational Row of Gold Deposits in Okhotsk-Chukotsky Volcanogeny Belt	171
Zagruzina I. A. The Absolute Dating of Gold Ore Formations and Gold-Bearing Magmatic Complexes of the North-East	172
Veldjakov F. F., Voin M. I., Naiborodin V. I. To the Possibilities of the usage of the Geochemical Aureoles for the Searches and Estimation of the Nearsurface Auri-Argentiferous Deposits. (on the Example of Khakandzhinsky Ore Field)	174
Travin Ju. A., Voloshin P. D., Fedotov A. I. The Peculiarities of the Gold-Bearing of the Central Part of Anadyr-Korjajsky Folded System (on the example of Otrozhnensky Unit)	175
Karbiivnichyi I. N., Tarasenko T. V. Some Peculiarities of the Metallogeny of Gold in Kamchatka and the South-West Part of Korjajsky Plato	176
Kharchenko Ju. I., Frolov Ju. F., Schepotiev Ju. M. Auri-Argentiferous Mineralization and Volcanism of Central Kamchatka	178
Guziev I. S. The Differences of Chemical Composition of Gold-Bearing and Ore-Free Miocene Granitoid Intrusions of Kamchatka	179
Bondarenko V. N., Shilin N. L. On the Problems of the Geochemical Specialization on Gold of the Granitoid Formations of Central Kamchatka	180
Dunichev V. M., Zhizhin D. P., Maltizov A. G., Tjutrin I. I. New Date on the Gold-Bearing of Sakhalin and the Kuriles	181
Melnikov V. D. The Conditions of Formation of the Veined Gold Ore Deposits in the Sand-Shale Thicksof Priamurye	183
Davletov I. K., Dgenchuraeva R. D. The Genetic Types of the Contact-Metasomatic Formations and the Signs of their Gold-Bearing	184

V. METALLOGENY OF LEAD, ZINC AND SILVER

Kormilitzin V. S., Markov K. A. The Metallogeny of Lead and Zinc	189
Ovchinnikov L. N., Kuznetsov K. F., Panfilov R. V. The Geology-Statistic Regularities of the Location of Silver in the Endogenic Deposits of the North-West Part of Pacific Ore Belt	193
Indolev L. N., Nevoysa G. G. The Silver-Bearing Ore Formations of Yakutya	195
Gorzhevsky D. I. The Comparative Characteristic of Lead-Zinc Deposits of Sikhote-Alin and the Other Regions	197
Garbuzov P. S. The Geological Criteria of the Distribution of the Polymetallic Ore Formation in the Coastal Zone of Sikhote-Alin	198
Rostovsky F. I., Rostovskaja N. E., Kuznetsov B. V., Sapozhnikova T. S. The Genetic Peculiarities of Sadovy Polymetallic Deposits of Tetjukhinsky Region	201
Zorin E. S. The Zoning of Mirgalimsay Polymetallic Deposits	202

VI. METALLOGENY OF ANTIMONY AND MERCURY

Sidorenko Z. V. Main Features of the Metallogeny of Antimony and Mercury of Pacific Belt and the Principles of the Regional Forecasting	207
Babkin P. V., Kopytin V. I., Syromjatnikov A. L. The Geological Position and the Types of Mercury-Bearing Zones of the North-East of the U. S. S. R.	210

Rezhdestvensky V. S. The Tectonic of Mercury-Bearing Regions and the Structural-Morphological Types of Mercury Manifestations of Sakhalin	212
Usenko S. F. The Antimonial Ore Formation on the Territory of Priamurye	212
Sazanov Ju. B. On the Principles of the Regional Forecasting of Mercury Mineralization	214
Berger V. I. The Regularities of the Distribution and the Development of Mercury and Antimony Mineralization of Zabaikalye	215

VII. METALLOGENY OF RARE METALS

Ivanov V. V. The Metallogeny of Rare Metals	221
Topunova G. A. The Genetic Types of Beryllium Deposits of the North-American Branch of Pacific Ore Belt	223
Lugovsky G. P., Rub A. K. The Zoning and the Mineralogy-Geochemical Peculiarities of Metasomatically changed Tantalum-Bearing Granites	225
Kuzmin I. Ja., Baturina E. E., Ignatovich V. I., Shobogorov P. Ch. Metallogeny of Rare Metals of the Territory of Burjatiya the Edge Fragment of Pacific Belt	228

VIII. GEOLOGY AND METALLOGENY OF ORE REGIONS OF JAKUTIJA AND THE NORTH-EAST OF THE U. S. S. R.

Ugrjumov A. N., Entin A. R. On the Role of the Longlived Fractures in the Control of Mesozoic and Archean Deposits (Central Part of Aldansky Shield)	233
Kulish E. A. The Metallogeny of Sedimentogenous Aluminium in the Deep Metamorphized Archean of Aldansky Shield	236
Ivanova A. M., Kulikov Ju. S. A New Ore Region in the East Part of Polousny ridge (the North-East of Chersky Mountain Crest)	239
Efremenko E. A., Ivanov O. P., Rynnik B. M., Ermakov S. F. The Metallogenetic Peculiarities of Sartang-Nelgekhinsky Ore Region (North Jakutiya)	241
Ivensen Ju. P., Amuzinsky V. A., Nevoisa G. G. The Metallogenetic Regioning and the Intercommunications of Ore Formations of the North Part of Verkhoyansk Folded Zone	243
Davydov A. S., Levchuk L. S., Orlova L. N. The Distribution of Ore Elements in the Sedimentations of the lower Triassic of Anjuiskaja Folded Zone (West Chukotka)	245
Kuleshov B. A. Some Peculiarities of the Tectonic Development of Magmatism and Metallogeny of Central Chukotka	246
Nartikov B. D., Kochneva N. T. The Dome-Shaped Structures of Central Chukotka and the Control with the Help of them Tin-Tungsten Mineralization	247
Terentiev V. B. The Structural Position and the Peculiarities of Ore Formation of Pyrkakaisky Unit (Central Chukotka)	249
Babkin P. V., Kopytin V. I., Milov A. P. The Types of Tin-Ore Formations and their Connection with the Late Mesozoic Granitoid Magmatism of Central Chukotka	249
Voevodin V. N., Sukhov K. S. The Perspective Spaces and Search Criteria of Tin Mineralization of different Formations within the Limits of Mesozoic of East Chukotka	250
Kalabashkin S. N. The Peculiarities of the Geological Composition and Metallogeny of Limdytnot-Seutakansky Structure-Formational and Metallogenetic Zone (East Chukotka)	252
Umitbaev R. B. The Main Ore-Controlling Structures of Okhotsky Sredinny Massif	255
Ansberg Ju. V., Zilbermintz A. V., Safronov D. N. The Areal of the Primary Dispersion of Boron in the Mine rocks of Anju Basin and the upper Reaches of Oloy	256
Polotov V. K. The Geology and Metallogeny of the Cross Structures of the North Priokhotye	258
Babkin P. V., Goncharov V. I., Sidorov A. A. On the Temperature Condition of Formation of the Endogenic Mineralization of the North-East of the U. S. S. R.	260
Vasilenko V. P., Kotljar I. N., Kulikov K. B. On the Metallogenetic Specialization of Gabbro-Monzonite Row in Penzhinsk-Anadyrsky Piece of Okhotsk-Chukotsky Volcanic Belt	261
Dudenko L. N., Tikhomirov L. I. The Application of the Factorial Analyses for the Exposure of the Metallogenetic Specificity of Granitoids	262

IX. GEOLOGY AND METALLOGENY OF ORE REGIONS OF KAMCHATKA, KURILES AND SAKHALIN ISLAND

Tarasenko T. V. The Metallogenetic Regioning of the South Part of Korjasky Plato and Kamchatka	267
---	-----

Demidov N. T. The Regularities of Space Distribution of Mineralization of the North Kamchatka	269
Beda V. D. To the Problem of the Ore-Bearing of Hydrothermal Transformed Rocks of Central Kamchatka Metallogeny Zone	271
Starkov G. N. On the Ore Specialization of Cortlandite Complexes of Different Structure-Facies Zones (On the Example of Kamchatka)	273
Neverov Ju. L., Maltizov A. G. Some Peculiarities of Mineralogy of the Kuriles	275
Petrachenko E. D. The Types of Ore Mineralization of Iturup Esland.	277
Gritzenko I. I. Some Peculiarities of the Distribution of the Deposits and the Shows of Ferrous Metals on the Territory of Sakhalin and Kuriles Eslands	279
Zhizhin D. P., Kljuev V. P., Maltizov A. G., Rozhdestvensky B. S., Tjutrin I. I., Janetz G. R. Some Peculiarities of the Geological Structure and the Metal-Bearing of Sakhalin	280
Semenov D. F. Magmatism and Metallogeny of the West-Sakhalin Mountains	281

X. GEOLOGY AND METALLOGENY OF ORE REGIONS OF PRIMORYE AND PRIAMURYE

Volarovich G. P., Rusanov E. B. The Deep Structure as One of the Criteria of the North Sikhote-Alin and the Contiguous Regions of Primurye	285
Usenko S. F. The Main Features of the Structure-Magmatic Development and the Tin-Bearing of Primurye	286
Beltenev E. B., Zolotov M. G., Onikhimovskiy V. V., Plotnikov I. A., Shapochka I. I. The Geotectonic Structures of Primurye, their Mineralogenetic Specialization and the Perspectives for the Most Essential Minerals	288
Lishnevskiy E. N. The Peculiarities of the Distribution of the Endogenic Mineralization in Primurye in the Light of the Gravimetric Data	290
Nikogosjan V. A. The Metallogenetic Features of Iman-Bikin Interfluvium in the Middle Sikhote-Alin	291
Nechkin G. S., Plotnikov I. A. To the Metallogeny of Primurye Iron	294
Arkhipov G. I., Nechkin G. S. To the Petrochemistry of the Iron-Bearing Basic Formation of Dzhagdinsky Zone (Primurye)	295
Panskikh E. A. The Factor of the Volcano-Sedimentary Accumulation of Iron (on the Example of Udsky Basin, Priokhotye)	297
Putintzev V. K., Zablotskiy E. M., Kolmak L. M., Selivanov V. A. The Magmatic Formations of the Activitized Regions of the Far-East and their Metallogenetic Specialization	298
Scheka S. A. Some General Regularities of the Evolution of Basite-Ultrabasite Magmatism (on the Example of Primorye)	300
Lelikov E. P. The Peculiarities of the Granite Magmatism of Khankaicky Massif	303
Vrzhosek A. A. Some Peculiarities of the late Perm Magmatism and Metallogeny of Khasan-Grodekovo Zone	305
Nikiforova I. K., Firsov L. V. On the Mesozoic Age of Some Granitoids of the West Primorye	308
Govorov I. N., Levashov G. B., Strizhkova A. A., Golubeva E. D., Grechischeva A. P. The Geochemical Specificity of the late Cretaceous Granitoid Series of Primorye	312
Razmakhnin Ju. N. On the Premagmatic Progressive Stage of Metamorphism (on the Example Primorye)	315
Nedashkovskiy P. G. The Peculiarities of Petrochemistry and Metallogeny of Granitoids of the ore-bearing Facies of the Far-East	317
Nedashkovskiy P. G., Lennikov A. M., Nazarov M. N. The Clarks of the Accessory Elements in Granitoids of the Far East	319
Rjazantzev A. A. To the Problem of the Main Regularities of the Spatial Distribution of the Ore Field and Deposits in Voznesensky Ore Region	320
Shkurko E. I. The Geology of the Fluorite Deposits of Voznesensky Ore Region of Primorye	321
Narbut G. B. The Main Geology Metallogenetic Peculiarities of Kavalеровskiy Ore Region	323
Kosenko V. I., Timoshin A. I. The Petrochemical Peculiarities of the Magmatic Rocks of the Upper Cretaceous Period in Kavalеровskiy Tin-Ore Region	326
Nikolaev M. M., Kozerenko S. V., Sushevskaja T. M. To the Problems of the Temperature Zoning of the Sulphide-Cassiterite Deposits of Kavalеровskiy Ore Region	328
Lavrik N. I. The Structure of Ore Field and the Elements of Zoning of Mineralization of the Ternisty Deposits	329
Mironjuk A. F., Bokov G. N., Janishevskiy E. V. The Vertical Zoning of the Primary Aureoles of the Dalnetajozhny Tin Ore Deposits	330
Romanova R. I., Petrachenko E. D. On the Position of the Polymetallic Sulphide and Cassiterite Mineralization in the Taukhinsky Volcanogenous ore show	332

Markevich P. V., Mikhailov M. A. The Specificity of the Distribution of Tin, Lead and Zinc in the Flysh Deposits of Sikhote-Alin	333
Ignatova V. F., Markevich P. V. On the Age of the Endogenic Mineralization in Some Regions of the Eastern Primorye	334
Khershberg L. B., Shevaldin Ju. V. The Coastal-Marine Placer Deposits of the Southern Primorye	336

XI. GEOLOGY AND METALLOGENY OF ZABAİKALYE ORE REGION AND PREBAİKALYE

Malykh V. S. Baikalo-Verkhoyansky Belt of Deep Fractures and its Metallogeny	339
Grebennikov A. M., Ogorodnicov V. D., Chaban N. N., Pjannikov A. Ja. The Metallogeny of the Central Part of Tin-Tungsten Belt of the Eastern Zabaikalye	340
Ivanova A. A., Mikhailova Ju. I., Pavlova V. V. The Experiment of the Application of the Factorial Analysis under the Metallogenetic Researches in the Eastern Zabaikalye	343
Bindeman N. N. The Metallogenetic Peculiarities of the South-Eastern Part of the Central Zabaikalye	344
Ontoev D. O. On the Genetic Types of Zoning in some Rare Metal Deposits of Zabaikalye	346
Gundobin G. M., Andreev D. M., Bogatyrev P. V. To the Problems of the Influence of the Depth on the Decoming of the Mother Intrusion on the Process of Ore Separation (on the Example of Khapcheranginsky Ore Unit)	348
Andreev G. V., Gordienko I. V. A New Genetic Type of Apatite Deposits in Mongolo-Okhotsky Folded Belt	350
Tigunov L. P. The Main Features of the minerageny of Prebaikalsky Polymetallic Belt	352
Slavinsky B. N. Pacific Ore Belt and the International Collaboration	354

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Редактор Р. Колесникова

Техн. редактор А. Игнатюк

Корректоры Н. Штучка, Г. Голубева, В. Поцелуева, Л. Тищенко

ВД 10241. Подписано к печати 18/VIII-71 г. Формат 70×108/16.

Печ. л. 22,5. Тираж 1000. Цена 1 р. 10 к. Заказ 114.

Приморский полиграфкомбинат. Владивосток, Океанский пр., 69.

1205