

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГЕОЛОГИЯ  
И  
ПОЛЕЗНЫЕ  
ИСКОПАЕМЫЕ  
В ПОЛОСЕ  
БАМ  
СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЙКАЛЬЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ  
Геологический институт

4024

**ГЕОЛОГИЯ  
И  
ПОЛЕЗНЫЕ  
ИСКОПАЕМЫЕ  
В ПОЛОСЕ  
БАМ  
СЕВЕРНОГО  
ПРИБАЙКАЛЬЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва, 1983



В книге рассмотрены общие геологические аспекты изученности территории, геология, металлогения наиболее перспективной Олоkitской структурно-металлогенической зоны, включающей месторождения колчеданно-полиметаллических, железных, железо-марганцевых и титано-магнетитовых руд; петрология и металлоносность базит-гипербазитовых комплексов, проблема сырьевых ресурсов — комплексного глинозем-калийно-фосфорного сырья, включенная в программу «Сибирь».

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В. Г. КУШЕВ

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
В ПОЛОСЕ БАМ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Утверждено к печати Геологическим институтом Бурятского филиала СО АН СССР

Редактор *П.Г. Кучеровский*. Редактор издательства *Л.М. Бекасова*  
Художник *Д.И. Бочаров*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор *Г.П. Каренина*. Корректор *З.Д. Алексеева*

ИБ № 27252

Подписано к печати 23.09.83. Т — 16454. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура литературная (фотонабор). Печать офсетная. Усл.печл. 7,0. Усл.кр.-отт 7,1  
Уч.-издл. 9,0. Тираж 600 экз. Тип. зак. 521. Цена 1р. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Принятый вариант строительства новой железнодорожной магистрали от Байкала до Комсомольска-на-Амуре позволил проложить стальную артерию по районам, располагающим богатыми природными ресурсами, которые в самой ближайшей перспективе могут быть вовлечены в освоение народным хозяйством. Еще на XVI съезде партии выдающийся государственный деятель нашей страны В. К. Блюхер говорил о том, что угольный бассейн на востоке страны с предполагаемым транспортным строительством на территории от Байкала к востоку превратит Буреинский район во второй Кузбасс. Но проектам по сооружению БАМ в то время не суждено было осуществиться.

Сейчас вся страна знает о таких районах, как Удокан на северо-востоке Забайкалья, Нюрэнгри — в Якутии, где уже действуют горнодобывающие предприятия, предпосылки для создания которых сложились в результате строительства БАМ.

Немало перспектив для горнопромышленного развития и в Северо-Байкальском районе Бурятии. Геологические исследования этого труднодоступного района начались еще во второй половине прошлого столетия. Однако в условиях отсутствия транспортных связей — автомобильных и железнодорожных — эта работа не имела перспективы.

Геологами Бурятии проделана большая работа по изучению недр Северного Прибайкалья, благодаря которой были выявлены такие месторождения, как Молодежное — хризотил-асбеста, Озерное — колчеданно-полиметаллических руд и ряд других, освоение их становится возможным уже в XI—XII пятилетках. Территория Северного Прибайкалья привлекает сейчас пристальное внимание в связи с перспективным планированием Северо-Байкальского территориально-промышленного комплекса.

Первая часть книги знакомит читателей с современным состоянием изученности района, дискуссионными и нерешенными проблемами, которые остаются на повестке дня.

Следующая часть посвящена геологии и рудоносности Олоkitской структурно-металлогенической зоны — так геологи назвали протяженную полосу на севере от Байкала до соединения ее с Мамско-Бодайбинским районом на северо-востоке.

Одно из самых перспективных месторождений, выявленных в зоне трассы БАМ на территории Бурятии — это Холоднинское месторождение полиметаллических руд. Району этого месторождения в настоящем сборнике отведен специальный раздел, в котором отражено современное состояние его изученности и перспективы района в плане обнаружения новых рудопроявлений того же типа. В этой же зоне выявлены, но пока еще недостаточно изучены железные руды, возможны также проявления марганца.

Медно-никелевые руды сульфидного типа, уже давно известные в Север-

ном Прибайкалье, в связи со строительством БАМ, очевидно, также заслуживают переоценки. Геология и металлогения формаций основных и ультраосновных пород, с которыми обычно ассоциируют такие руды, рассмотрены в третьей части книги. Особого внимания заслуживает оценка таких пород не только на традиционные, ранее исследованные в районе полезные компоненты, но также пока не выявленные, хотя по аналогии с другими районами мира, возможно присутствующие в таких породах.

Четвертая часть посвящена одной из важнейших проблем геологии севера Бурятии — проблеме сынныритов, которая включена в суперпрограмму «Сибирь». В настоящее время уникальный по размерам и подбору пород Сыннырский щелочной массив изучен еще недостаточно, но уже выявленные в его пределах запасы сынныритов достаточны для того, чтобы обеспечить строительство и выгодную эксплуатацию современного предприятия в течение примерно 200 лет. Как известно, сынныриты — это комплексное сырье для получения глинозема, бесхлорных калийных удобрений, калия; побочным продуктом являются цементы и керамика, кроме этого, легко получают металлический кремний и ряд других промпродуктов. Предложенные к настоящему времени технологические схемы позволяют получать эти продукты с хорошими экономическими показателями, но только в комплексе. Это ставит двойную задачу: перед геологами — поиск дополнительных полезных компонент в породах — рудах самого массива, перед технологами — усовершенствование схемы обогащения и извлечения.

Проблемы создания широкой и разносторонней минерально-сырьевой базы для индустриального развития зоны Байкало-Амурской магистрали сложны и многообразны. Их решение потребует усилий многих научных и производственных коллективов. Публикуемые в настоящей книге статьи — вклад в решение этих общих проблем применительно к территории Северного Прибайкалья и Забайкалья.

УДК 553.3/4 : 552.2 (571.54)

П. Ч. Шобогоров

**ИТОГИ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ  
И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ  
НА ТЕРРИТОРИИ БУРЯТСКОЙ АССР**

Комплексное изучение геологического строения территории зоны БАМ с применением новейших аэрогеологических, геофизических, геохимических, а также традиционных геологических методов исследований позволило получить принципиально новые данные о геологическом строении района и его металлогении, что должно лечь в основу дальнейших геологических изысканий и экономического планирования для данного региона.

В пределах рассматриваемого региона выделяются структурно-металлогенетические зоны, перспективные на те или иные комплексы полезных ископаемых.

Олокитская структурно-металлогенетическая зона, простирающаяся от западного побережья оз. Байкал на северо-восток более чем на 200 км, пространственно совпадает со структурой верхнепротерозойского внутригеоантиклинального прогиба. С осадочными и осадочно-вулканогенными комплексами пород в его пределах связаны стратиформные месторождения колчеданно-полиметаллических руд, кремнисто-железородной и кремнисто-марганцевой рудных формаций. Наиболее яркие их представители — Холодинское месторождение колчеданно-полиметаллических руд, Тыйское и Абчадское — железистых кварцитов с рудопроявлениями марганца. С базит-гипербазитовыми интрузиями довыренского комплекса в пределах рассматриваемой зоны связаны месторождения сульфидных медно-никелевых (Чайское и Байкальское) и ильменит-магнетитовых руд (Слюдянское месторождение).

Намаминская структурно-металлогенетическая зона совпадает с полями развития вулканогенно-осадочных и осадочных пород Котерского синклинария (внутригеосинклинального прогиба?) верхнепротерозойского возраста, условия формирования структур и металлогенетические особенности которого аналогичны Олокитской зоне. Здесь также широко проявлено оруденение колчеданно-полиметаллической, железородной и марганцевой рудных формаций.

В пределах Олокитской и Намаминской зон широко распространена сульфидная минерализация, связанная с так называемыми черносланцевыми толщами.

В Северо-Байкальском районе выделены и другие структурно-металлогенетические зоны — Абчадская, Сыннырская и Аkitканская, с которыми связаны рудопроявления редких металлов, молибдена, вольфрама, ртути, ком-

плексных высококальциевых и высокоглиноземных руд, месторождения графита, карбонатных пород, строительных материалов, а также имеются высокие перспективы для обнаружения фосфоритов.

Баунтовский (Муйский) район, являющийся структурным продолжением Северо-Байкальского, также перспективен на перечисленные выше рудные формации. В полях развития верхнепротерозойских осадочно-вулканогенных и осадочных образований известны рудопроявления полиметаллов, железных руд, марганца стратиформного типа, широко развиты черносланцевые сульфидизированные толщи с рассеянной минерализацией.

В 20 км от линии железной дороги находится Молодежное месторождение хризотил-асбеста, генетически связанное с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации. Севернее трассы, всего в 20—30 км, известно Келянское месторождение ртути, пока окончательно не разведанное. Кроме этого, в данном районе выявлены рудопроявления вольфрама, олова, молибдена, редких металлов, нерудных полезных ископаемых и стройматериалов.

Зона Байкальского рифта, где проходит железная дорога, славится многочисленными источниками минеральных и термальных вод, которые не только обладают хорошими бальнеологическими характеристиками, что позволит в ближайшем будущем создать здесь сеть курортно-оздоровительных объектов, но, очевидно, могут служить также базой для местного топливного обеспечения (создание парниковых хозяйств, обогрев помещений и т. д.).

Благоприятные структурно-металлогенические особенности обуславливают широкие перспективы выявления новых месторождений полезных ископаемых, а улучшение транспортных связей и экономики в связи с завершением строительства железной дороги означает реальное вовлечение уже известных минеральных ресурсов в промышленное освоение. Дальнейшее усиление геолого-разведочных работ, повышение их эффективности и качества касается прежде всего района Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и его флангов. Геологические и геофизические работы, проведенные в районе месторождения, указывают на благоприятные геолого-металлогенические перспективы. Однако совершенно недостаточно изучены глубинное строение месторождения и структура рудного поля. Выделенные геофизические аномалии не увязаны с общим геологическим строением, геохимические ореолы и зоны с полиметаллическим или медно-колчеданным оруденением практически не оценены.

Оценка перспектив никеленосности Северного Прибайкалья базируется на наличии здесь двух месторождений и нескольких рудопроявлений никелевых руд, что позволяет отнести этот район к сульфидно-медно-никелевым провинциям. Предварительно изученные Чайское и Байкальское месторождения оценены как мелкие, хотя по вещественному составу они соответствуют типу широко известных отечественных и зарубежных месторождений, руды которых характеризуются хорошей обогатимостью. Выявление более богатых руд возможно как в пределах месторождений на их глубоких горизонтах и флангах, так и в контурах базит-гипербазитовых интрузий, но для этого необходим дополнительный комплекс геолого-геофизических работ, а также петрологические исследования с целью определить формационный тип и структурную позицию названных интрузий. Это позволило бы решить вопрос о их металлогенической специализации.

Выявление и оценка месторождений *железистых кварцитов и ильменит-*

магнетитовых руд в полосе БАМ в настоящее время вновь встает на повестку дня в Северном Прибайкалье (Тыйская и Абчадская зоны, Муйское рудопроявление), где уже давно известны залежи железных руд в толще железистых кварцитов. Наиболее изученная Тыйская зона фиксируется аэромагнитными аномалиями на протяжении 50 км, запасы руды оцениваются в 1—1,3 млрд. т. Но из-за невыдержанности рудных залежей и сравнительной бедности руд в свое время работы по их дальнейшей оценке были прекращены. Геофизики и геологи предлагают возобновить исследования в этом районе, что, по-видимому, целесообразно в настоящее время.

Установленная в Северном Прибайкалье титаноносная провинция простирается от западного побережья оз. Байкал на северо-восток до верховьев р. Правая Мама. В ее пределах выявлен ряд базит-гипербазитовых массивов, несущих ильменит-магнетитовую минерализацию. Некоторые из таких массивов находятся в непосредственной близости от линии железной дороги, другие удалены от нее всего на 50—70 км. Наиболее изученное Слюдянское месторождение по химическому составу руд близко к Кусинскому месторождению Урала, руды которого используются в промышленности минеральных пигментов. В этой связи исследования базитовых и гипербазитовых интрузий Северного Прибайкалья представляются достаточно перспективными.

Особого внимания заслуживает проблема калий-глиноземного сырья. В 100 км севернее станции Уоян расположен уникальный по химическому составу Сыннырский щелочной массив, в пределах которого в виде кольцевой зоны развиты псевдолейцитовые сиениты и псевдолейцититы, содержащие до 23% глинозема и до 10% окиси калия. Проблема сынныритов как комплексного сырья на глинозем, калийные удобрения и строительное сырье в последние годы приобрела настолько большое значение, что выделена особым пунктом в комплексной программе «Сибирь». Прогнозные запасы псевдолейцититов оцениваются в десятки миллионов тонн, причем возможно увеличение запасов за счет использования руд среднего качества — псевдолейцитовых сиенитов. Дальнейшее направление использования комплексных руд Сыннырского массива должно определяться в первую очередь разработкой рациональной технологической схемы их переработки в промышленных условиях. Проблеме сынныритов посвящен специальный раздел в настоящем сборнике.

Предстоящее в ближайшие годы освоение минеральных ресурсов в полосе, прилегающей к Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, требует не простого увеличения объема геологических изысканий, а переоценки уже имеющихся данных, построения перспективных металлогенических схем, что позволило бы прогнозировать месторождения полезных ископаемых с учетом новых геодинамических концепций, применяя новейшие методы, в том числе и аэро-космогеологические исследования.

Д. Ц. Цыренов, З. А. Норекия

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

Геологические исследования Северного Прибайкалья имеют более чем вековую историю, но современные представления о геологии и металлогении этого региона базируются главным образом на результатах работ последних 40 лет.

В настоящее время территория Северного Прибайкалья полностью покрыта геологической, аэромагнитной и гравиметрической съемками. С начала 60-х годов в районе проводятся крупномасштабные комплексные геофизические исследования в пределах отдельных объектов, подлежащих последующему детальному опоскованию или разведке.

Все это позволило выявить главные черты геологического строения региона и открыть большое количество рудопоявлений и ряд месторождений различных видов полезных ископаемых, в выявлении которых значительная роль принадлежала геохимическим методам поисков, начавшим применяться в районе со второй половины 50-х годов. В настоящее время ими охвачено более трех четвертей территории и собран огромный материал, отличающийся большой пестротой не только по качеству и детальности, но и по набору проанализированных элементов и методике их обработки.

Северное Прибайкалье представляет собой складчато-глыбовое сооружение, в строении которого принимает участие разнообразное осадочно-метаморфические и магматические образования раннего докембрия, рифея и фанерозоя, перекрытие в пределах обширных межгорных впадин мощной толщей кайнозойских отложений. Однако следует отметить, что существующие схемы стратиграфии и магнитизма региона еще во многом остаются дискуссионными.

В пространственном распределении различных полезных ископаемых устанавливаются определенные закономерности, которые в совокупности с геолого-структурными особенностями района позволяют в первом приближении выделить здесь ряд металлогенических зон и полей. В частности, это Рель-Кунерма-Абчадская редкометалльная, Северо-Байкальская никеленосная и титаноносная, Олоkitская железо-полиметаллическая, Немаминская полиметаллическая зоны, Кичерское поле редкометалльного орудения и поле развития щелочных плутонов центрального типа, таких, как Сыннырский, Бурпалинский и некоторые другие, более мелкие.

Все известные месторождения и проявления полезных ископаемых района в основной своей массе сосредоточены в пределах этих металлогенических зон и полей, однако степень их изученности в большинстве случаев ограничивается стадией легких поисково-оценочных работ.

*Железо* связано с железистыми кварцитами, залегающими в позднепротерозойской толще и образующими продуктивную пачку мощностью 200—400 м. Последняя обнажается на крыльях Олоkitо-Мамского синклинория в виде Тыйской и Абчадской полос.

**Тыйская полоса**, расположенная на северо-западном побережье Байкала и приуроченная к юго-восточному крылу синклинория, прослеживается от р. Слюдянки на юго-западе до среднего течения р. Нюрундукан на северо-востоке на расстоянии более 50 км. Трасса Байкало-Амурской магистрали

пересекает эту полосу в долине р. Тыи и делит ее на две примерно равные части: юго-западную и северо-восточную. К настоящему времени комплексными геофизическими исследованиями, геологическими маршрутами, редкой сетью канав и одиночными скважинами изучен ее юго-западный фланг. Центральная часть и северо-восточный фланг изучены только по отдельным пересечениям магнитометрическими и геологическими наблюдениями с применением поверхностных горных выработок. В пределах этой полосы вскрыты серии сближенных пластов магнетитовых и магнетит-гематитовых руд мощностью от долей до 40 м, разделенных безрудными прослоями от 1—2 до 25—30 м. Содержание железа в рудах колеблется от 23 до 52%, составляя в среднем около 30%.

**Абчадская полоса** приурочена к северо-западному крылу Олокито-Мамского синклинория и тянется на десятки (до 40) километров в виде узкой полосы северо-восточного простирания. Здесь известны железистые кварциты (преимущественно гематитовые разновидности), образующие тела мощностью от нескольких до 40 м с содержанием железа до 39%. Эта полоса еще не изучена.

**Титан.** Поисковыми и геологосъемочными работами в Северном Прибайкалье установлена новая очень крупная провинция габброидных и габбро-перидотитовых массивов с титановым оруденением. Пространственно она совпадает с Чая-Нюрундуканской ветвью базит-гипербазитовых интрузий, которые сравнительно узкой полосой прослеживаются в северо-восточном направлении от мыса Котельниковского на западном побережье оз. Байкал до бассейна р. Правая Мама.

Большинство габброидных массивов с титановой минерализацией располагается в доступных географических условиях. Некоторые из них находятся непосредственно на трассе железной дороги (Курлинский и Холоднинский массивы), другие — близости от нее (Слюдянский, Кивильевский, Гасан-Дякитский и Вирамбинский массивы). Среди них наиболее изучен Слюдянский массив, расположенный в 40 км к югу от г. Нижнеангарск на побережье Байкала. Он сложен метаморфизованными габброидами, среди которых сохранились крупные реликтовые тела свежих габбро-норитов, троктолит-оливинитов и серпентинитов.

В массиве выявлены две параллельные зоны вкрапленных, густовкрапленных и сплошных магнетит-ильменитовых руд, локализованных среди габбро-норитов и частично в метагабброидах. Одиночными канавами и отдельными коренными обнажениями первая зона прослежена на 1150 м при ширине до 300 м, а вторая — шириной 150 м — на 800 м. В пределах зон отмечаются сплошные, сидеронитовые и густовкрапленные руды, переходящие во вкрапленные. Главными рудными минералами являются магнетит и ильменит в количественном соотношении 1 : 1. Содержание двуокиси титана в рудах составляет: в сплошных и сидеронитовых — около 20%, в густовкрапленных — 13,5—14,0 и во вкрапленных — около 7%. Содержание окиси железа в богатых рудах составляет в среднем 65% во вкрапленных — 21—30%.

Зоны магнетит-ильменитового оруденения также известны в Курлинском, Кивильевском, Холоднинском, Гасан-Дякитском и других габброидных и габбро-перидотитовых массивах.

**Марганец.** В пределах Верхне-Ангарского хребта известен ряд марганцеворудных провинций, но пока можно говорить только об Олдакитском месторождении карбонатных марганцевых руд. Пространственно и генети-

чески оно связано с венд-кембрийскими отложениями и располагается в северо-восточной оконечности Верхне-Ангарского хребта, в 25—30 км от трассы БАМ. Здесь вскрыто 6 рудных тел мощностью от первых метров до 100 м. Основными рудными минералами являются родохрозит и манганокальцит, а среднее содержание марганца по рудным телам колеблется от 7 до 12,5%.

**Никель.** В начале 60-х годов в пределах Северного Прибайкалья было выявлено 2 месторождения и ряд рудопроявлений сульфидно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с габбро-перидотитовыми массивами довыренского интрузивного комплекса. Пространственное расположение интрузий позволяет наметить здесь два пояса развития базито-гипербазитовых массивов — Северо-Байкальский и Намаминский. Из них наиболее перспективным с точки зрения никеленосности считается Северо-Байкальский пояс, где установлены Чайское и Довыренское сульфидно-никелевые месторождения и ряд проявлений в Нюрундуканском, Гасан-Дякитском и других массивах.

Почти на всех базит-гипербазитовых массивах Северо-Байкальского пояса проведены общие поиски, которые в совокупности с данными геологических съемок показывают, что наиболее перспективными на выявление промышленных концентраций никеля являются габбро-перидотитовые массивы центральной части Северо-Байкальского пояса на отрезке от истоков р. Холодная до среднего течения р. Чаи. Габбро-перидотитовые массивы, располагающиеся на южном и северо-восточном флангах пояса, залегают в менее благоприятных геологических условиях: они подвергались воздействию более позднего гранитоидного магматизма и интенсивному метаморфизму, вследствие чего выявление здесь сульфидно-никелевых руд в промышленных масштабах и тем более крупных месторождений представляется маловероятным.

Рудопроявления *молибдена* в Северном Прибайкалье пространственно и генетически связаны с палеозойскими гранитами.

Наиболее интересными из них является участок в верховьях рек Улуга и Арбуна, где в зоне экзоконтакта гранитоидов установлены обильные молибденит-кварцевые и кварц-молибденитовые жилы и прожилки, часто насыщающие породы до образования штокверковых зон. Молибденовая минерализация установлена также недалеко от этого проявления в грейзенизированных гранитах.

Серии кварцево-полевошпатовых и кварцевых жил, содержащих вкрапленность и прожилки молибденита, пирита, халькопирита, реже галенита и сфалерита, установлены в осевой части хребта, в бассейне ручья Дылымдык. Здесь насчитывается около 80 жил, располагающихся преимущественно роями, мощность их колеблется от 0,1 до 1,2 м.

В пределах междуречья Миня-Абчада и Кунерма-Гоуджекит известны десятки комплексных проявлений и три небольших месторождения, входящих в Рель-Кунерма-Абчадскую редкометальную зону. Все они связаны с субщелочными гранитоидами и представлены гидротермально-метасоматическими жилами, контролируемые зонами тектонических нарушений и зонами кварцево-щелочного метасоматоза. Последние, как правило, наблюдаются в апикальных частях гранитных куполов и вдоль их эндоконтактов. Метасоматические изменения выразились в микроклинизации, альбитизации, окварцевании, мусковитизации с последующим наложением флюоритизации и оруденения.

Абчадская и Даванская площади представляются весьма перспективными на редкие металлы. Здесь широко развиты структуры типа гранитных куполов, зоны кварцево-щелочного метасоматоза, минерализация в скарноидах, кварцевые жилы и т. д. По-видимому, особый интерес представляют участки контактов карбонатных пород и пород повышенной основности с субщелочными интрузивными и метасоматическими образованиями.

**Полиметаллы.** За последние годы в результате проведенных поисковых и геологосъемочных работ значительно расширены перспективы Северного Прибайкалья на полиметаллические руды. Так, наряду с ранее известными в районе Намаминским медно-полиметаллическим месторождением в пределах Олоkitской металлогенической зоны изучено Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, которое связано с черносланцевой формацией позднего докембрия. За это же время в различных участках региона установлено более 50 проявлений со свинцово-цинковым и медным оруденением, часть из которых, безусловно, должна рассматриваться как потенциально перспективная.

В этом отношении более благоприятные геологические предпосылки имеются в Олоkitской металлогенической зоне, где проведены комплексные геолого-геофизические исследования, выявлен целый ряд аномальных зон низких сопротивлений и силы тяжести, группирующихся в протяженные полосы, а в ряде случаев, пространственно совпадающих с полями развития пород черносланцевой формации.

**Графит** в пределах Ангаро-Баргузинской горной страны известен на ряде проявлений, из числа которых в разряд промышленных может быть отнесено Улурское месторождение, расположенное на водоразделе рек Кабаньей и Улуря.

Рудные тела месторождения залегают среди переслаивающихся кварцитов, кристаллических сланцев и мраморов баргузинской свиты в экзо-контакте гранитного массива и приурочены к мощной тектонической зоне смятия северо-восточного простирания. Продуктивная полоса, насыщенная графитовыми телами, прослежена на 3 км при ширине 0,6—0,8 км. На месторождении вскрыто 46 рудных тел, которые группируются в 4 рудные зоны. Форма тел—пластово-линзообразная. Тела изгибаются по простиранию и имеют раздувы и пережимы. Мощность их варьирует от 0,3 до 28 м. Протяженность рудных тел 50—500 м.

Графит в рудах средне- и мелкочешуйчатый. Запасы графитовой руды в пределах внутренних контуров рудных тел, вскрытых поверхностными горными выработками, оцениваются в 3 млн. т. Содержание в рудах графитового углерода колеблется от 10 до 60% (в среднем 30%).

Это далеко не полный перечень известных в Северном Прибайкалье месторождений и проявлений полезных ископаемых, окончательная геолого-промышленная оценка которых, требующая значительных капиталовложений, задерживалась из-за тяжелых транспортных условий и удаленности района от южных, экономически развитых районов Восточной Сибири. Байкало-Амурская магистраль пересекает район с юго-запада на северо-восток на протяжении 445 км, и все это — территория последующего экономического освоения. Среди других отраслей народного хозяйства одним из основных направлений, очевидно, станет горнодобывающая промышленность. В первую очередь это относится к таким полезным ископаемым, как свинец, цинк, пиритная сера, железо, титан, молибден, никель, редкие металлы,

сынниты, графит, возможно ртуть, рудопроявления которой установлены в обоих бортах Верхне-Ангарской впадины, в непосредственной близости от трассы БАМ.

В сферу промышленной разработки, вероятно, будут вовлечены химически чистые известняки и высокомагнезиальные доломиты, широко развитые вдоль железнодорожной магистрали, преимущественно в пределах Верхне-Ангарского хребта.

Остановимся на некоторых вопросах, в решении которых нужна помощь научно-исследовательских институтов.

1. Разработка надежной стратиграфической шкалы докембрийских толщ Ондоко-Олоkitской структурно-формационной зоны и определение положения в ней основных рудоносных уровней.

2. Картирование на основе этой схемы с тем, чтобы проследить рудоконцентрирующие уровни и оценить их перспективы в каждом конкретном случае.

3. Установление формационной принадлежности базит-гипербазитовых интрузий и их металлогенической специализации.

4. Проведение поисков месторождений прожилково-вкрапленного сульфидного типа в черносланцевых толщах.

Усиление геофизических исследований, несомненно, поможет повысить эффективность и качество геолого-разведочных работ.

УДК 553.3/4 (571.54)

**А. Н. Булгатов**

## **СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С КОМПЛЕКСАМИ БАЙКАЛИД СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

В Северо-Байкальском рудном районе, выделенном В. А. Кузнецовым (1980 г.), выявлены месторождения и проявления черных, цветных, благородных и редких металлов, неметаллических полезных ископаемых и т. д. Их связь с определенными комплексами и структурами рассматривалась во многих исследованиях. Наша статья посвящена рудоносности эвгеосинклинальных вулканогенных и некоторых орогенных комплексов байкалид.

После открытия Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения [30, 85, 92, 111] ряд геологов, изучавших этот регион, придерживаются мнения, что в Северном Прибайкалье распространены стратиграфические геосинклинальные комплексы нижнего (килянская серия) и верхнего (олоkitская и котерская серии) протерозоя, а для Холоднинского месторождения вмещающим является верхнепротерозойский комплекс.

В последние годы высказано предположение об одновозрастности геосинклинальных комплексов киянской, олоkitской и котерской серий [5]. Это, во-первых, меняет представление о времени проявления колчеданно-полиметаллического оруденения, связанного с одним изначальным вулканизмом в развитии байкальской геосинклинали [9], а во-вторых, заставляет обратить пристальное внимание на возможность выявления колчеданно-полиметаллических месторождений, которые рассматривались ранее как нижнепротерозойские, и, следовательно, расширяет перспективы всего региона на поиск рудных месторождений подобных типов.

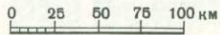
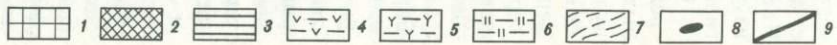
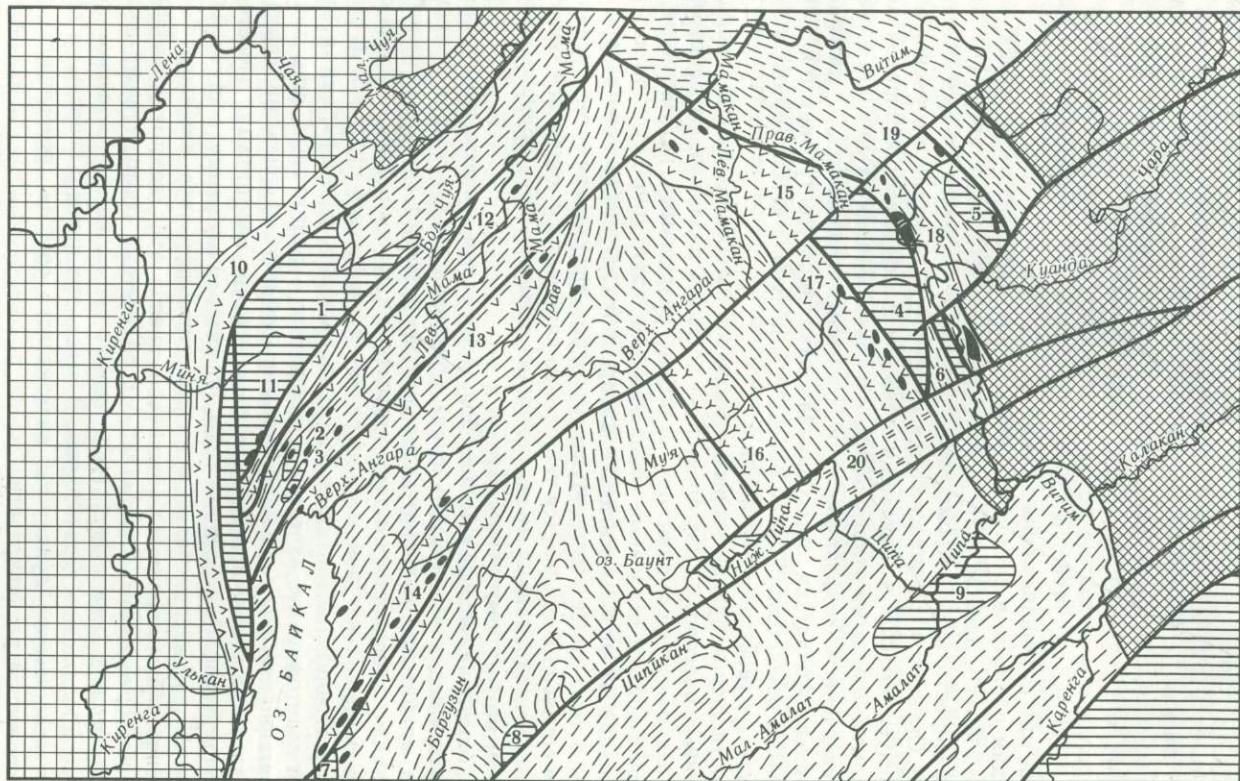
Область байкальской складчатости в зоне, прилегающей к Байкало-Амурской магистрали, ограничивается с востока Алдано-Становой областью и с запада — Ангарским блоком Сибирской платформы. Эвгеосинклинальные вулканогенные комплексы приурочены к одиннадцати узким и вытянутым зонам, ориентированным в разных направлениях (рисунок). Окуньская имеет меридиональную ориентировку, Абчадская, Тья-Мамская, Кичеро-Мамская, Томпуда-Светлинская — северо-восточную, Конкудеро-Мамаканская, Горбылокская, Кяляно-Ирокиндинская, Янгуда-Каменская, Каралонская — северо-западную, Ципа-Бамбуьская — субширотную. Эти зоны разделены выходами пород «основания», слагающих срединные массивы (Кутимский, Муйский, Челюлекский), и структурно-формационными зонами миогеосинклиналильного типа.

Таким образом, в пределах Муйского эвгеосинклиналильного пояса, выделенного И. И. Салопом [93], вулканогенный комплекс не имеет повсеместного распространения. Кроме того, граница этого пояса за счет отнесения к нему Окуньской и Абчадской зон изменилась, площадь его расширилась. Но следует заметить, что вулканогенные комплексы эвгеосинклиналией иногда перекрыты молодыми отложениями, и в таких случаях их граница намечена с привлечением геофизических и косвенных геологических материалов. Например, Абчадская эвгеосинклиналиальная зона контролируется хорошо изученной одноименной зоной разломов и получила четкое отражение в региональных геофизических полях.

Соотношения вулканогенных комплексов эвгеосинклиналией с породами срединных массивов — как правило — по зонам разломов. От разновозрастных осадочных формаций они отделены разрывными нарушениями, или вулканогенные и осадочные комплексы замещают друг друга по латерали. Основание их разреза нигде не наблюдается. Существовавшие представления о том, что в Северо-Муйском хребте эффузивная комплексная подсерия согласно подстилается терригенно-карбонатной парамской подсерией, новыми исследованиями не подтвердились. Эти подсерии приурочены к различным структурным зонам [7].

Эвгеосинклиналиальный комплекс большинства зон (исключение составляют Горбылокская и Ципа-Бамбуьская) образован альбит-хлорит-актинолитовыми, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми и другими зелеными ортосланцами, изредка с миндалекаменной текстурой, метадиабазы с реликтовой порфировой структурой, метаморфизованными и рассланцованными кератофирами и кварцевыми кератофирами, их туфами, туффитами, кремнистыми, яшмовидными, терригенно-кремнистыми, карбонатными, слюдисто-кварцевыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, метапесчаниками, кварцитами, известняками и доломитами. В последние годы по петрохимическому составу зеленых ортосланцев, метадиабазов и кислых метаэффузивов накоплен большой фактический материал. Обобщение и анализ этих данных показали, что зеленые ортосланцы и метадиабазы по составу соответствуют спилитам и относятся к нещелочной (толеитовой) серии, кислые отвечают кератофирам и кварцевым кератофирам. В некоторых зонах с основными эффузивами ассоциируют вулканы андезитового состава, относящиеся также к нещелочной разновидности.

Взаимоотношения между основными и кислыми эффузивами наблюдались в Янгуда-Каменской и Кичеро-Мамской зонах. Эти наблюдения



свидетельствуют о том, что кислые эффузивы являются более поздними образованиями. Кроме того, вблизи краевых зон разломов, разграничивающих эвгеосинклинальные зоны от срединных массивов (Янгуда-Каменская зона), и структурно-формационных зон миогеосинклинального типа (Каролонская зона) преимущественно развиты основные вулканы, сменяющиеся по мере движения от этих зон разломов эффузивами кислого ряда. С учетом этих данных в составе контрастно дифференцированного спилито-кератофирового комплекса возможно выделение двух вулканогенных формаций — более ранней по времени спилито-диабазовой и поздней — кварц-кератофировой. Однако такие пространственные и временные взаимоотношения, может быть, не характерны для всех зон, так как иногда основные и кислые эффузивы по латерали и в разрезе тесно связаны между собой или наблюдается частое их переслаивание.

Со спилито-кератофировым контрастно дифференцированным комплексом ассоциируют небольшие по размерам субвулканические тела габбро-диабазов, для которых вмещающими являются основные эффузивы, тела кератофиров, кварцевых кератофиров и плагиогранит-порфиров. Кислые породы субвулканических тел массивные, следовательно, они внедрились после проявления расщепления кислых вулканических и складчатости.

Количественные соотношения основных и кислых эффузивов и осадочно-кремнистых пород изменчивы в различных эвгеосинклинальных зонах. Они почти равны в Каролонской зоне. В Янгуда-Каменской резко преобладают эффузивы, в Конкудеро-Мамаканской значительным распространением пользуются пирокластические образования. Тья-Мамская зона характеризуется резким преобладанием основных эффузивов, кислые — наблюдались на северо-восточном окончании зоны, в районе слияниялевой и Правой Мамы. Также резко преобладают основные вулканы в Абчадской и Томпуда-Светлинской зонах.

Горбылокская эвгеосинклинальная зона характеризуется тем, что в ее западной части развиты метадиабазы, метаспилиты, зеленые ортосланцы альбит-эпидот-актинолитового, альбит-хлорит-актинолитового и кальцит-альбит-хлоритового состава с прослоями метаморфизованных кератофиров, кварцевых кератофиров, туфоалевролитов, туфопесчаников, карбонатных сланцев и известняков. Эта толща ограничена разломами. Параллельно и восточнее этих эффузивов распространены кислые эффузивы — слабо расщепленные и метаморфизованные липариты, дациты, трахилипариты,

#### ← Схема геосинклинальных структур байкалид

Добайкальские архей-раннепротерозойские структуры: 1 — перекрытые платформенным чехлом; 2 — не перекрытые платформенным чехлом. Байкальская складчатая область; 3 — добайкальские архей-раннепротерозойские комплексы, слагающие срединные массивы; 4—6 — структурно-формационные зоны эвгеосинклинального типа с комплексами (4 — со спилит-диабазовым и кварц-кератофировым, 5 — со спилит-диабазовым, кварц-кератофировым и липарит-дацит-трахилипаритовым); 6 — с липарит-дацит-трахилипаритовым); 7 — структурно-формационные зоны миогеосинклинального типа; 8 — гипербазиты; 9 — главные разломы

Цифровые обозначения на схеме. *Срединные массивы:* 1 — Кутимский, 2 — Тыйский, 3 — Оркелканский, 4 — Муйский, 5 — Челоекский, 6 — Нижнетульдунский, 7 — Байкальский, 8 — Гаргинский, 9 — Амалатский. *Эвгеосинклинальные зоны:* 10 — Окуньская, 11 — Абчадская, 12 — Тья-Мамская, 13 — Кичеро-Мамская, 14 — Томпуда-Светлинская, 15 — Конкудеро-Мамаканская, 16 — Горбылакская, 17 — Кияно-Ирокиндинская, 18 — Янгуда-Каменская, 19 — Каролонская, 20 — Ципа-Бамбульская

их туфы, лавобрекчии, метаморфизованные песчаники. Субвулканическими их комагматами являются липариты, микрограниты и гранитовые микрограниты, слагающие штокообразные и дайкообразные тела. Таким образом, в Горбылокской зоне устанавливается контрастно дифференцированный спилитт-кератофировый и липарит-дацит-трахилипаритовый комплексы, каждый из которых занимает определенное структурное положение.

Контакт между двумя комплексами — чаще всего по зонам разломов. Липариты, микрограниты и гранофировые микрограниты слагающие субвулканические тела, прорывают породы спилитт-кератофирового комплекса.

Своеобразна Ципа-Бамбуйская зона. В ее пределах распространены главным образом липариты и липаритовые порфиры, им подчинены трахилипариты, дациты, лавобрекчии, туфолавы и туфы липаритов и дацитов. Отдельные горизонты и линзы слагают андезиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, альбит-актинолит-хлоритовые ортосланцы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, метаморфические парасланцы, известняки. В некоторых случаях устанавливается, что альбит кварцевых кератофиров замещается калиевым полевым шпатом (микроклином). Вполне вероятно, что трахилипариты, в которых устанавливается высокое содержание окиси калия и низкое содержание окиси натрия, и порфиры выделения, представленные главным образом калиевым полевым шпатом, образовались именно в результате замещения альбита калиевыми полевыми шпатами. Такие изменения, происходящие в кератофирах, в литературе описаны и с ними связаны значительные колебания отношения калия и натрия даже в пределах одного потока. Можно думать, что до проявления калишпатизации эффузивы Ципа-Бамбуйской зоны по составу могли быть отнесены к кератофир-дацит-липаритовому комплексу.

Вулканогенный комплекс Ципа-Бамбуйской зоны по латерали сменяется осадочно-вулканогенным, а затем осадочным. Разрез осадочно-вулканогенного состава изучен, например, в низовье р. Бамбуyki.

С вулканитами этой зоны тесно ассоциируют липариты, липаритовые порфиры, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, слагающие штоки и дайки.

Вулканогенный комплекс эвгеосинклинальных зон, надо полагать, был перекрыт карбонатно-терригенными отложениями. Но они не везде сохранились от размыва. Максимальной мощности эти зоны достигают в Абчадской и Тья-Мамской зонах. На небольших по площади участках карбонатно-терригенные отложения изучены в Кичеро-Мамской, Конкудеро-Мамаканской, Горбылокской, Киляно-Ирокиндинской, Янгуда-Каменской, Каралонской и Ципа-Бамбуйской зонах. Эффузивы Томпуда-Светлинской зоны метаморфизованы зонально от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. В. Г. Кушев, В. Е. Руденко и др. (1969 г.) показали, что геосинклинальные комплексы в области байкалид претерпели в начале однородный метаморфизм, не превышающий зеленосланцевую фацию, затем приобрели латеральную метаморфическую зональность кианит-силлиманитового типа при колебании температуры от 400 до 750° и давлении от 4 до 9 кбар.

В пределах или вблизи эвгеосинклинальных зон байкалид пока выявлено небольшое количество месторождений и проявлений колчеданно-полиметаллической группы. В первую очередь следует назвать Холоднинское месторождение.

Рудовмещающими породами на Холоднинском месторождении являются кварциты, метаморфизованные песчаники, кварцито-песчаники, гравелиты, графито-слюдяно-кварцевые, гранит-слюдяно-кварцевые, слюдяно-кварцевые, кварц-графито-слюдяные, слюдяно-кварц-углистые, известково-слюдяные сланцы, известняки и их песчанистые и графитовые разновидности. Они прорываются небольшими согласными линзовыми и пластовыми телами гипербазитов и базитов [30].

В структурном отношении Холоднинское месторождение контролируется Тяя-Мамской эвгеосинклинальной зоной, вулканогенный комплекс которой обнажается в низовье Уакита, ниже его впадения по правобережью Тяи, очевидно, на водоразделе рек Холодной и Чаи, в районе слияния Правой илевой Мамы и ниже по р. Маме. По составу вулканиды относятся к метаспилитам и метадиабазам, кислые эффузивы отмечаются очень редко. Вулканогенный комплекс Тяи-Мамской зоны перекрыт карбонатно-кремнисто-терригенными отложениями, которые вмещают Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

В пределах Каралонской эвгеосинклинальной зоны расположено Усть-Каралонское рудопроявление. Вулканогенный комплекс зоны — контрастно дифференцированный спилит-кератофировый, который является вмещающим для гипербазитовых и базитовых тел. На рудопроявлении развиты метаморфизованные кератофиры и кварцевые кератофиры и гипербазиты. Оно представлено телами гидротермально-измененных пород, которые имеют линзообразную форму, вытянутую в северо-западном направлении, и располагаются кулисообразно. В них наблюдается густая вкрапленность пирита, реже халькопирита, сфалерита, галенита, самородное серебро.

К Янгуда-Каменной эвгеосинклинальной зоне, в пределах которой также распространен спилит-кератофировый комплекс, приурочено Каменное колчеданно-полиметаллическое рудопроявление. Оруденение прослежено в мощной и протяженной зоне милонитизации, катаклаза и гидротермально-метасоматическо-метаморфических изменений основных и кислых эффузивов [27, 69]. Колчеданно-полиметаллические залежи представлены линзовидными телами, расположенными кулисообразно. В них установлены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, блеклая руда, самородное серебро. Содержание меди, свинца и цинка одинаковое.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация в вулканидах выявлена также по руч. Каменному (левому притоку р. Витим), в бассейнах рек Кияна, Ане, Мудирикан, Бамбуйка и других местах.

Таким образом, известные в настоящее время месторождения и рудопроявления полиметаллов, которые приурочены к вулканогенным эвгеосинклинальным комплексам байкальской складчатой области, относятся к колчеданно-свинцово-цинковому типу. Как известно, с эвгеосинклинальным вулканизмом складчатых областей Урала, Кавказа, Алтая, Казахстана и многих других регионов связываются еще колчеданные, медно-колчеданные, медно-цинковоколчеданные типы месторождений.

Прежде мы могли говорить об общей связи колчеданно-полиметаллической группы месторождений с эвгеосинклинальным вулканизмом. В настоящее время при обсуждении проблемы рудоносности геосинклинальных вулканогенных комплексов сосредоточивают главное внимание на связях типов вулканогенных комплексов и колчеданных месторождений. Надо отметить, что в последние годы достигнуты значительные успехи в изучении за-

висимости типов месторождений от состава вулканогенных формаций, и формационный контроль колчеданных месторождений выявлен достаточно четко.

В. И. Смирнов [97] выделяет две крайние разновидности эвгеосинклинальных (офилитовых) зон: полного и ограниченного развития. Почти все эвгеосинклинальные зоны байкалид, в которых представлены гипербазиты, базиты, плагиограниты и эффузивы спилит-кератофирового комплекса, близко напоминают зоны полного развития. В таких зонах можно ожидать открытие колчеданных, медноколчеданных, медно-цинковоколчеданных и колчеданно-свинцово-цинковых месторождений. Ципа-Бамбуйская зона и восточная подзона Горбылокской зоны, которые характеризуются редуцированностью гипербазитовой и габровой формаций, а вулканические породы в которых сложены преимущественно кислыми разновидностями, аналогичны зонам ограниченного развития, перспективным на выявление колчеданно-свинцово-цинковых месторождений.

Некоторые исследователи [73] отмечают ведущую роль зон краевых разломов в контроле оруденения, а также зональное распределение колчеданного оруденения с уменьшением степени медистости по латерали в направлении от краевых разломов. Одновременно с этим наиболее благоприятными для локализации оруденения являются, по их мнению, места пересечения продольных и поперечных структур.

Итак, для эвгеосинклинальных зон байкальской складчатой области, кроме уже известного колчеданно-свинцово-цинкового, намечены новые, перспективные типы колчеданного оруденения: серноколчеданный, медноколчеданный, медно-цинковоколчеданный. Для более обоснованного ориентирования геологических поисков на их выявление поможет схема размещения эвгеосинклинальных вулканогенных зон и типизация их по выполняющему комплексу.

Следующий вопрос, на который хотелось обратить внимание геологов, работающих в Северном Прибайкалье, относится к выделению вулканоплутонических комплексов орогенного яруса байкалид.

В Средне-Витимской горной стране к этому ярусу относятся Падринский и Жанокский вулканоплутонические комплексы. С Жанокским комплексом (Южно-Муйский хребет) доказана генетическая связь интересного рудопроявления олова [105], а также рудопроявления других редких металлов [69].

В Прибайкальском прогибе в орогенный этап развития байкалид был образован Аkitканский вулканоплутонический комплекс, с которым генетически связаны проявления медной, полиметаллической, вольфрамовой, оловянной, мышьяковой, флюоритовой и редкоземельной минерализации [10].

В Северо-Байкальском регионе такой комплекс до последнего времени не выделялся. К нему можно, на наш взгляд, отнести вулканический, преимущественно кислый комплекс, который распространен на правом берегу верхнего течения р. Лево́й Ма́мы. Он залегает с несогласием на геосинклинальных формациях и имеет мощность 400 м. К этому комплексу относятся, по-видимому, также субвулканические тела фельзит-порфиров, фельзитов, кварцевых порфиров, которые изучены Л. Е. Ивановым, Г. Ф. Словесным и другими на водоразделе рек Правой Ма́мы и Верхней Анга́ры. Эти тела являются секущими по отношению к метаморфизованным эффузивам, габбро и гранитоидам, образующим геосинклинальный ярус, и с несогла-

нием перекрываются вендскими отложениями. Следует отметить, что кислые субвулканические породы по результатам среднемасштабного картирования относились к геосинклинальной эффузивной серии.

В будущем при проведении геологических работ в Северном Прибайкалье серьезное внимание необходимо уделять выявлению орогенных вулканоплутонических комплексов и связанной с ними минерализацией цветных, редких и благородных металлов.

Следует также рассмотреть перспективы бокситоносности некоторых толщ района. На правобережье среднего течения р. Олокита (притока Чаи) на участке площадью примерно 50 км<sup>2</sup> распространены две согласно залегающие толщи. Нижняя, мощностью 700—750 м сложена кварцевыми доломитами, доломитами, бордовыми доломито-глинистыми и глинистыми сланцами, розовыми глинистыми известняками, алевролитами с прослоями кварцевых песчаников, осадочных брекчий, карбонатных конгломератов и сидеритовых руд. Верхняя толща состоит из темных, темно-серых и серых глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и конгломератов с прослоями известняков. Эти породы слагают моноклираль с падением крыла в целом на юг под углом 20—30°, доходя иногда до субгоризонтального.

Охарактеризованные толщи по составу, строению разреза не могут коррелировать с отложениями олокитской серии и венд-кембрийскими отложениями. Они отличаются также по характеру складчатости. Породы олокитской серии дислоцированы в узкие линейные, иногда опрокинутые складки северо-восточной ориентировки. Венд-кембрийские толщи слагают также линейные структуры, оси которых имеют северо-восточное простирание. В близлежащих районах отложения, которые можно параллелизовать с ними, распространены в Западном Прибайкалье и относятся к трехчленному байкальскому комплексу. Например, для преимущественно доломитовой голоустинской свиты также характерна значительная примесь кварцевого песка в доломитах, наличие горизонтов кварцевых песчаников, алевролитов, красноцветных мергелей, карбонатно-глинистых и глинистых отложений. Эти две толщи бассейна р. Олокита и отложения байкальского комплекса можно считать одновозрастными также по результатам изучения строматолитов [9].

Красный цвет отдельных горизонтов, преимущественно над доломитовой толщей р. Олокита, и наличие онколитовых и строматолитовых построек, рассматриваемые как индикаторы мелководности, преобладание в разрезе доломитов указывают на то, что отложения нижней толщи образовывались в замкнутом и полузамкнутом мелководном бассейне. Присутствие кварцевого материала и прослоев осадочных железных руд (сидерита) в доломитах, красный цвет пород, обусловленный примесью окислов железа, могут свидетельствовать о том, что они выносились из размываемых кор химического выветривания, а горизонты кварцевых песчаников и широкое развитие кварца в доломитах указывают на близость участков суши, где образовалась эта кора. При сравнении условий образования отложений нижней толщи р. Олокита и голоустинской свиты Западного Прибайкалья устанавливается полная их аналогия.

В последние годы получены материалы о бокситообразовании в голоустинское время. Выявлено первое рудопроявление осадочных бокситов в отложениях голоустинской свиты, образование которых связано с прибрежно-морскими и лагунными фациями осадков [64].

Учитывая изложенные данные, перспективными на обнаружение бокситов можно рассматривать нижнюю, преимущественно доломитовую, толщу р. Олокита. Для этих бокситов субстратом являлись, в частности, основные и средние эффузивы сыннырской свиты — породы, благоприятные для образования латеритной коры выветривания и с более высоким содержанием алюминия. Выше залегающие терригенные толщи р. Олокита, которые параллелизуются с фосфоритоносными отложениями улунтуйской свиты (Западное Прибайкалье), являются перспективными на фосфориты.

УДК 552.16+552.4 (571.54)

В. Г. Кушев, Е. И. Марков

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРА БУРЯТИИ

В связи с накоплением новых данных, получаемых при крупномасштабном геологическом и геофизическом картировании, а также исходя из новых тектонических схем, палеотектонических и палеометаморфических реконструкций, ревизии схем магматизма, становится возможным построение обзорных геолого-тектонических схем, карт метаморфизма и магматических формаций. Это справедливо и для Бурятии, в частности для ее северной части, геологию которой необходимо пересмотреть в свете современных геодинамических концепций. В перспективе это должно лечь в основу построения прогнозных металлогенических схем для определения потенциальных возможностей металлогении региона в увязке со смежными областями.

В пределах Байкальской горной области выделяются разнообразные и разновозрастные докембрийские образования: блоки и глыбы архейского фундамента, раннепротерозойские и байкальские структуры, рифтогенные прогибы, зоны и области тектоно-магматической активизации. При их изучении возникает целый ряд проблем, решение которых привлекает в настоящее время внимание геологов, исследующих Забайкалье и Прибайкалье. В числе основных проблем могут быть рассмотрены следующие.

*Критерии расчленения и выделения архейских и нижнепротерозойских толщ.* Как следует из многочисленных публикаций и имеющихся в распоряжении авторов материалов, главными принципами и критериями выделения раннего докембрия в протерозойских подвижных поясах (архея—протерозоя — в рифейских, и докембрийских — в фанерозойских складчатых областях) являются структурные особенности древних толщ и специфические равновесные минеральные парагенезисы, позволяющие определять тип и фации метаморфизма. Последние характеризуют толщи разного возраста в отношении режима  $T-P$ , указывая на определенную геодинамическую обстановку.

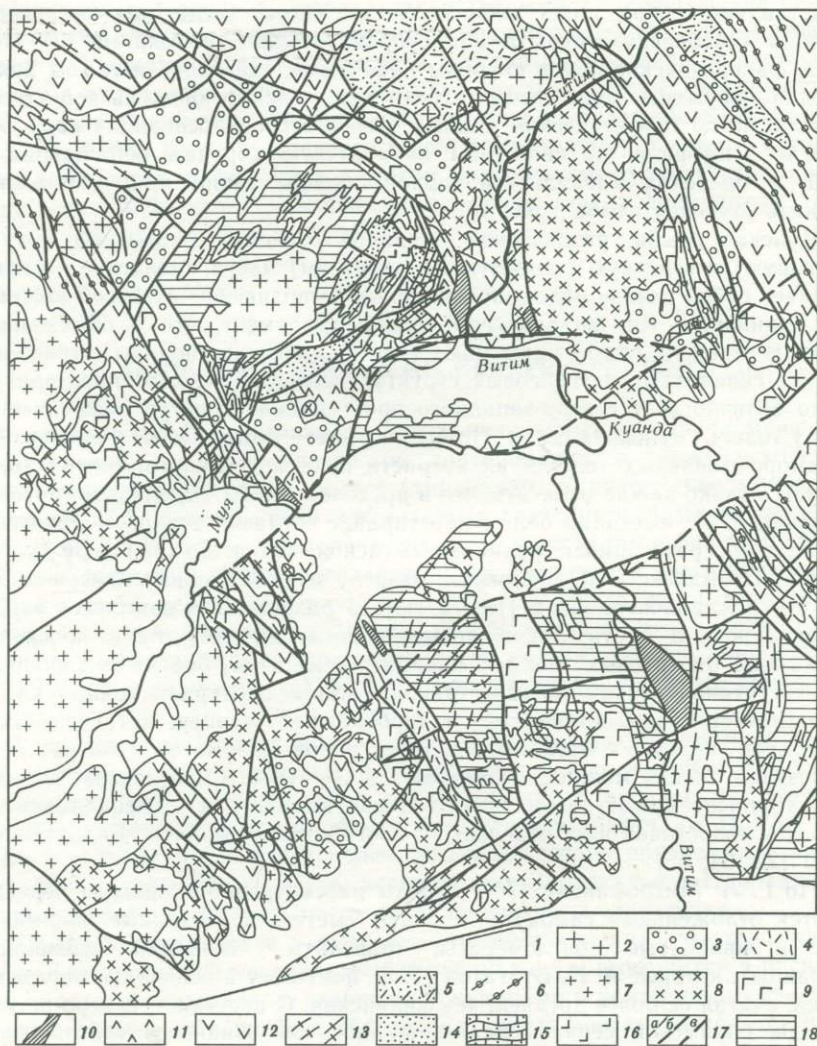
Роль докембрия в строении и эволюции фанерозойских складчатых поясов, где докембрий устанавливается либо как фундамент, либо в отдельных глыбах и блоках (называемых нередко срединными массивами), еще не может быть полностью оценена. Однако уже сейчас несомненно существенное влияние таких образований на строение этих поясов и на их металлогению. Часто наблюдаемые «глыбы» и «блоки» архея или протерозоя, обнажающиеся в молодых складчатых поясах, обычно

представляют собой лишь небольшую их часть, тогда как остальная, подобно «айсбергам», скрыта под супракрустальными толщами. В этом плане фанерозойские пояса подобны рифейским, где блоки и глыбы архея нередко окружены обширными полями или поясами байкальской складчатости, но по геофизическим данным имеют в своем основании кору сиалического профиля, по свойствам аналогичную породам обнажающихся глыб. В пределах Байкальской горной области таким примером может служить Муйская глыба (рис. 1).

Муйская глыба, разделенная впадиной Муйской долины на южную (большую) и северную (меньшую по размерам) части, геологически представляет собой единое целое: под молодым выполнением Муйской впадины прослеживается тот же кристаллический фундамент, что и обнаженный в них. В строении глыбы принимают участие архейские породы с типичным планом складчатых и гнейсовых структур северо-восточного простирания, резко отличного от северо-западного простирания структур окаймляющей глыбу толщи «муйской» серии. По вопросу о строении глыбы, стратиграфии метаморфизованных толщ и их возраста пока нет единого мнения [6, 7, 54, 93], однако важно отметить, что в пределах глыбы выделяется троговый комплекс [70], имеющий общее простирание согласно с планом архейских структур, но срезающийся границами «муйской» серии. По характеру разреза троговый комплекс [70] аналогичен разрезу зеленокаменных поясов западной части Алданского щита [19, 72, 55]. В разрез этого комплекса входят амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты с прослоями и линзами биотитовых гнейсов, кварцитов, магнетит-биотит-амфиболовых и магнетитовых кварцитов, известняков, которые перекрыты толщей кварцсерицит-хлоритовых, кремнистых и карбонатных сланцев, метапесчаников, кварцитов (нередко с магнетитом), известняков, доломитов и кислых метаэффузивов; общая мощность комплекса 3000—4000 м. По нашему мнению, этот комплекс может рассматриваться как выполнение «зеленокаменного» прогиба, сопоставимого с отдельными прогибами Олекминско-Борсалинской зоны [22, 54, 55].

По Г. Л. Митрофанову [70], породы рассмотренного прогиба перекрываются отложениями самокутской свиты (метаморфизованные полимиктовые и кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и сланцы), которые А. Н. Булгатов [7, 8] помещает в основание парамской серии, считая ее более древней, чем киянская. С востока — северо-востока выходы парамской серии ограничены либо линзовидными ультрабазитовыми массивами, либо полосой пород метабазитовой киянской серии; аналогичная (Кияно-Ирокиндинская) зона ограничивает Муйскую глыбу с юго-запада.

Отложения киянской серии, в составе которой легко устанавливаются метабазиты, сохраняющие черты подушечных лав, туфы и туфопесчаники [99] вблизи ограничивающих глыбу разломов подвергались интенсивному рассланцеванию, милонитизации по зонам субмеридионального — северо-западного простирания. В этом же направлении ориентированы многочисленные мелкие тела ультрабазитов и несколько крупных линзовидных тел основного состава, но это наблюдается только в сравнительно узкой зоне. Примыкающие к ней толщи самой глыбы претерпевают переориентировку гнейсовидности и осей складок в зоне шириной в несколько десятков метров; сам контакт всегда выражен в виде милонитизированных швов с интен-



Р и с. 1. Схема геологического строения района Муйской глыбы (по материалам А. Н. Булгатова, В. И. Давыдова, Г. Л. Митрофанова, Л. И. Салопа и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские граниты; 3 — вендзембрийские осадочные слабометаморфизованные отложения; 4 — образования контрастной базальт-липаритовой формации (падринская серия, условно рифейского возраста); 5 — вулканогенно-осадочные породы (шумнинская свита, рифей?); 6 — разгнейсованные гранитоидные породы (динамометаморфиты верхнепротерозойского возраста?); 7 — граниты баргузинского комплекса (верхний протерозой); 8 — муйский комплекс (офиолитовая серия?) нижнего протерозоя; 9 — диорит-габбровая формация (возраст  $\sim 1570 \pm 130$  млн. лет); 10 — ультрабазиты (возможно, в виде крупных олистолитов); 11 — осадочно-вулканогенная толща (парамская подсерия?), либо одновозрастная, либо лежащая ниже киянской подсерии; 12 — основные и средние эффузивы, рассланцованные, но нередко сохраняющие реликтовые структуры, вплоть до подушечных лав; 13 — гранито-гнейсы и мигматиты (илерский комплекс) в толще архейских кристаллических сланцев и гнейсов (возраст  $\sim 2200$  млн. лет); 14 — песчано-конгломератовые отложения (самокутская свита); торговый комплекс (выполнение зеленокамен-

сивно рассланцованными, оталькованными породами [7]. Обе эти ограничивающие, северо-западные зоны можно рассматривать как меланжированные швы, включающие крупные будиноподобные линзы ультрабазитов, фиксирующие региональные сдвиговые нарушения. Последние имеют большую глубину заложения, отражаются в гравитационном и магнитном полях (рис. 2) и по глубине границ сейсмических разделов [59]. Генетически «эвгеосинклинальные» прогибы, ограничивающие Муйскую глыбу и выполненные кишинской серией, напоминают выполнение прогиба вдоль древнего трансформного разлома комплекса Троодос [116].

*Разработка структурно-возрастной шкалы байкалид.* Второй проблемой геологии Байкальской горной области можно назвать вопрос о структурно-метаморфической эволюции в эпоху формирования байкалид, в качестве которых рассматриваются структуры, выполненные верхнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами, претерпевшими складчатость и метаморфизм в рифее—венде (т. е. в понимании Н. С. Шатского, [108]), Важнейшей задачей изучения различных структурно-фациальных зон байкалид является разработка структурно-возрастной шкалы для этих зон. Здесь можно выделить три наиболее крупные зоны: Котерский синклиниорий, Байкало-Витимское поднятие и Олоkitский (переходящий севернее в Мамско-Бодайбинский) синклиниорий. Хотя структурно-метаморфическая эволюция отдельных зон рассматривалась и ранее [36, 41, 48, 62], для области в целом такие попытки не предпринимались. Сопоставление структурно-возрастных шкал для Котерского, Олоkitского, Мамско-Бодайбинского прогибов и Байкало-Витимского поднятия [62, 63, 99] позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Структурная эволюция Котерского и Олоkitского синклинориев отличаются лишь морфологией и масштабом последней, четвертой складчатости ( $F_4$ ).

2. Структурно-возрастная шкала для Байкало-Витимского поднятия начинается со второй складчатости ( $F_2$ ), что объясняется, очевидно, повышенной жесткостью слагающих его нижнепротерозойских толщ (отложений нюрндуканской серии).

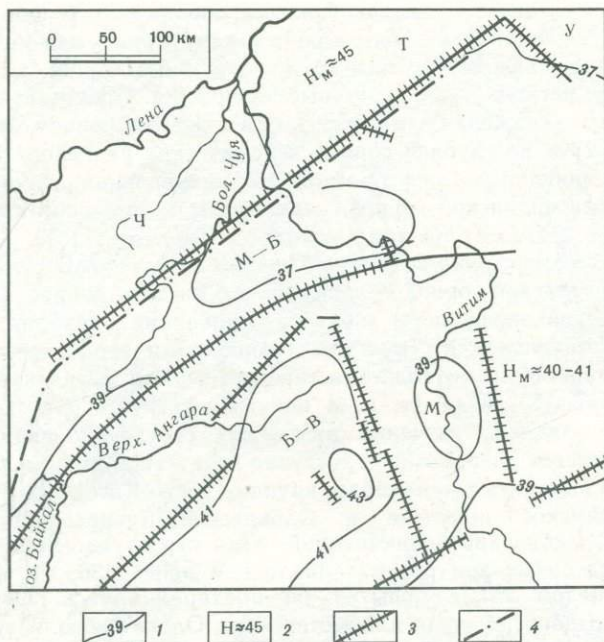
3. В Мамско-Бодайбинском прогибе режим радиального сжатия завершает деформационный цикл, в то время как в более внешних зонах он проявляется на ранних стадиях инверсии.

4. Режим тангенциального сжатия является сквозным для всего региона, т. е. проявляется одновременно во всех структурных зонах складчатой области.

5. Региональный зеленосланцевый метаморфизм синхронен для всего региона со складчатостью  $F_1$ , а становление высокоградиентной метаморфической зональности — со складчатостью  $F_2$ .

6. Режим радиального сжатия во внешних зонах складчатой области (Котерская, Олоkitская и Байкало-Витимская зоны), по-видимому, отвечает во времени образованию оротектонического орогена на начальных стадиях инверсии.

ного прогиба?) верхнего архея: 15 — терригенно-карбонатные отложения; 16 — осадочно-вулканогенные образования с преобладанием основных вулканитов в нижней части; 17 — разломы и границы: *a* — геологические границы, *b* — крупные региональные разломы, *v* — разломы, ограничивающие прогибы типа впадины Муйской долины; 18 — архейские образования нерасчлененные, с реликтами гранулитовой—амфиболитовой фации



Р и с. 2. Схема глубинного строения северной части Байкальской горной области (по Лобачевскому, Ветрову [59])

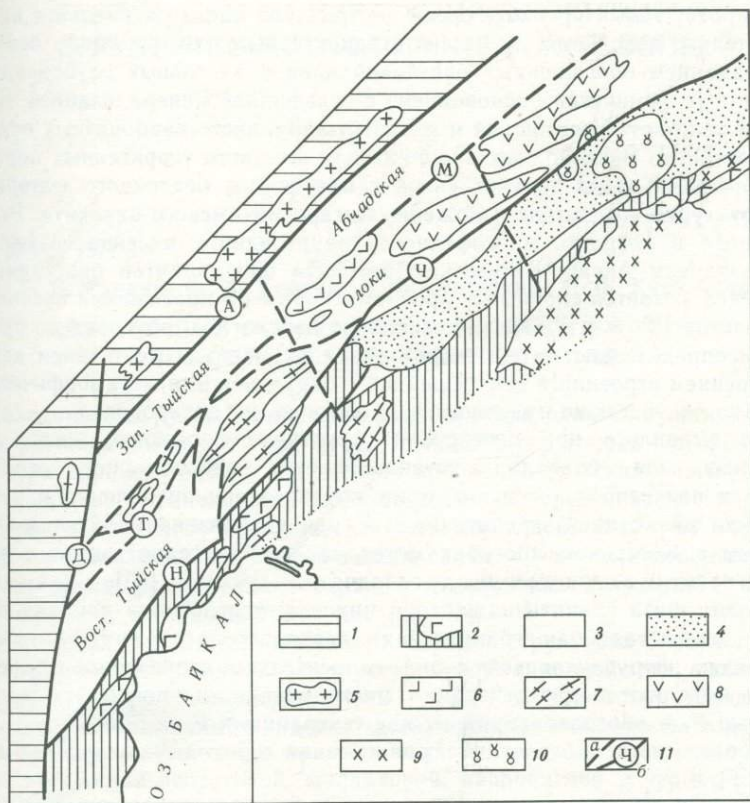
1 — изогипсы раздела Мохо; 2 — средняя глубина раздела Мохо по данным ГСЗ; 3 — редкие уступы в рельефе поверхности верхней мантии, соответствующие корово-мантийным разломам (по данным ГСЗ и гравиметрии), 4 — граница уплотненной и разуплотненной мантии. Блоки с разным строением коры: Ч — Чуйский, Т — Тонодский, У — Урикский, М-Б — Мамско-Бодайбинский, Б-В — Байкало-Витимский, М — Муйский

7. Режим радиального сжатия во внутренних зонах (Мамско-Бодайбинский прогиб) на заключительных стадиях деформационного цикла является структурным выражением миграции инверсии от внешних зон к внутренним, как это следует из классической теории геосинклиналей [74].

8. Основной магматизм проявлен на начальных стадиях инверсии во внешних зонах. Гранитоидный магматизм во внешних зонах проявляется на заключительных стадиях инверсии, а во внутренних зонах — в течение всего инверсионного этапа.

Таким образом, наблюдается определенная специфика в развитии складчатости и магматизма во внутренних и внешних зонах верхнепротерозойской подвижной области, и соответственно структурно-возрастные шкалы рассмотренных выше структурных зон должны объединяться в две группы: в первую попадают выявленные для Котерской, Олоkitской и Байкало-Витимской зон, ко второй относится шкала для Мамско-Бодайбинского прогиба.

*Геология и минералогия Олоkitского синклинория.* Олоkitский синклинорий представляет собой крупную структуру типа грабенсинклинали, вытнутую от Байкала в северо-восточном направлении до смыкания с Мамско-Бодайбинским прогибом. В палеотектоническом плане синклинорий может рассматриваться как зевгеосинклиналь, сопряженная на северо-востоке с экзогеосинклиналью [53].



Р и с. 3. Структурно-тектоническая схема Олокинского синклинория

Структурные ярусы: 1 — архей—протерозойский; 2 — нижнепротерозойский; 3 — части синклинория; 4 — венд-кембрийский; 5 — граниты ирельского комплекса (PR<sub>2</sub>); 6 — основные и ультраосновные породы довыренского комплекса (PR<sub>3</sub>); 7 — граниты мамско-оронского комплекса (PR<sub>3</sub>); 8 — отложения сыннырской свиты (PR<sub>3</sub>); 9 — палеозойские граниты (конкудеро-мамakanский комплекс); 10 — щелочные породы сыннырского комплекса; 11 — крупные разломы (а — предполагаемые, б — установленные): А — Абчадский, Д — Даванский, Т — Тыйский, М — Мамский, Н — Нюрундуканский, Ч — Чайский

Юго-западное окончание синклинория представляется в виде своеобразного трога, который ограничен на северо-западе Абчадским, на западе — Даванским и на юго-востоке — Холоднинским (Чая-Нюрундуканным) разломами. Тяя-Мамский разлом и ряд смещений северо-западного простирания разделяют эту часть синклинория на четыре части, названные нами (рис. 3) Западно- и Восточно-Тыйской, Абчадской и собственно Олокинской (или Холоднинской) зонами, каждая из которых соответствует, очевидно, частным впадинам в пределах общего прогиба [54]. Названные зоны исходя из особенностей их типичных разрезов отражают определенные различия в режиме осадконакопления. Некоторые признаки позволяют сопоставлять верхнепротерозойский прогиб Северного Прибайкалья с рифтогенными структурами типа современной Красноморской [30, 54], где сравнительно

узкий протяженный прогиб в своей центральной части разбивается на ряд относительно небольших депрессий с характерным для них типом осадков: преобладанием обогащенных органикой илов в застойных глубоководных впадинах (с фемическим основанием) с сульфидной минерализацией, осадками железисто-кремнистых и железисто-кремнисто-карбонатных осадков в относительно мелководных впадинах или же чисто терригенных пород — в прибрежных зонах за счет сноса с платформы осадочного материала.

**Структурно-возрастное положение Ангаро-Витимского батолита.** Вопрос о природе и возрасте многофазного гранитоидного массива, известного под названием Ангаро-Витимского батолита или гранитов баргузинского комплекса, остается спорным и проблематичным на протяжении нескольких десятилетий [57, 93]. Такое положение, на наш взгляд, обусловлено прежде всего неопределенностью его структурного положения, отсутствием данных о внутреннем строении и соотношениях с окружающими метаморфическими комплексами, а также надежных радиологических датировок.

Как выяснилось при построении структурно-возрастных шкал, для различных зон байкалид устанавливается закономерное отличие ниже- и верхнепротерозойских толщ по характеру проявления и числу эпох (или фаз, стадий) гранитизации и гранитообразования. Если в Олокистском и Котерском прогибах метасоматическая гранитизация совпадает по времени с периодом между складчатостью  $F_3$  и  $F_4$  [63], т. е. имеется лишь одна фаза гранитизации, то в нижнепротерозойских породах проявлена многостадийная гранитизация верхнепротерозойского возраста. В породах нюрндуканской серии относительно структурно-возрастной шкалы выделяются две генерации мигматитов — синхронные со складчатостью  $F_2$  и образовавшиеся между генерациями  $F_2$  и  $F_3$ .

Процесс метасоматической гранитизации проходил между генерациями  $F_3$  и  $F_4$ .

Складчатость  $F_4$ , проявленная совершенно четко в породах всех структурно-фациальных зон байкалид, захватывала уже и граниты баргузинского комплекса. Кроме того, границы (изограды) фаций регионального метаморфизма рифейских пород Котерского синклинория срезаются в ряде участков баргузинскими гранитами (хотя имеются и конформные контакты), причем в таких случаях всегда отмечается хотя бы слабое контактовое воздействие гранитов.

В кратком сообщении невозможно остановиться на всех актуальных вопросах, требующих решения или пересмотра прежних устоявшихся представлений. Некоторые из таких вопросов, кроме рассмотренных, в той или иной мере освещены в ряде докладов и недавних публикаций: это проблема офиолитов и их роль в строении отдельных районов Забайкалья [34, 35, 54, 67], проблема металлоносности гипербазит-базитовых комплексов [46], происхождение и структурная позиция комплексов щелочных (прежде всего ультракалиевых) массивов [24] и др. Все исследования по названным проблемам и вопросам имеют не только общегеологическое и петрологическое значение, а должны рассматриваться как целенаправленные, с конечным выходом на металлогеническую оценку отдельных зон и территорий в целом.

# ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОЛОКИТСКОЙ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

УДК 553.44 (571.54)

Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, В. В. Мосейкин, Т. П. Кузнецова

## ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА ХОЛОДНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Холоднинский рудный район расположен в пределах Олоkitской структурно-металлогенической зоны [111], основной структурой которой является верхнепротерозойский Олоkitский прогиб. Олоkitский прогиб выполнен мощными вулканогенно-терригенными и терригенными породами верхнепротерозойского возраста, который несогласно перекрыт терригенными породами вендской холоднинской свиты. Судя по изотопным датировкам, время формирования верхнепротерозойских отложений охватило промежуток от 1500 до 600 млн. лет [43, 94].

В пределах Олоkitского прогиба, который в структурах Северного Прибайкалья отвечает одноименной структурно-формационной зоне, выделяются три структурно-формационные подзоны — Тья-Холоднинская и Абчада-Иловирьская, расположенные в краевых частях прогиба, и Ондоко-Олоkitская — в его центральной части. В краевых подзонах преобладают резко изменчивые отложения лептитовой, фаллаховой, карбонатной и черносланцевой формаций, а в центральной — вулканогенно-зеленокаменной, аспидно-карбонатной, карбонатной и непрерывной вулканогенной.

Холоднинское месторождение расположено в пределах северо-западного фланга Тья-Холоднинской структурно-формационной подзоны и пространственно совпадает с контуром Холоднинской синклинали. Оно является одним из типичных представителей докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений и характеризуется сложными геологическими условиями залегания, обусловленными в первую очередь интенсивной складчатостью и высоким метаморфизмом рудовмещающих пород и руд [30, 31, 104]. Рудовмещающий, существенно черносланцевый комплекс пород представлен довольно монотонной толщей сланцев, в которой, с одной стороны, отсутствуют ярко выраженные маркирующие горизонты, а с другой — установлены резкие фациальные изменения, происходящие на коротких расстояниях по простиранию и по падению. Все это в значительной степени усложняет как расшифровку структуры месторождения в целом, так и строение его отдельных наиболее перспективных участков, что приводит к неоднозначности предлагаемых геологических решений, направленных на оценку перспектив месторождения, а в ряде случаев затрудняет блокировку рудных тел для подсчета запасов.

Для наиболее эффективного и качественного проведения геологоразведочных работ на Холоднинском месторождении, выбора перспективных

участков и постановки на них детальных работ представляется необходимым решение следующих основных вопросов: 1) обоснование детального расчленения рудовмещающей толщи; 2) выявление фациальных особенностей строения рудовмещающей толщи и их влияния на локализацию рудных залежей; 3) установление морфологических особенностей рудных тел; 4) выявление минералого-текстурных типов руд и закономерностей строения рудных тел.

Основные статиформные рудные тела Холоднинского месторождения сосредоточены в пределах нижней части перевальской (ондокской) под-свиты, которая подразделяется на четыре согласно залегающие пачки, имеющие друг с другом постепенные переходы. В свою очередь, каждая из пачек подразделяется на ряд горизонтов, пластов и линз.

С точки зрения направления геологоразведочных работ важнейшее значение имеют две нижние пачки, непосредственно вмещающие рудные тела. По преобладающему набору пород, слагающих пачки, в разрезе первой (нижней) пачки (общей мощностью около 210—220 м) выделяются три горизонта — нижний, средний и верхний. Нижний горизонт представлен графитсодержащими слюдистыми, слюдисто-карбонатными и карбонат-кварц-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с подчиненными прослоями кварцитов и кварцито-песчаников. Средний горизонт характеризуется близким набором пород, но здесь в его составе прослой графитистых кварцито-песчаников составляют около 10% его объема. Верхний горизонт представлен графитсодержащими, слюдисто-известково-доломитистыми и кварц-слюдистыми сланцами с прослоями графитистых кварцитов и кварцито-песчаников, составляющих около 25—30% разреза. Характерной особенностью данного горизонта является наличие сближенных пластов и линз серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, составляющих Третье рудное тело.

В пределах второй пачки (мощностью 250—300 м) на верхних гипсометрических уровнях Центрального участка выделяются пять горизонтов.

1. Нижний горизонт представлен чередованием графитсодержащих кварц-слюдисто-карбонатных, кварц-слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев с преобладающим развитием здесь известково-доломитистых разновидностей сланцев. Среди пород данного горизонта отмечаются маломощные линзовые пласты руд.

2. Горизонт второго рудного тела представлен тесным переслаиванием пластов колчеданно-полиметаллических руд с прослоями тонкослоистых графитсодержащих кварц-слюдистых, известково-доломитистых, графит-слюдистых сланцев и графитистых кварцитов.

3. Маркирующий горизонт представлен графитсодержащими кварц-слюдисто-доломитовыми, реже известково-доломитовыми, кварц-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с тонкослоистыми, реже массивными, графитсодержащими слюдисто-кварцевыми, известково-доломитовыми и доломитовыми породами характерного кремово-коричневатого либо серого цвета с коричневатым оттенком, в отличие от остальной массы пород имеющих серый, темно-серый до черного цвет.

4. Горизонт Первого рудного тела представлен переслаиванием пластов колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд с пластинами тонкослоистых графитсодержащих кварц-слюдистых, кварц-слюдисто-карбонатных сланцев, кварцитов и графитистых кварцитов.

5. Верхний горизонт представлен мелко-и тонкослоистыми, часто с неясно выраженной слоистостью графитсодержащими кварц-слюдистыми и слюди-сто-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с доломитистыми и доломит-известковистыми разностями тех же сланцев. Верхнюю границу данного горизонта, как и во всей второй пачке, предлагается проводить по появлению в разрезе (снизу вверх) линз и прослоев графитсодержащих слюдисто-известковистых кварцито-песчаников (песчаных известняков).

В составе пород третьей пачки (мощностью 120—150 м), согласно пере-крывающих образования второй пачки, выделяются два горизонта — ниж-ний и верхний. Нижний горизонт представлен графитсодержащими извест-ковистыми кварцитами, реже кварцито-песчаниками и песчанстыми сло-удисто-известковистыми породами, переслаивающимися с графитсодержа-щими слюдисто-известковистыми сланцами. Среди пород данного горизонта часто отмечаются элементы линзовидной слоистости, особенно развитой на юго-западном фланге Центрального участка. В целом для горизонта харак-терно чередование слоев мощностью от 0,5—35 см до 0,5—1,5 м. Выше по разрезу с постепенными переходами залегает довольно мощный горизонт, выделяемый нами как верхний и представленный набором преимущественно графитсодержащих кварц-слюдисто-известковистых, иногда известково-до-ломитистых, слюдисто-известковистых и неизвестковистых сланцев. В ниж-ней части горизонта отмечаются единичные 3—5-метровые прослои кол-чеданных руд, соответствующие второму стратиграфическому уровню ору-денения.

Четвертая пачка (мощностью 140—145 м) завершает разрез черно-сланцевой толщи. Данная пачка сложена графитсодержащими мелко-сред-нечешуйчатыми кварц-слюдистыми и кварц-двуслюдяными сланцами, переслаивающимися с подчиненными прослоями графит-слюдистых квар-цитов и графитсодержащих слюдисто-карбонатных сланцев. Нижняя гра-ница этой пачки наиболее условна и проводится по исчезновению в раз-резе (снизу вверх) устойчивых литологических разновидностей с четко проявленной слоистостью, а также фиксируется по уменьшению количества прослоев карбонатсодержащих сланцев. Верхняя граница пачки проводится по появлению в разрезе безграфитистых кварцитов и кварцито-песчаников, относимых к верхней подсвите (кварцитовой) перевальской свиты.

Таким образом, суммарная мощность пород черносланцевой подсвиты составляет около 750—800 м в центральной части месторождения, в то время как на флангах она резко сокращается до полного выклинивания. Неотъемлемым элементом строения черносланцевой толщи является нали-чие пластов колчеданных руд, занимающих четкую литолого-стратигра-фическую позицию в ее разрезе. В пределах рудовмещающего разреза черносланцевой толщи установлена фаціальная изменчивость, выраженная сокращением мощности рудовмещающих отложений к флангам месторожде-ния и в общем увеличении карбонатности пород к его северо-восточному флангу. В частности, в пределах маркирующего горизонта второй пачки на северо-восточном фланге Центрального участка преобладают известково-доломитовые разности пород, в то время как на его юго-западном фланге развиты в основном слабокарбонатные графит-кварц-слюдистые сланцы. Возможно, что карбонатные породы на северо-восточном фланге Цент-рального участка выступали как своеобразный барьер, обусловивший поведение рудных тел в этой части месторождения.

Во второй пачке установлены такие же фациальные переходы между пластами руд и вмещающими породами, что выразилось в увеличении количества и мощности отдельных пластов руд Первого и Второго рудных тел по падению и слиянии их в единое рудное тело при общем сохранении мощности пачки. Такая же тенденция наблюдается и по простиранию пачки в северо-восточном направлении. Установлены различия в составе карбонатной составляющей вмещающих сланцев, и вверх по разрезу вторая пачка черносланцевой подсветы характеризуется преобладанием доломитовых разновидностей, в то время как для перекрывающих отложений характерны известковистые разновидности карбонатов.

Изменение фациальной обстановки накопления пород и руд подчеркивается также характером распределения графитового вещества ( $C_{орг}$ ) как в разрезе рудовмещающих пачек, так и по их простиранию.  $C_{орг}$  имеет ритмичное распределение с закономерным обогащением графитом нижних горизонтов каждой пачки, с постепенным уменьшением его содержаний к верхам пачек. В пределах горизонтов второй пачки происходит увеличение  $C_{орг}$  в северо-восточном направлении от профиля 54 Центрального участка месторождения. Распределение  $C_{орг}$  в породах верхних горизонтов первой пачки имеет обратную тенденцию. Представляется, что фациальные изменения необходимо учитывать при корреляции отдельных горизонтов пачек и содержащихся в них пластов руд по простиранию рудовмещающей толщи.

Как показано выше, пластовые рудные тела являются неотъемлемой частью стратиграфического разреза черносланцевой толщи. Характерными чертами строения большинства промышленных рудных тел являются: 1) приуроченность их к определенным стратиграфическим горизонтам; 2) частое переслаивание рудных и безрудных прослоев; 3) значительная протяженность по простиранию и по падению; 4) четко выраженная пластовая форма, обусловленная режимом осадко- и рудонакопления и усложнения последующими тектоническими деформациями.

Одной из важнейших особенностей строения рудных тел является слияние по падению отдельных рудных пластов первого и второго рудных тел в единое рудное тело с фациальными выклиниваниями на верхних горизонтах месторождения. Именно участки фациального выклинивания рудных тел вскрыты в настоящее время в пределах Второй рудной зоны и разведуются на Центральном участке, в то время как основная масса оруденения тяготеет к наиболее прогнутым частям конседиментационных структур. Об увеличении массы оруденения с глубиной свидетельствуют данные минералого-текстурного картирования, закономерности распределения полезных компонентов, мощностей рудных тел, коэффициентов вариации и стандартных отклонений, а также других параметров, рассчитанных с помощью ЭВМ «Наири-К».

Пластовая форма рудных тел усложняется тектоническим разлинзованием и мелкой складчатостью. Предполагается неоднократное возобновление тектонических деформаций и связанных с ними явлений будинажа пластовых тел с перемещением будин на различные расстояния. Первый этап связан с развитием субпродольных зон, выполненных дайками основного состава и метаморфогенно метасоматическими порфиробластическими породами. Среди последних фиксируются «мегабудины» — блоки рудных тел и вмещающих пород размером от нескольких до десятков метров. Второй этап связан с возобновлением тектонической активности преимущественно

по зонам предыдущего этапа. Он фиксируется зонами мусковитовых сланцев и имеет более локальное развитие. На данном этапе возникали относительно маломощные зоны, обуславливающие развитие структур будинажа с незначительным перемещением будин. Третий этап тектонической активности обусловлен развитием трещин, выполненных жильным кварцем, реже дистен-кварцевыми жилами. Возможно, что данный этап не имеет самостоятельного значения и является непосредственным завершением предыдущего этапа. Четвертый этап фиксируется развитием субпродольных и кососекущих «сухих» зон дробления, милонитизации и трещин с обилием зеркал скольжения.

Межбудинное пространство в этих случаях выполнено, как правило, более пластичными вмещающими породами (графитсодержащими сланцами, рассланцованными мусковитовыми сланцами и др.). Не исключено, что с этим же этапом связано развитие поперечных тектонических зон, обуславливающих блоковое строение всего участка месторождения. Следует отметить, что на первых трех этапах перемещения происходили лишь в субпродольном направлении согласно общему структурному плану месторождения. На последнем этапе с развитием субпродольных и диагональных зон происходили сдвиговые и сбросо-сдвиговые перемещения шарнирного типа. Так, по одной из систем таких трещин на северо-восточном фланге Центрального участка предполагаются сбросо-сдвиговые смещения рудных тел на расстояние около 250—350 м.

Важным морфологическим элементом строения рудных тел является их склонение. Общее юго-западное склонение пластовых тел второй рудной зоны и первой рудной зоны в районе Центрального участка ни у кого из исследователей не вызывает сомнений. Предполагаемое же авторами встречное склонение рудных тел от крайнего северо-восточного фланга Центрального участка на соединение с рудными телами второй рудной зоны, а также северо-восточное склонение юго-западного фланга первой рудной зоны (профиль 30), подчиняющиеся общей закономерности ундуляции шарнира Холоднинской синклинали, требуют дальнейших исследований.

В минералогическом отношении набор рудных и нерудных минералов Холоднинского месторождения довольно типичен для этого класса месторождений. Главными рудными минералами являются пирит и сфалерит; второстепенными — галенит, халькопирит, пирротин, графит; редкими — арсенопирит, тетраэдрит, теннантит, бурнонит, буланжерит, рутил, геокронит. Из нерудных минералов главный — кварц; второстепенные — доломит, кальцит, мусковит, биотит; редкие — плагиоклаз, дистен, ганит, гранат, ставролит, хлорит, цоизит, клиноцоизит, серицит. По количественному соотношению рудных минералов с учетом данных химического опробования, выделяются следующие типы руд: 1) колчеданно-свинцово-цинковые (галенит-сфалерит-пиритовые); 2) цинково-колчеданные (сфалерит-пиритовые); 3) серноколчеданные (пиритовые); 4) медноколчеданные (халькопирит-пиритовые); 5) медно-свинцово-цинково-колчеданные (халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовые) и 6) колчеданно-полиметаллические переменного состава (пирротин ± сфалерит ± галенит ± халькопирит ± пирит). В процентном отношении к общему объему руд, вскрытых на Центральном участке, данные типы руд распределяются следующим образом (приближенная оценка по горизонтам 950 и 750 м, а также по профилям 56, 62, 66, 68, 71): 1) 35—40%, 2) 15—20%, 3) 25—30%, 4) 10%, 5) 5—7%, 6) 3—5%. Здесь

следует отметить, что при относительно равномерном распространении первых трех типов руд медноколчеданные руды практически полностью отсутствуют на флангах Центрального участка, в то время как в центральной его части они составляют около 15% от общего объема руд.

Для указанных типов руд наиболее характерны различные слоистые текстуры (грубослоистые, тонко- и мелкослоистые), устанавливающиеся в 50% руд Центрального участка, расположенных в основном на верхних горизонтах рудных тел. На нижних горизонтах значительно распространены сплошные руды массивной, брекчиевидной и пятнистой текстур (около 40%). Незначительное развитие имеют руды перекрестно-прожилково-вкрапленной текстуры (около 5%).

Несомненный интерес представляет и распределение типов руд в пространстве. Такой анализ проведен с применением метода полиномиального тренд-анализа на ЭВМ «Наири-К» по программе разработанной на кафедре полезных ископаемых МГУ Н. Н. Шатагиным. На продольной пресс-проекции рудных тел были построены сглаженные карты распределения полезных компонентов, а также коэффициентов вариации и корреляции элементов, отношения свинца к цинку и ряд других параметров. В результате анализа этих данных установлено зональное размещение свинцово-цинково-колчеданных, цинково-колчеданных и колчеданных руд. Цинково-колчеданные руды занимают, как правило, переходную зону между колчеданными и свинцово-цинково-колчеданными рудами. Следует отметить, что однонаправленная зональность в распределении серы, выражающаяся в увеличении ее общих содержаний на нижних горизонтах всех типов руд, отражает общую тенденцию к увеличению рудной массы с глубиной.

Выявленные поля максимальных скоплений свинца и цинка на фоне их относительно однородного распределения в пределах рудных тел, а также общее увеличение мощности тел с глубиной показывают, что расчет линейной продуктивности свинца и цинка по отдельно взятым профилям может привести к неправильной оценке перспектив оруденения с глубиной. Анализ распределения отдельных локальных участков с повышенными содержаниями свинца и цинка, проведенный на основе минералого-текстурного картирования руд, показывает, что максимумы концентраций, расположенные на выклинках по восстанию рудных тел, связаны, по всей видимости, с процессами переотложения рудного вещества. Максимумы, локализованные на глубоких горизонтах Центрального участка, связаны с первично неоднородным накоплением рудных компонентов в процессе рудонакопления.

Данные о распределении полезных компонентов в пределах рудных тел, их мощности, а также характер распределения рассчитанных коэффициентов корреляции, вариации и стандартных отклонений свидетельствуют: 1) о близких условиях рудоотложения для отдельных рудных пластов; 2) о нарастании массы оруденения с глубиной.

Полученные данные о типах руд, закономерностях их распределения и зональности рудных тел необходимо учитывать при блокировке рудных тел. Приведенные выше сведения о расчленении рудовмещающего разреза, литолого-стратиграфической позиции рудных тел, о морфологических особенностях и закономерностях строения рудных тел необходимо учитывать при интерпретации общей структуры месторождения, увязке рудных зон и отдельных рудных тел на глубоких горизонтах, а также при оценке перспектив как флангов, так и всего месторождения в целом.

Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, В. Г. Пономарев

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Перспективы районов, непосредственно примыкающих к трассе БАМ, и направление горно-промышленного их развития определяются в основном металлогеническими особенностями древних образований.

Характерной, отличительной чертой металлогении докембрийских и нижнепалеозойских отложений складчатого обрамления Сибирской платформы является проявление ранее слабо изученных в этих регионах стратиформных типов свинцово-цинкового оруденения, зарекомендовавших себя в мировой практике как наиболее важные промышленные типы месторождений свинца, цинка и меди (Сулливан в Канаде, Маунт-Айза и Брокен-Хилл в Австралии и др.).

Свинцово-цинковые месторождения этой территории объединяются в следующие основные рудные формации (промышленно-генетические типы).

1. Гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения (Озерное месторождение в Еравнинском рудном районе и метаморфизованный аналог его — Холоднинское месторождение в Северо-Байкальском районе).

2. Гидротермально-осадочные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах (Горевское месторождение в Приангарском рудном районе, Кыллахская рудная зона в Юдомо-Майском прогибе восточного обрамления Алданского щита).

3. Стратиформные свинцово-цинковые (с флюоритом, баритом) месторождения сложного генезиса, в образовании которых существенную роль играют процессы мобилизации и переотложения рудного вещества, первоначально рассеянного во вмещающих породах (Лено-Ирельский рудный узел в Западно-Прибайкальском рудном районе).

Первые два типа характеризуются высокой концентрацией рудного вещества и пластовым характером залегания.

Генетические типы известных месторождений и масштабы оруденения позволяют рассматривать их как сырьевую базу для создания новых предприятий цветной металлургии. Строительство БАМ, с одной стороны, позволит ускорить проведение комплекса геологоразведочных работ и освоение месторождений, с другой — даст возможность создать единый комплекс цветной металлургии на юге Сибири.

В размещении выделенных типов намечаются определенные геотектонические закономерности. В региональном плане месторождения приурочены к складчатым сооружениям байкалид и каледонид, обрамляющих Сибирскую платформу, а внутри последних — главным образом к зонам глубинных разломов и другим тектоническим структурам повышенной проницаемости. Колчеданно-полиметаллические месторождения тяготеют в основном к внутренним (эвгеосинклинальным) зонам геосинклинальных систем, в то время как свинцово-цинковые месторождения — к внешним (миогеосинклинальным) или переходным зонам с преимущественно карбонатным разрезом. Тектонические структуры зоны сочленения внешнего и внутреннего поясов

байкалиты выступают как важный металлогенический элемент. В качестве одной из характерных черт отдельных рудных районов следует подчеркнуть также ассоциацию колчеданно-полиметаллического оруденения с железным и марганцевым оруденением.

В Северо-Байкальском районе, металлогенические перспективы которого до недавнего времени оценивались невысоко и докембрийские толщи считались малоблагоприятными в отношении выявления в них крупных месторождений свинца и цинка, было открыто промышленное гидротермально-осадочное колчеданно-полиметаллическое оруденение в пределах Холоднинского рудного поля. Геологическое строение месторождения, состав и генетические особенности руд освещены в работах ряда исследователей [17, 32, 65, 76, 91, 92, 104, 111].

Тектоническое строение этого района отличается большой сложностью и своеобразием. Характерно блоковое развитие основных структурных зон, начиная от среднего протерозоя, и большая роль неоднократно подновляющихся глубинных разломов. В протерозойское время происходит интенсивное дробление ранее консолидированного фундамента и формирование наложенных структур типа троговых прогибов с эвгеосинклинальным характером толщ и накоплением гидротермально-осадочного оруденения. Для данного геотектонического цикла характерны большая мощность отложений, интенсивные излияния базальтоидной магмы, становление комагматичных интрузий и закономерная общая стратиграфо-литологическая последовательность пород. Одной из таких зон является Олоkitская структурно-металлогеническая зона, выделенная впервые П. Ч. Шобогоровым [109]. Она была заложена в процессе разрушения складчатых структур карелид и формирования Олокитского синклиория, представляющего собой внутригеосинклинальный прогиб в пределах Байкало-Витимского поднятия. Подобное строение имеет Котерский геосинклинальный прогиб в Намаминской структурно-металлогенической зоне, перспективной на гидротермально-осадочное оруденение.

Общий стратиграфический разрез верхнепротерозойских пород в Олокитском прогибе имеет мощность 5—7 км и независимо от предлагаемых разными исследователями схем их расчленения на свиты может быть представлен в следующем виде. В основании разреза залегают грубообломочные терригенные породы, которые вверх по разрезу сменяются вулканогенными и вулканогенно-осадочными преимущественно основного состава и продуктами их размыва. Далее разрез переходит в черносланцевую и терригенно-карбонатную пачку с примесью вулканогенно-обломочного материала и еще выше — в чистые известняки, доломиты, песчаники и кварциты. Завершается разрез лавами и туфолавами основного состава с прослоями осадочных пород. По данным В. В. Зарубина и М. М. Мануйловой [40], базальтоидный магматизм при формировании Олокитского прогиба проявлялся в три этапа вулканизма, причем метаэффузивы диабазового состава раннего этапа, по их мнению, приурочены к краевым частям прогиба, а среднего и верхнего — смещаются к центральному.

Геосинклинальный этап осадконакопления в верхнем протерозое сопровождался формированием комплекса субвулканических интрузий основного состава и внедрением интрузий основных и ультраосновных пород довыренского комплекса. Все это позволяет рассматривать Олокитский прогиб как специфическую межразломную глубинную подвижную зону, развивающуюся

на жестком блоковом фундаменте по типу эвгеосинклиналей, что подтверждается и металлогеническими особенностями этой структуры. В нижней части разреза прогиба в зеленосланцевых породах располагаются месторождения и рудопроявления железистых кварцитов, к черносланцевой пачке приурочена стратифицированная колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализация, а в вышележащих существенно карбонатных доломитовых породах располагается барит-галенитовое со сфалеритом стратиформное оруденение, промышленная значимость которого пока слабо изучена.

Закономерности локализации колчеданно-полиметаллического гидротермально-осадочного оруденения в Олоkitском синклинории весьма сходны с закономерностями, выявленными для других рудных районов (Еравнинский, Курбинский, Джидинский в Бурятии, Успенская металлогеническая зона в Казахстане и др.). Основные из них перечислены ниже.

1. Оруденение Холоднинского рудного поля сформировалось на завершающих этапах вулканической деятельности. В сложном двухъярусном разрезе раннегеосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, где собственно вулканические породы преобладают в нижних частях разреза и перекрываются в верхней части вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, стратифицированное колчеданно-полиметаллическое оруденение располагается среди пород верхнего структурного яруса.

2. Накопление рудного материала, продуктов субмаринных поствулканических гидротермальных систем, производных базальтоидного магматизма, стало возможным благодаря формированию изолированных депрессионных структур, контролируемых древними разломами. Размеры и морфология подобных структур различны, хотя порядок величин их во многих рудных районах близок. Так, например, в глубоководной рифтовой зоне Красного моря выделяется несколько локальных впадин площадью около 100 км<sup>2</sup>, характеризующихся активным рудоотложением при больших скоростях осадконакопления. В Удино-Витимском эвгеосинклинальном прогибе наиболее крупной структурой первого порядка являлась Еравнинская впадина, прослеживаемая на расстоянии 20—25 км при ширине 6—10 км. В ее пределах выделяется более десятка локальных структур второго порядка, в которых происходило накопление рудных илов. В Олоkitском прогибе крупной структурой первого порядка можно назвать Холоднинскую синклиналь, имеющую простирание более десятка километров. Выявление подобных структур со специфическим набором фаций возможно только при широких палеотектонических и палеогеографических исследованиях.

3. Отложение кремнисто-сульфидных илов Холоднинской структуры происходило в условиях застойного режима при синхронном накоплении тонкоилитового, органического, карбонатного и кремнистого материала, которое нарушалось периодическим поступлением обломочного туфогенного материала, превращенного при последующих процессах метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации в горизонты порфиробластических пород. В большинстве рудных районов оруденение локализуется среди осадков, расположенных над или вблизи вулканитов основного—среднего состава, и характеризуется некоторой ритмичностью отложения. Для Холоднинского рудного поля вопросы связи процессов вулканизма и рудообразования в связи с существенным метаморфизмом пород остаются проблематичными.

4. Поствулканическое рудообразование сопровождалось внедрением суб-

вулканических интрузий среднего—основного состава, которые также при последующих метаморфических преобразованиях претерпели существенные изменения и превращены в ортоамфиболиты.

5. Для Холоднинской синклинали, так же как и для Озернинской в Еравнинском рудном районе, характерно резкое повышение мощностей осадков за счет дополнительного поступления продуктов поствулканической гидротермальной деятельности, в первую очередь кремнистых и сульфидных осадков, и повышение содержания углеродистого вещества, указывающего на аномально благоприятные условия развития микрофитопланктона в участках развития подводных гидротермальных систем.

6. Такие классические поисковые критерии, как окологорудные изменения, приуроченность к определенным магматическим образованиям, наличие широких зональных геохимических ореолов, характерных для гидротермально-метасоматических залежей, к гидротермально-осадочным месторождениям, как правило, не могут быть применимы, что значительно осложняет поиск этого типа месторождений.

Косвенным поисковым критерием обнаружения рудных аномалий в интенсивно метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах может явиться минералогическое картирование в зонах тектонических нарушений и в зонах смятия. Дело в том, что при метаморфизме толщ, обогащенных цинком, происходит образование метаморфических цинксодержащих жильных минералов. Наиболее характерными являются шпинель-ганит и ставролит. Некоторое количество цинка фиксируется в альмандине и турмалине. Индикатором гидротермально-осадочного оруденения глубоких горизонтов может быть также рассеянное регенерированное сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение в верхних структурных ярусах, преимущественно в зонах тектонических нарушений.

Из главных особенностей Холоднинского месторождения, которые могли бы быть в какой-то мере использованы при детальной разведке месторождения и дальнейшем изучении рудного поля, необходимо учитывать следующие.

Тип гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского рудного поля достоверно прослеживается на весьма значительном расстоянии — по простиранию рудных зон до 7 км. Однако основные запасы руд сосредоточены в центральной его части, в пределах участка, представляющего, очевидно, наиболее глубокую часть Холоднинской синклинали, а на флангах происходит резкое уменьшение мощностей пород разреза и рудных залежей. Если провести аналогию с Еравнинским рудным полем, то структура центрального разведваемого участка может быть сопоставлена с Озернинской депрессией. Отличие заключается в том, что здесь рудоносный горизонт сильно дислоцирован и залегает под крутым углом, уходя на глубину при относительно слабом уровне эрозионного среза. В Еравнинском районе он прослеживается по площади 100 км<sup>2</sup> и сохраняет черты своего первоначального горизонтального залегания. Таким образом, естественно предположить, что в пределах Первой рудной зоны Холоднинского рудного поля не предполагается быстрого выклинивания рудных залежей на глубину и перспективы его будут расширяться в большей мере за счет глубоких горизонтов.

Руды по своему строению и минеральному составу на всем простирании представляют один генетический тип, но в силу интенсивного проявления пострудной тектоники и процессов пострудного гидротермального метасома-

тоза в различных блоках претерпели изменения различных масштабов. Если рассматривать геологическую и тектоническую обстановку района месторождения, то можно заметить, что породы рудовмещающего блока между Авкитским и Центральным разломами претерпели наибольшие метаморфические преобразования.

Особенно значительные преобразования с изменением текстурно-структурного рисунка руд, признаками дифференциации и регенерации рудного вещества претерпели руды на глубоких горизонтах Холоднинского месторождения. Не исключено, что прожилково-вкрапленные медные руды месторождения являются продуктом этих процессов. Для облегчения задачи увязки рудных тел и объемных геологических построений, очевидно, имеет смысл выделять следующие четыре генетических типа оруденения.

1. Первично-осадочные графитисто-кремнисто-сульфидные руды имеют тонко- и грубослоистое строение, пластовый характер залегания и приурочены исключительно к графитисто-кремнистым прослоям. Они больше тяготеют к верхним горизонтам месторождения и в виде реликтов встречаются на более глубоких.

2. Перекристаллизованные осветленные кварцево-пиритовые, кварцево-сфалеритовые руды имеют вкрапленное, гнездовое, прожилковое распределение сульфидов в сливной кварцевой массе. Морфологически они проявлены более сложно. Это столбо- и плитообразные залежи с нечетко выраженными контактами, проявленные на более глубоких горизонтах и в зонах метасоматоза.

3. Медные руды занимают несколько обособленное положение и образуют четко ограниченные субогласные зоны проработки первичных гидротермально-осадочных руд и по масштабам проявления коррелируются с их мощностью. Они представлены штокверковыми зонами прожилковой и вкрапленной пирротин-халькопиритовой минерализации в кварц-доломитовой жильной массе.

4. Прожилковое регенерированное пирротин-сфалеритовое с галенитом оруденение в зонах осветленных мусковитизированных пород и слоистых руд и в порфиروобластических породах (оруденелые скарноиды). Этот тип широко распространен в пределах Второй рудной зоны, контролируемой Центральным разломом на расстоянии 6 км.

УДК 550.83 : 553.44 (571.54)

**В. П. Мещеров, Н. Е. Матюхин, В. Н. Костенко, В. К. Мерзлякин**

## **ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ХОЛОДНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Анализ геологических данных и результатов геофизических работ показал, что в данном районе представлен новый генетический тип полиметаллического оруденения, рудные тела которого залегают в осадочно-метаморфических складчатых образованиях докембрия. Пространственно оно локализуется в пределах площади с относительно высоким уровнем регионального гравитационного поля, обусловленного осадочно-метаморфическими отложениями протерозоя в Олокитском синклинии. Границы синклинии контрастно выделяются по линейным гравитационным ступеням северо-восточного направления.

В пределах Олоkitского синклинория выделяются интенсивные локальные аномалии поля силы тяжести над массивами гипербазитов довыренского комплекса, прорывающими осадочно-метаморфические отложения. Район месторождения расположен между двумя крупными массивами гипербазитов: Довыренским на северо-западе от месторождения и Гасан-Дякитским на юго-востоке. Пластообразные рудные тела тяготеют к скрытому контакту Довыренской интрузии и вытянуты параллельно ей.

Рудные тела залегают согласно с напластованием вмещающих пород и имеют крутое падение на северо-запад, в сторону Довыренского массива гипербазитов. Сложены они пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом; в небольших количествах в них встречаются арсенипирит, халькозин, блеклая руда и магнетит.

Вмещающей средой является черносланцевая толща, сложенная слюдино-карбонатными сланцами с послойной вкрапленностью пирротина и пирита. Вместе с оруденением она отчетливо картируется переменным и знакопеременным магнитным полем средней интенсивностью 500 гамм на фоне немагнитных осадочных пород синклинория и высокими значениями электропроводности (1—100 Ом). Горизонты графитизированных пород отчетливо выделяются в виде линейных интенсивных аномалий естественного электрического поля.

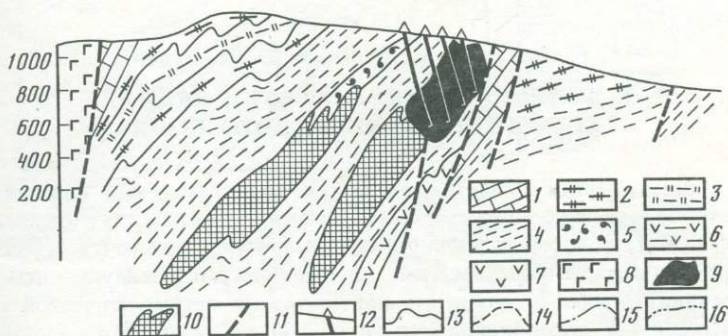
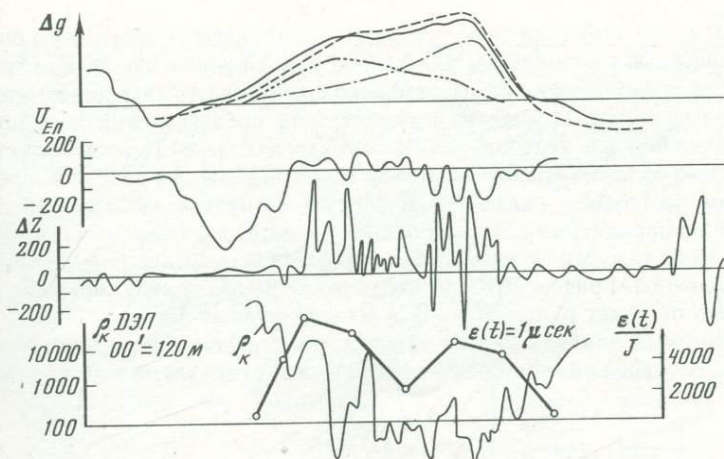
В гравитационном поле выделяется весьма контрастная аномалия значительной интенсивности, морфология которой отражает объемное строение объекта. Протяженность аномалии составляет 9 км при ширине ее в центральной части 1500—1700 м. Замыкание локальной аномалии на юго-западе и северо-востоке отчетливое. С юго-восточной стороны она характеризуется крутой ступенью, с северо-запада понижение гравитационного поля более пологое, что свидетельствует об общем северо-западном падении аномального объекта.

По географическим данным, выделяются две рудные зоны. Первая рудная зона в геофизических полях непрерывно прослежена на 5 км, мощность ее увеличивается с юго-запада на северо-восток от 300 до 700 м. На северо-востоке она резко выклинивается, что отчетливо выражается замыканием изолиний силы тяжести и других физических полей.

Вторая рудная зона кулисообразно примыкает с севера-запада к Первой и по геофизическим данным прослежена на 7 км. Большая часть этой зоны, по-видимому, перекрыта терригенной толщей слюдистых кварцитов и кварц-слюдистых сланцев. Мощность зоны увеличивается с северо-востока на юго-запад от 200 до 500—800 м. По резкому изменению направления изолиний гравитационного поля на юго-западе предполагается ее выклинивание.

Из анализа геофизических материалов структура района представляется в виде двух кулисообразно расположенных рудных зон. В центральной части они имеют наибольшие мощности, следуют параллельно друг другу и в гравитационном поле фиксируются одной широкой и наиболее интенсивной аномалией. На этом основании выделен центральный блок, в котором по количественной оценке нижняя кромка оруденения определяется глубиной более 1500 м.

В центральном блоке рудные залежи установлены лишь в Первой рудной зоне. Во Второй рудной зоне рудные тела установлены бурением только на северо-восточном ее фланге. В центральном блоке в пределах Второй рудной зоны оруденение до глубин 250—300 м пока не установлено. Выявлено



Геолого-геофизический разрез центральной части месторождения

1 — мраморизованные известняки; 2 — гранатые кварц-биотит-серицитовые сланцы; 3 — слюдяные кварциты; 4 — графитистые карбонат-кварц-двуслюдяные и мусковит-кварцевые сланцы; 5 — скарноиды; 6 — биотит-амфиболовые сланцы; 7 — актинолит-хлорит-серпентининовые породы; 8 — габбро; 9 — рудная залежь Первой рудной зоны, установленная бурением; 10 — рудные залежи Первой и Второй рудных зон, предполагаемые по геофизическим данным; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 14 — теоретическая кривая  $g_a$  от подобранного разреза; 15 — теоретическая кривая  $da$  от разбуренной части рудной залежи; 16 — остаточная аномалия  $\Delta g$

погружение рудных тел Второй рудной зоны с северо-востока на юго-запад. В связи с этим встает вопрос об оценке глубоких горизонтов и возможности выявления скрытых рудных тел.

Для этого по опорным профилям проведен расчет теоретического аномального гравитационного эффекта от разведанных бурением рудных залежей Первой рудной зоны. Избыточная плотность руд, измеренная по многочисленным образцам керна скважин, колеблется от 0,4 до 0,8 г/см<sup>3</sup>; скарноидов, широко развитых в зоне оруденения, — от 0,5 до 0,1 г/см<sup>3</sup>. Расчеты показали, что аномальный гравитационный эффект от разведанных до глубин 400—500 м рудных тел Первой рудной зоны не компенсирует наблюдаемой аномалии силы тяжести (рисунок). Аномальная масса от разведанных рудных тел в 5—6 раз меньше аномальной массы всего разреза.

Остаточная аномалия силы тяжести характеризуется достаточно большой интенсивностью с эпицентром над Второй рудной зоной и пологими градиентами. Для ее компенсации в разрезе необходимо разместить дополнительные избыточные массы. Исходя из геологических представлений и параметров физических полей в центральном блоке рудные залежи Первой рудной зоны необходимо продолжить по падению до глубин 1500 м, а в районе Второй рудной зоны на глубине около 400 м следует поместить аномальный объект, сходный по параметрам с Первой рудной зоной. В этом случае теоретическая кривая силы тяжести от аномальных объектов удовлетворительно совпадает с наблюдаемой. График ЭДС переходного процесса также имеет два максимума, что отвечает рудам Первой и Второй рудных зон.

Совместный анализ геофизических и геологических материалов показывает, что основной интерес представляют нижние горизонты двух сближенных рудных зон.

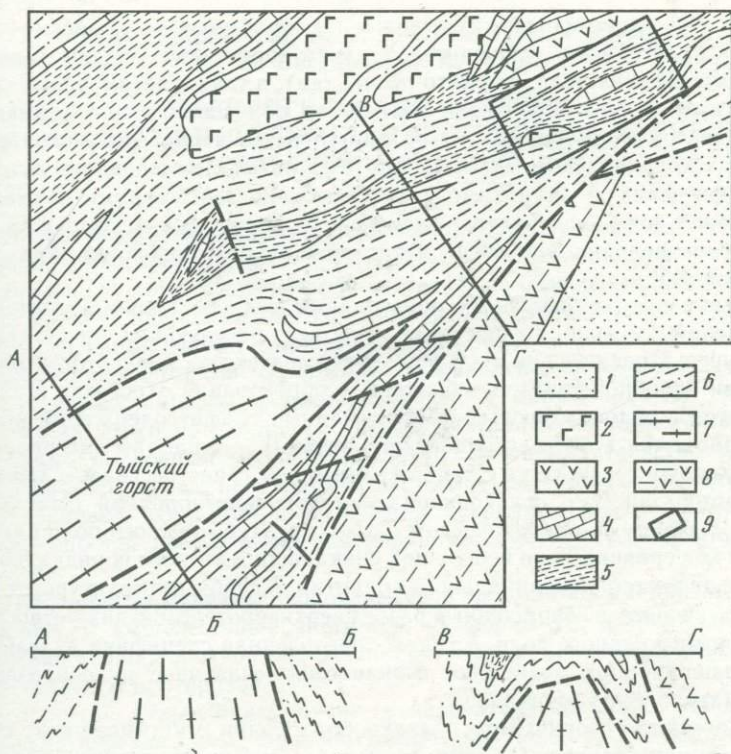
УДК 553.44 (571.54)

**В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко**  
**К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА**  
**ХОЛОДНИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

По существующим в настоящее время представлениям нижняя часть верхнепротерозойского разреза Олокинского синклинория представлена тремя свитами, из которых иловирьская и авкитская являются существенно метатерригенными, а в составе тыйской преобладают метавулканиты основного состава. Однако в результате картирования метаморфической зональности выяснилось, что образования авкитской свиты являются высокометаморфизованными аналогами иловирьской свиты. Все типоморфные признаки, использованные для выделения авкитской свиты, возникли в результате позднего зонального метаморфизма.

По-видимому, наиболее древними базальными верхнепротерозойскими отложениями Олокинской структуры являются нижние горизонты метатерригенных пород иловирьской свиты. Однако, если рассматривать положение тыйской и иловирьской свит в целом в пределах синклинория, можно сделать вывод о синхронности образования значительной доли их разрезов. По существу, отложения рассматриваемых свит отражают первичную структурно-фациальную неоднородность и зональность осадконакопления. Следует отметить также, что на площади структуры описаны разрезы переходного типа, промежуточные между образованиями иловирьской и тыйской свит. Таким образом, по-видимому, правильнее говорить о двух типах разрезов (тыйском и иловирьском) или о тыйской и иловирьской подсвитах в рамках ранее выделенной олокинской свиты, объем которой понимается так же, как в работе П. Ч. Шобогорова [109].

В период осадконакопления отложения иловирьского типа, для которых характерно преобладание терригенного материала, накапливались в пределах сравнительно небольших поднятий, геологическое развитие которых было подобно структурам типа новообразованных геоантиклиналей. Такие структуры отличаются фациально изменчивыми сокращенными разрезами, вследствие чего на их сравнительно небольшой площади можно наблюдать образо-



Структурно-геологическая схема района «Тыйский горст» — Холоднинское рудное поле

*Нижний кембрий:* 1 — конгломераты и песчаники холоднинской свиты. *Верхний протерозой:* 2 — метагаббро довыренского комплекса; 3 — метагаббро-диабазы сыннырского комплекса; 4 — карбонатные породы; 5 — филлитовидные графитосодержащие сланцы ондокской свиты; 6 — метагравелиты, кварцито-песчаники, кварцево-хлоритовые и другие сланцы олокитской свиты. *Нижний протерозой:* 7 — гранито-гнейсы Тыйского горста, 8 — метагаббро и амфиболиты нюрдундуканской свиты; 9 — контур площади Холоднинского рудного поля

вание разновременных свит. По-видимому, структурой рассматриваемого типа является «Тыйский горст».

Структура «Тыйский горст» как геологическое тело, отличающееся спецификой верхнепротерозойского развития, была выделена в результате геологосъемочных работ, проведенных А. И. Трепалиным, А. Г. Степиным и др. (1973 г.). В современном эрозионном срезе эта структура представляет собой выходы нижнепротерозойских гранито-гнейсов чуйской толщи среди пород верхнего протерозоя в верховьях р. Ты. Как показывают данные упомянутых выше авторов, в характере верхнепротерозойских осадков, в распределении их типов относительно выступов нижнепротерозойских гранито-гнейсов наблюдаются определенные закономерности и эволюция во времени. Эти закономерности свидетельствуют о наличии Тыйского поднятия, которое существовало на рассматриваемом участке Олокитского прогиба в эпоху верхнепротерозойского осадконакопления.

Среди верхнепротерозойских отложений, обрамляющих «Тыйский горст» (рис.) распространены исключительно метатерригенные осадки (главным образом метагравелиты и кварцито-песчаники), а также метаморфизованные карбонатные породы олокитской свиты. Эти образования прослеживаются также к северу и северо-востоку от выступов нижнепротерозойских пород, в пределах Холоднинского рудного поля. Результаты исследования литолого-петрографических и петрохимических особенностей кварцито-песчаников и метагравелитов Холоднинского рудного поля свидетельствуют об их полном генетическом подобии базальным метатерригенным отложениям обрамления «Тыйского горста».

Если в качестве базальных образований рудного поля рассматривать метагравелиты и кварцито-песчаники, то в существующие представления о структуре и стратиграфии месторождения следует внести некоторые коррективы. При подобной трактовке базальные образования относятся к олокитской свите, а рудовмещающие филлитовидные графитосодержащие сланцы рассматриваются в составе ондокской свиты. Обсуждаемая интерпретация разреза хорошо согласуется с данными об общем трансгрессивном характере верхнепротерозойского осадконакопления при формировании Олокитского прогиба. В общем геотектоническом плане структура рудного поля рассматривается как сравнительно небольшой синклиний второго порядка, возникший в пределах геоантиклинального поднятия. Подобным структурным положением объясняется сокращенный разрез верхнепротерозойских метаосадков Холоднинского рудного поля, а также определенная специфика вулканизма, осадконакопления и, возможно, вулканогенно-осадочное рудообразование на рассматриваемой площади.

В эндогенных условиях, при складкообразовании и метаморфизме структурная позиция Тыйского блока отразилась на распределении тепловых аномалий. Со структурой «Тыйский горст» территориально совпадает Маректинско-Холоднинский метаморфический комплекс, характеризующийся наиболее полным проявлением метаморфической зональности. Холоднинское рудное поле находится на периферии этого комплекса, в участке «затухания» действия тепловой аномалии. В таких участках обычно накапливаются метаморфогенные растворы, что обусловлено наличием градиента температур, вызывающего градиент концентрации растворов. С миграцией этих растворов связано метаморфогенное преобразование первичных руд Холоднинского рудного поля.

А. Г. Крапивин, А. Я. Жидков, Г. М. Утехин,  
Ю. В. Богданов, К. А. Марков

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Обобщение данных о размещении свинцово-цинковой минерализации показало, что в пределах Северо-Западного Прибайкалья первоочередного внимания заслуживают вулканогенно-осадочные отложения позднего протерозоя, причем наиболее благоприятными для локализации стратиформных концентраций свинца и цинка являются зоны развития черносланцевой и карбонатной формаций. Позднее было выявлено, однако, что не во всех породах черносланцевой формации свинец и цинк образуют скопления, в частности даже при наличии такого минералогического критерия, как рассеянный послыйный пирит и пирротин. Это обстоятельство поставило исследователей перед необходимостью более детального изучения пород черносланцевой формации и выявления «скрытых» внутрiformационных закономерностей локализации колчеданно-полиметаллической минерализации.

Существенные отличия черносланцевой формации, вмещающей месторождение, от вышележащей части той же формации, позволили выделить из состава черносланцевой ондокской свиты самостоятельную перевальскую свиту позднего протерозоя.

В процессе дальнейших научно-исследовательских работ правильность выделения перевальской свиты из состава ондокской свиты подтвердилась. Этому способствовало изучение разрезов в районе Холоднинского месторождения, а также далеких его северо-восточного и юго-западного флангов. Оказалось, что отложения перевальской свиты, во-первых, существенно отличаются по составу от ондокской свиты, и во-вторых, всюду они отделены друг от друга горизонтом карбонатных пород сравнительно небольшой мощности (от 120 до 250 м). Для пород перевальской свиты характерна высокая карбонатность. Карбонатная составляющая распределена в породах сравнительно равномерно и иногда преобладает над терригенной частью. В породах ондокской свиты карбонаты, как правило, редки и обычно образуют самостоятельные линзы и прослои. Значительную роль в ней играют темные до черных филлитовидные сланцы с шелковистым блеском, не свойственные перевальской свите. В отличие от пород перевальской свиты, которые по комплексу признаков могут быть отнесены к карбонатно-черносланцевой формации, породы ондокской свиты следует отнести к кварцито-песчанико-черносланцевой формации.

Изучение разреза в верховье р. Калакачан и руч. Мирного показало, что здесь горизонт карбонатных пород идентичен породам р. Тыи и согласно перекрывается аналогичными филлитовидными сланцами с подчиненным значением кварцито-песчаников. Последние подобны развитым севернее Холоднинского месторождения, вдоль правого борта р. Тыи и в среднем течении р. Ондоко, и являются стратотипом ондокской свиты. Было установлено также, что в районе р. Калакачан указанный горизонт карбонатных пород согласно перекрывает толщу метаэффузивов тыйской свиты. Эти

наблюдения, во-первых, подтверждают стратиграфическую модель А. И. Тrepалина и А. Г. Степина, а во-вторых, они послужили основанием для вывода о том, что терригенно-вулканогенные образования тыйской свиты находятся на одном уровне с рудоносной толщей перевальской свиты. Следует отметить, что в разрезе тыйской свиты, как в бассейне р. Калакачан, так и к югу-западу от нее, наряду с зелеными сланцами (метавулканитами) встречаются пиритносные черные сланцы и слюдястые алевролиты, весьма сходные с породами перевальской свиты. Кроме того, в разрезе перевальской свиты в нижнем течении руч. Оленьего наряду с черными сланцами с пиритом и пирротинном присутствием зеленовато-серые алевросланцы, очевидно представляющие собой переход к метавулканитам тыйской свиты.

К северо-востоку от р. Калакачан в вулканогенно-осадочном разрезе тыйской (или олокитской) свиты возрастает роль терригенных пород по сравнению с вулканитами, что свидетельствует о фациальной неустойчивости осадков на уровне перевальской-тыйской-олокитской свит. Все это указывает на неустойчивость разреза и наличие быстрых фациальных переходов по латерали и колебаний мощностей осадков, что в принципе характерно для областей активного вулканизма. Подобные примеры можно видеть в районах других колчеданно-полиметаллических месторождений [103], в частности на примере разрезов железо-марганцево-полиметаллических месторождений атасуйского типа в Центральном Казахстане [80, 112] и на примерах многих колчеданно-полиметаллических, медно-колчеданных месторождений, формирование которых так или иначе связано с активным подводным вулканизмом.

В пределах рассматриваемого стратиграфического уровня находится не только Холоднинское месторождение, но и ряд рудопоявлений свинца, цинка и меди, а также стратиформное оруденение железа (в некоторых случаях с марганцем). Эти данные наводят на некоторые аналогии между Северным Прибайкалем, и в частности Казахстаном, что свидетельствует о возможности выявления новых практических интересных концентраций свинца, цинка и меди стратиформного типа в связи с вулканогенно-терригенными формациями олокитско-тыйского уровня. Такой подход ставит перед исследователями задачу детального изучения вулканогенно-терригенной формации наряду с карбонатно-черносланцевой. Сохраняет свою актуальность и задача изучения второго потенциально рудоносного уровня — карбонатного. На основе проведенных в 1976—1977 гг. полевых исследований намечился вывод о том, что карбонатные породы космонавто-тыйской полосы сопоставимы с карбонатными породами калакачан-ондокской полосы и представляют собой один стратиграфический уровень. Вполне возможно, что к этому же уровню принадлежат карбонатные породы всей калакачанско-абчадской зоны, выделявшиеся ранее в составе одной, так называемой абчадской свиты. Этот вопрос трудно поддается решению из-за надвигаемой тектоники вдоль Калакачано-Абчадского разлома. Однако еще в 1971 г. А. Г. Крапивин и др. рассматривали карбонатные породы Абчады в верхах разреза позднего протерозоя. В итоге совместных работ ВСЕГЕИ и СБКГРЭ БГУ 1971—1973 гг. абчадская полоса карбонатных пород не выделялась в качестве самостоятельной свиты, но была включена в состав олокитской (тыйской) свиты, что само по себе принципиально верно.

Таким образом, для решения вопроса перспективной оценки Северного Прибайкалья на свинцово-цинковое оруденение, металлогенические исследования и поисково-разведочные работы следует сконцентрировать на площа-

дах развития геологических формаций в пределах двух основных уровней: 1) уровня перевальской-тыйской (олокитской) свит с карбонатно-черносланцевой формацией и группой вулканогенно-терригенных формаций; 2) уровня карбонатной свиты с доломит-известняковой формацией.

Ближайшие перспективы карбонатно-черносланцевой формации на колчеданно-полиметаллическое оруденение следует связывать с глубокими горизонтами и флангами Холоднинского месторождения. Для выявления перспектив рудоносности вулканогенно-терригенных формаций первоочередного внимания и изучения заслуживают участники развития железистых (с марганцем) кварцитов и участки с наиболее интенсивными проявлениями жильной минерализации свинца, цинка и меди как индикаторов возможного нахождения стратиформного оруденения. Участки с железо-марганцевой минерализацией следует изучать на предмет выявления возможной латеральной зональности ряда: железо ( $\pm$  марганец) ——— цинк, свинец или железо ( $\pm$  марганец) ——— медь, цинк, свинец. Такими участками являются: междуречье Абчады—Олокит и район среднего течения р. Горбылок. Интересным участком с проявленной жильной минерализацией свинца, цинка и меди является, по нашему мнению, район рек Калакачан—Уокит (тыйский).

Из площадей развития доломит-известняковой формации первоочередного внимания заслуживает зона северо-западного контакта Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива. Здесь, в частности, необходимо проследить как по простиранию, так и на глубину барит-галенитовую минерализацию рудопровления Йоко. Требуют изучения также карбонатные породы Калакачано-Абчадской полосы и района нижнего течения р. Олокит.

Для повышения эффективности научных исследований и поисковых работ необходимо использовать закономерности локализации стратиформных проявлений свинца и цинка, выявленные как в Северном Прибайкалье, так и в других регионах. Имеющиеся наблюдения указывают на то, что размещение свинцово-цинкового оруденения контролируется разного рода геологическими неоднородностями: формационными, литологическими, геохимическими и структурными, которые наиболее полно проявлены на склонах палеоподнятий.

При изучении Холоднинского месторождения исследователями подмечено, что наиболее богатые рудные тела располагаются в зоне перехода существенно песчаниковых разновидностей пород черносланцевой формации к карбонатно-алёвролито-сланцевым. Эта закономерность отчетливо фиксируется и при изучении разреза рудоносной толщи геохимическими методами. Вдоль профиля по разрезу через Первую рудную зону нами был применен метод многократной корреляции, разработанный Ю. К. Бурковым и хорошо зарекомендовавший себя на практике. Судя по корреляционным графикам, поведение ассоциаций химических элементов меняется по ходу разреза. Это изменение отражает как видимые литолого-структурные изменения, так и скрытые, неразличимые простым глазом. При подходе к рудоносному уровню фиксируется смена типов геохимических ассоциаций элементов. В надрудной зоне свинец и цинк находятся в различных геохимических ассоциациях элементов, а при подходе к рудной зоне они объединяются в одну ассоциацию, что является качественным геохимическим критерием рудоносного уровня. Все рудные тела, подсеченные скважинами, располагаются непосредственно под этой геохимической зоной.

Наличие закономерных связей стратиформного оруденения с различного рода геологическими неоднородностями показано в ряде исследовательских работ.

Так, В. Д. Конкиным с соавторами обращено внимание на то, что пластовые рудные тела приурочены к границе смены существенно песчаниковых разновидностей пород с преобладанием доломита над кальцитом.

В. П. Феоктистов считает, что в формировании стратиформных медных и свинцово-цинковых руд большую роль играют эпигенетические процессы и что чем контрастнее петрохимический состав формации, тем интенсивнее процессы эпигенеза. Поэтому наиболее благоприятными условиями для формирования рудных концентраций являются участки и зоны латерального и вертикального перехода одной формации в другую.

По мнению Э. Г. Дистанова и К. Р. Ковалева, решающими условиями для образования пластовых седиментационных руд являются: расчлененность рельефа дна морского бассейна и большие скорости конседиментационного прогибания блоков.

Н. Н. Митряева и Г. Б. Паталаха, рассматривая вопросы рудообразования в черносланцевой формации на примере свинцово-цинковых месторождений Казахстана, подчеркивают, что накопление осадков происходит в восстановительных условиях в западинах сравнительно неглубокого моря. Эти представления вполне применимы к рудам и рудовмещающим образованиям Олоkitского синклинория.

В отношении размещения свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах указывается, что оруденение, как правило, приурочивается к участкам, отличающимся неустойчивостью литологического состава и мощностей рудовмещающих толщ. Такая мысль высказывается Е. С. Зориним применительно к месторождениям Каратау в Казахстане. Особенно характерна приуроченность свинцово-цинкового оруденения к участкам сочетания известняковых фаций карбонатных пород с доломитовыми. В монотонных известняковых толщах практически ценные рудные скопления, как правило, не образуются.

А. И. Донец и другие отмечают, что почти все значительные рудные тела Сардинского рудного района располагаются в линзовидных телах сахаровидных доломитов, метасоматически замещающихся известняками. Аналогичную мысль проводит А. К. Иогансон.

В. П. Федорчук выделяет тип свинцово-цинковых и некоторых других месторождений, связанных с выдержанными горизонтами карбонатных пород, преимущественно доломитов, заключенных в мощных толщах известняков.

Подчеркивая аналогичную мысль, некоторые исследователи делают попытку оценить количественно соотношение доломитов и известняковых рудоносных толщ карбонатных пород. Так, Е. П. Соловьев отмечает, что все рудные тела в отложениях юдомской свиты Восточной Якутии фиксируются в зонах развития эпигенетических доломитов в известняках. Он полагает, что для оруденения наиболее благоприятны разрезы карбонатных пород с коэффициентом доломитистости 0,5—1,0.

Как известно, природа доломитов среди известняков не всегда устанавливается. Она может быть диагенетической или эпигенетической. При прогнозировании масштабов свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах следует учитывать одну статистическую закономерность: масштабы оруденения соразмерны с мощностями рудовмещающих карбонатных толщ.

Таким образом, при проведении поисков полиметаллов в Северном Прибайкалье и выборе новых площадей предлагается исходить из наличия двух литолого-стратиграфических уровней:

1) нижнего, соответствующего перевальской и тыйской свитам. Первая сложена породами карбонатно-черносланцевой формации, перспективной на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Вторая включает группу вулканогенно-терригенных формаций (нерасчлененную), перспективную на обнаружение колчеданного медно-цинкового и полиметаллического оруденения;

2) верхнего, соответствующего и полиметаллического доломит-известняковой формации, перспективной на обнаружение свинцово-цинкового (с баритом) оруденения.

УДК 553.44 (571.54)

И. Л. Васильев

### АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В истории собственно геосинклиналиного развития верхнепротерозойского Олокинского прогиба выделяются стадии начального погружения и предорогённая. Для первой характерна терригенно-вулканогенная, для второй — флишоидная формация. Верхнепротерозойские отложения Олокинского синклинория вмещают колчеданно-полиметаллические, серноколчеданные и свинцово-цинковые руды в доломитах. Закономерности размещения стратиформного оруденения изучены недостаточно из-за невыдержанности по латерали литолого-фациального состава отложений, интенсивной дислоцированности и неравномерности метаморфических преобразований вмещающих толщ в различных частях синклинория.

Литолого-фациальные исследования, включая реконструкции исходного состава глубоко метаморфизованных отложений, позволяют выделить в терригенно-вулканогенной формации две субформации: туфогенно-сланцево-граувакковую и терригенно-сланцево-вулканогенную. Первая из них сформировалась в краевой (юго-восточной) части Олокинского прогиба, ей отвечает рудоносная толща Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения, вторая — в центральной части и в пределах северо-западного склона прогиба. В центральной части прогиба формационный ряд наращается флишоидной формацией. Более поздние образования краевой части прогиба неизвестны.

Общей чертой отложений всех частей прогиба является цикличная стратификация с сочетанием циклов первого порядка или элементарных (50—150 м), второго (200—500 м) и третьего порядка (1200—3000 м), или макроциклов. Элементарные циклы состоят из мелких циклов и микроритмов. Среди циклов выделяются осадочные и осадочно-вулканогенные (в понимании Л. Н. Ботвинкиной, 1974 г.). Последние представляют собой результат наложения вулканических циклов на осадочные.

Рудоносная толща Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения является фрагментом единого осадочно-вулканогенного

макроцикла, состоящего из трансгрессивной и регрессивной ветвей и переходной (нейтральной) части. Трансгрессивная ветвь сложена преимущественно метапесчаниками, известняками, металавролитами и состоит из ряда элементарных циклов и двух циклов второго порядка, завершающихся прослоями вулканогенно-осадочных пород. В отложениях ветви высоки и стабильны содержания свободного углерода ( $C_{\text{орг}} - 1-4\%$ ) и карбонатного углерода ( $C_{\text{карб}} - 2-10\%$ ). Переходная часть, представляющая собой цикл второго порядка, состоит из «контрастно», ритмично чередующихся известняков, метапесчаников, кварцитов, углисто-кремнистых сланцев, вулканогенно-осадочных отложений. Содержания  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{карб}}$  в породах варьируют от 0 до 5—10%. Регрессивная ветвь включает главную массу метатувов (кристаллотувов эффузивов основного, среднего и, вероятно, кислого составов) и вулканогенно-осадочных пород рудоносной толщи, прослои и линзы которых завершают выделенные циклы первого и второго порядков. В породах ветви высоки и стабильны содержания  $C_{\text{орг}}$  (1—4%) и понижены  $C_{\text{карб}}$  (1—3%). Карбонатная составляющая представлена преимущественно доломитом.

Серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды размещены в переходной части и в начале регрессивной ветви макроцикла и практически отсутствуют в большей части регрессивной ветви, обогащенной вулканогенным компонентом. Эта закономерность свойственна также циклам II и I порядков. Судя по этим циклам, рудные залежи могут иногда располагаться и в самом начале трансгрессивных ветвей и, таким образом, непосредственно сменять по стратиграфической вертикали метатувфы и метатувфиты, завершающие предыдущие циклы. Положение рудных тел, как правило, отвечает периодам спада вулканической активности. В некоторых элементарных циклах оруденение распространяется на всю трансгрессивную ветвь. Оруденелые интервалы характеризуются «контрастным» ритмичным чередованием пород с резкими вариациями содержаний  $C_{\text{орг}}$ ,  $C_{\text{карб}}$  и свободного  $Si_2O_3$ .

В свободном стратиграфическом разрезе отложений центральной и северо-западной частей Олокинского синклиория выделены семь макроциклов. Четыре из них отвечают терригенно-сланцево-вулканогенной субформации, три — флишoidalной формации. Макроциклы терригенно-сланцево-вулканогенной субформации по составу пород и строению во многом сходны с макроциклом рудоносной толщи Холодинского месторождения и могут быть охарактеризованы как осадочно-вулканогенные. Три из них являются трансгрессивными; макроцикл, завершающий субформацию, относится к нейтральным, в его регрессивной ветви наряду с известняками широко развиты доломиты. Макроциклы флишoidalной формации относятся к осадочным, в отличие от предыдущих — четко регрессивным.

В терригенно-сланцево-вулканогенной субформации выделяются крупные вулканические циклы, приуроченные к регрессивным ветвям и переходным частям осадочно-вулканогенных макроциклов. В вулканических циклах лавы сменяются по стратиграфической вертикали туфами и вулканогенно-осадочными отложениями, иногда наблюдается также изменение состава вулкаников по гомодромному типу развития магматизма со сменой вверх по разрезу диабазовых порфиритов андезитовыми или дацитовыми пофиритами. При этом в конце циклов присутствуют пирокластолиты смешанного состава, содержащие пирокласты средних и кислых эффузивов.

В центральной и северо-западной частях Олоkitского синклинория имеется около 20 зон стратиформного оруденения, в том числе 18 с пирит-пиритиновой минерализацией. Проведенными исследованиями установлен характер их размещения в выделенных циклах различного порядка. При разбраковке этих зон, осуществленной на основе признаков, выявленных на Холоднинском месторождении, выделены восемь наиболее перспективных, которые сосредоточены на определенных стратиграфических уровнях в двух макроциклах терригенно-сланцево-вулканогенной субформации. Оруденение в указанных зонах, вероятно, генетически связано с гидротермально-осадочными процессами, сопровождавшими крупные циклы вулканизма. Выделенные восемь зон рекомендуются в качестве первоочередных на поиски колчеданных месторождений. Часть из рекомендованных зон пространственно совпадает с участками интенсивных метаморфических и метасоматических преобразований отложений. В таких участках можно ожидать совмещения исходного гидротермально-осадочного оруденения с ассоциациями регенерированных руд.

В пределах Олоkitского синклинория образования терригенно-вулканогенной формации перспективны на колчеданно-полиметаллические, серноколчеданные, магнетитовые руды, отложения флишоидной формации — на свинцово-цинковые руды в доломитах и серноколчеданное оруденение.

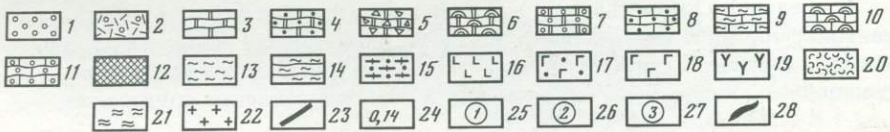
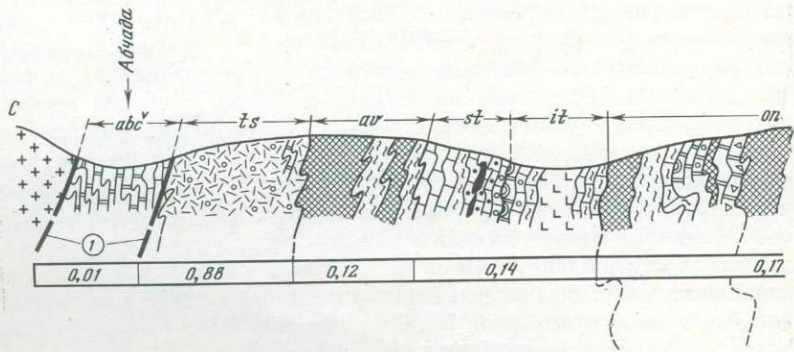
УДК 553.44 (571.54)

**В. Л. Тихонов, Т. А. Дольник, А. М. Станевич, Ю. Г. Усачев**

## **ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

В связи с тем, что Холоднинское полиметаллическое месторождение большинство исследователей относят к стратиформному типу, основными факторами, определяющими перспективы этого месторождения, являются структурный, группа стратиграфических факторов, биостратиграфический и геохимический.

*Структурный фактор* имеет первостепенное значение при определении перспектив стратиформного Холоднинского месторождения. Расшифровка тектонической структуры Олоkitского прогиба неразрывно связана с изучением стратиграфии толщ, их возраста, ритмичности, установлением трансгрессивных и регрессивных серий осадконакопления и т. д. Так как все толщи Олоkitского прогиба интенсивно дислоцированы, важное значение приобретает определение подошвы и кровли напластований, что в рассматриваемом районе успешно проведено по широко развитым здесь водорослевым построикам — строматолитам, иногда по косым сериям, характеру ритмичности и закономерности распределения отдельных химических элементов (стронций и барий). Такой комплексный подход к исследованиям позволил в последние годы уточнить структуру Олоkitского прогиба и вместе с тем стратиграфическое положение Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.

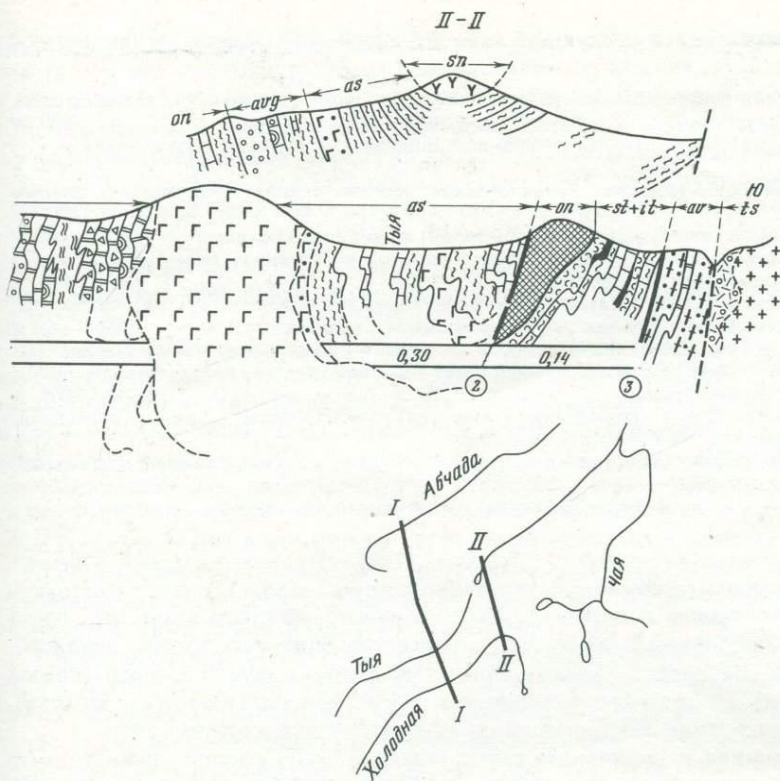


### Литолого-стратиграфический разрез Олокинского синклиория

1 — конгломераты; 2 — осадочно-вулканогенные образования; 3 — доломиты; 4 — песчаные доломиты; 5 — сингенетические брекчии в доломитах; 6 — строматолитовые доломиты; 7 — доломиты с микрофитолиитами; 8 — песчаные известняки; 9 — переслаивание известняков и сланцев; 10 — строматолитовые известняки; 11 — известняки с микрофитолиитами; 12 — кварциты с подчиненными сланцами; 13 — филлитовидные сланцы; 14 — филлитовидные сланцы с туфогенными разновидностями; 15 — кристаллосланцы по кварцитам и филлитам; 16 — вулканиты основного состава; 17 — вулканиты пестроцветные (контрастные эффузивы); 18 — довыренский комплекс основных и ультраосновных интрузий; 19 — вулканиты сыннырской свиты; 20 — вулканиты, метасоматиты, скарноиды (объединенные); 21 — роговики по филлитам; 22 — гранитонды; 23 — разрывы; 24 — процентное содержание стронция (среднеарифметическое по 20 и более пробам); 25 — абцадская серия, разломов; 26 — тыйский разлом; 27 — авкитский разлом; 28 — оруденение

Свиты: *ab'c'* — абцадская, *ts* — тыйская, *ab* — авкитская, *st* — стойбищная, *it* — итыкитская. *on* — ондокская, *av* — авгольская, *as* — асектомурская, *sn* — сыннырская

Олокинский прогиб имеет в целом синклинное строение. Ядро структуры в плане несколько смещено к юго-востоку и тяготеет к верховью р. Тыи. К юго-восточному крылу синклиория, находящемуся в нормальном, но крутом залеганию, приурочено Холоднинское месторождение. Северо-западное крыло структуры находится в запрокинутом залегании и круто (80—85°) падает на северо-запад. В целом складчатая структура синклиория относительно проста, но нередко осложнена мелкими флексурными перегибами. Для нее не характерны складки изоклинального типа большой амплитуды и повторение в разрезе крупнейших стратиграфических единиц. Обычно происходит последовательное наращивание разреза к ядерной части структуры. Однако в отдельных участках изоклиальная складчатость имеет место. Это происходит обычно в зонах интенсивных тектонических напряжений с широко развитой разрывной тектоникой (юго-западное замыкание



Олокитского прогиба). Такие зоны относительно узкие и не характерные для общего стиля складчатой структуры прогиба. Синклиорий осложнен серией разрывных нарушений, создающих в ряде мест сложную мозаику тектонических блоков. К крупнейшим из них относится серия абчадских разломов, тыйский, авкитский и олокитский разломы. По тыйскому разлому произошло резкое вертикальное смещение северо-западного и юго-восточного блоков структуры; второй блок по отношению к первому оказался резко приподнятым.

При таком понимании структуры Олокитского прогиба уровень Холоднинского месторождения и оруденение этого типа выходят на нижние горизонты рифея северо-западного крыла прогиба (стойбищная, итыкитская свиты). Рудопроявление, связанное с этим уровнем, прослеживается в северо-западном крыле структуры.

*Литолого-стратиграфические и геохимические критерии* позволяют найти аналогию в составе и последовательности напластований обоих крыльев синклиория и вместе с тем установить стратиграфический уровень Холоднинского месторождения в северо-западном крыле структуры.

На основании данных геологических съемок мелкого и крупного масштабов [5, 104, 109], а также серии опорных разрезов, составленных авторами от долины р. Уокита до р. Чаа в разрезе верхнего докемория Олокитского

прогиба выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу) (рисунок):

1. Абчадская свита (карбонатная) — доломиты, часто окремненные, тремолитовые, редко известняки . . . . . 500 м
2. Иловирская свита<sup>1</sup> (вулканогенно-песчаниковая) — вулканиты, песчаники . . . . . 400 м
3. Тыйская свита (осадочно-вулканогенная, зеленокаменная) — вулканиты, сланцы . . . . . 1200 м
4. Авкитская свита (сланцево-кварцитовая) — кварциты, сланцы . . . . . 800 м
5. Стойбищная свита (песчано-известняковая) — песчаные известняки, иногда с микрофитолитами, песчаники . . . . . 400 м
6. Итыкитская свита (вулканогенно-карбонатная) — известняки и доломиты, иногда со строматолитами и микрофитолитами, вулканиты . . . . . 300—1000 м
7. Ондокская (кварцито-сланцево-доломитовая) — известняки, часто строматолитовые и микрофолитовые, кварциты, сланцы, иногда красноцветные туфы, туффиты, известняки . . . . . 2600—2800 м
8. Авгольская свита (терригенно-сланцевая) — алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты, известняки и доломиты . . . . . 500 м
9. Асектомурская свита (вулканогенно-сланцевая) — сланцы, алевролиты, песчаники, вулканиты различного состава . . . . . 1000 м
10. Сыннырская свита (вулканогенная) — вулканиты основного и среднего состава . . . . . 500 м

Абчадская, иловирская и тыйская свиты имеют общепринятые объемы<sup>2</sup>.

В состав авкитской свиты, стратотип которой находится в юго-восточном крыле синклинория в долине р. Авкит, в северо-западном крыле мы, вслед за А. Г. Крапивиним, включаем сланцево-кварцитовую толщу, обнажающуюся на водоразделе Абчады-Ондоко от верховья руч. Тропного (приток р. Абчады) до среднего течения руч. Стойбищного (приток р. Ондоки). На месторождении авкитская свита подстилает рудоносную толщу.

Стойбищная и итыкитская свиты обособлены из состава нижней части ондокской свиты В. А. Чабаненко. Стойбищная свита выделена авторами в северо-западном крыле синклинория. Она включает песчаные известняки и песчаники нижнего течения руч. Стойбищного и картируется вдоль левого борта р. Олоkit до р. Чаи. Итыкитская свита прослежена от стратопического разреза по р. Итыkit, вдоль левого бережья р. Олоkitа до р. Ондоки. Здесь известняки, доломиты и вулканиты этой свиты вскрываются параллельно субширотному отрезку р. Ондоки. В юго-восточном крыле синклинория отложениям стойбищной и итыкитской свит отвечает рудоносная толща.

Ондокская свита включает кварциты, сланцы и органогенные доломиты, вскрывающиеся в долине р. Ондоки между выходами пород итыкитской свиты и Довыренским массивом. В районе месторождения она распространена значительно, так как оборвана тыйским разломом.

Авгольская свита выделяется по правым притокам р. Олоkit (руч. Моренный, р. Авгол и др.). Ранее эти отложения включались различными исследователями в состав холоднинской или манюканской свит. Учитывая специфику

<sup>1</sup> На рисунке (в разрезе) не показана.

<sup>2</sup> Схема, предлагаемая авторами, во многом противоречива и принципиально отличается от построенных геологами БГУ и сотрудниками других геологических организаций. По данным большинства исследователей, породы ондокской свиты перекрываются отложениями абчадской свиты и итыкитской свиты (см., например, объяснительную записку к геологической карте Бурятской АССР м-ба 1 : 500 000 [50] и др. в настоящем сборнике). Вряд ли также оправдано стремление авторов статьи к слишком дробному стратиграфическому подразделению Олоkitского синклинория без достаточного обоснования стратотипов, соответствующих понятию свиты (прим. отв. ред.).

разреза этих отложений, А. Н. Булгатов и др. [109] сочли возможным восстановить для них в долине р. Авгол наименование авгольская, предложенное в 1955 г. А. С. Кульчицким. Мы приняли это наименование, но на основании сходства строения разрезов и органических остатков обосновываем более широкое распространение отложений авгольской свиты, включая в нее также сланцево-терригенные образования верховьев р. Олоkit (руч. Моренный).

Асектомурская свита выделена из состава верхней части ондоxской свиты и распространена в верховьях р. Тыи. Наиболее полный разрез свиты вскрывается по северо-западному склону г. Солдат, где он начинается пачкой «контрастных» эффузивов. Сыннырская свита объединяет вулканиты хр. Сынныр.

В отложениях стойбищной, итыкитской и ондоxской свит северо-западного крыла собраны строматолиты и микрофитолиты. В результате изучения органических остатков образования этих свит отнесены к среднему рифею. В юго-восточном крыле в районе месторождения органические остатки пока обнаружить не удалось. Полученные материалы по органическим остаткам дают основание для биостратиграфической корреляции отложений рифея Олоkitского прогиба со смежными районами. Строматолиты и микрофитолиты собраны также в авгольской свите, но изучение их еще не закончено.

В общем разрезе рифея района устанавливается трансгрессивный и регрессивный ряд формаций. Каждый из них включает отдельные более мелкие седиментационные ритмы различных порядков.

Трансгрессивный ряд формаций установлен в нижней половине разреза рифея. В этот ряд входит снизу осадочно-вулканогенная формация тыйской свиты, сланцево-кварцитовая формация авкитской свиты, песчано-известняковая формация стойбищной свиты и вулканогенно-известняковая формация итыкитской свиты. Таким образом, максимальная часть трансгрессии падает на осадочное образование стойбищной и итыкитской свит, где широко развиты известняки. Наряду с известняками в этих свитах присутствуют вулканиты основного состава, филлиты, песчаники и редко кварциты. Как видно из этого перечня, парагенезис пород аналогичен установленному в разрезе холоднинского месторождения.

Помимо сходного парагенезиса пород, вмещающих холоднинский тип оруденения, распространенный в обоих крыльях структуры, подтверждением корреляции этого уровня могут служить результаты геохимических исследований, показавшие, что среднеарифметические содержания стронция в известняках обоих крыльев уровня совершенно идентичны, при общей тенденции возрастания содержания вверх по стратиграфической вертикали (см. рисунок). Максимальное значение концентраций стронция ложится в ядерную часть синклиория.

В регрессивный ряд формаций, составляющий верхнюю половину разреза рифея, входят кварцито-сланцевый доломитовый комплекс ондоxской свиты, терригенно-сланцевый авгольской свиты, сланцево-алевритово-вулканогенный комплекс асектомурской свиты и вулканиты сыннырской свиты. Для этого ряда формаций характерна фациальная невыдержанность разреза, частое выклинивание отдельных горизонтов, довольно резкая фациальная смена отложений, значительная мелководность осадочных образований; характерны также органогенные доломиты (строматолитовые «банки»), нередко присутствуют косые серии, встречается пестроцветная окраска вулканитов (тело «контрастных» эффузивов и туфов) и т. д.

Из сказанного становится очевидным, что холоднинский тип оруденения приурочен к важному рубежу седиментогенеза — к области перехода трансгрессивной серии осадконакопления в регрессивную стадию.

Таким образом, структурные, литолого-стратиграфические и геохимические критерии позволяют считать перспективными на поиски колчеданно-полиметаллических месторождений отложения стойбищной и итыкитской свит северо-западного крыла Олоkitского синклинория.

УДК 553.44 (571.54)

Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Т. П. Кузнецова, В. В. Мосейкин

## **РОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА И СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД**

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение относится к числу полигенных и полихронных колчеданных месторождений, претерпевших длительную и сложную историю формирования, начиная от сингенетичного вмещающим толщам накопления рудного вещества и кончая преобразованием и регенерацией руд при метаморфизме [76, 91, 107].

Рудовмещающая толща месторождения принадлежит к черносланцевой карбонатно-терригенной формации, абсолютный возраст которой, а также время накопления руд по свинцовой изотопии оцениваются ориентировочно в 1 000 млн. лет [94].

Колчеданно-полиметаллические руды месторождения вместе с вмещающими породами претерпели метаморфизм амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии [87, 99, 113]. По данным термобарометрии сульфидных минералов и сопровождающего их кварца, температуры метаморфизма руд достигали 550—650°C, а давления — 5,5—6,5 кбар. Эти параметры давлений и температур метаморфизма хорошо согласуются с данными Ю. Л. Руденко [87, 86], полученными ею при изучении равновесных минеральных парагенезисов силикатных метаморфических минералов рудовмещающей толщи.

Метаморфические преобразования пород и руд сопровождаются формированием двух типов высокотемпературных метасоматитов: 1) кварц-полевошпат-биотитовых карбонатных или бескарбонатных пород с варьирующим количеством и сочетанием порфиробластов граната, амфибола, реже ставролита, биотита; 2) кварц-мусковитовых пород, также иногда содержащих порфиробласты граната, плагиоклаза, дистена и ставролита. Первые, более древние из них, являются продуктами железо-магнезимального метасоматоза, а вторые — более поздние — продуктами высокотемпературного кислотного выщелачивания [13, 81, 91, 124].

Холоднинское месторождение приурочено к юго-восточному крылу Олоkitского синклинория, осложненному складками более мелкого порядка и серией субпродольных нарушений. В частности, на площади месторождения выделяется одноименная синклиналь сложного строения, состоящая из двух кулисообразно расположенных сжатых синклинальных складок — Северной и Рудной, сочленяющихся по гребневидной антиклинали, сорванной и субпродольным Центральным разломом. Основная масса колчеданно-полиме-

таллических руд (Первая рудная зона) располагается на юго-восточном крыле Рудной синклинали, которая, в свою очередь, осложнена мелкими складчатыми формами, но проявляет и черты моноклинального строения.

Доминирующая роль в строении Рудной синклинали принадлежит следующим литологическим разновидностям пород (в дометаморфических эквивалентах): кремнистым, кремнисто-глинистым, карбонатно-кремнисто-глинистым, карбонатно-глинистым и карбонатным, в разной степени обогащенным углистым веществом. Перечисленные породы слагают закономерно построенный разрез, в котором основная масса колчеданно-полиметаллических руд занимает строго фиксированное положение — руды, сгруппированные в ряд сложно построенных пластообразных залежей, подстилаются углисто-кремнистыми и углисто-кремнисто-глинистыми отложениями, залегают среди углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных пород, в карбонатной составляющей которых преобладает доломит, и перекрываются углисто-глинисто-карбонатными (преимущественно известковистыми) породами. Рудные тела, являясь неотъемлемым элементом строения рудовмещающего разреза, согласно залегают с вмещающими породами и имеют к ним либо постепенные (через частое переслаивание маломощных прослоев колчеданных руд и безрудных пород), либо резкие переходы. На выклинивании рудных тел установлены фациальные переходы: единое рудное тело расщепляется на ряд отдельных рудных пластов, переслоенных вмещающими породами.

В процессе структурных исследований, проведенных главным образом в штольнях, вскрывающих промышленные рудные залежи Первой рудной зоны, установлено, что складчатая структура месторождения формировалась в четыре этапа, нашедших свое отражение в образовании характерных складчатых форм. При этом каждая из ранних складок сминается в новые складки на последующем этапе деформаций. Кроме того, с этапами деформаций тесно связаны процессы преобразования гидротермально-осадочных руд и формирование метаморфогенно-метасоматических пород.

Первому, наиболее раннему этапу деформаций ( $D_1$ ) отвечают узкие изоклинальные складки  $F_1$  с размахом крыльев в 8—10 раз меньшим, чем их амплитуда. Эти складки имеют субвертикальные осевые плоскости, их шарниры на всей площади Центрального участка падают под углами от 30 до 55° по азимуту 255—290°. Складкам  $F_1$  соответствует линейность  $L_1$ , которая ориентирована параллельно положению шарниров складок и подчеркивается ориентировкой длинных осей веретеновидных выделений пирротина во вмещающих метапелитовых породах.

Первому же этапу обязаны своим образованием сближенные малоамплитудные разрывные нарушения, параллельные осевым плоскостям изоклинальных складок и приуроченные, как правило, к их крыльям. Изоклинальные складки наиболее отчетливо проявлены в пиритовых и кварц-пиритовых рудах слоистой текстуры, ориентированно-гранобластовые структуры которых повторяют рисунок складок  $F_1$ . В замковых частях складок  $F_1$  формируется ангедральный пирит.

В колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах массивной текстуры первый этап деформаций проявился в образовании в этих рудах ориентированно-гранобластовых структур, а также в возникновении структур будинажа и частичном рассланцовании. Нами предполагается, что первому этапу деформаций отвечает стадия перекристаллизации рудного вещества в твердом состоянии *in situ*, т. е. без изменения его состава. Кроме того, на

данном этапе деформаций возникали субпродольные зоны повышенного расщепления пород, среди которых в процессе регионального метаморфизма локализовались метаморфогенно-метасоматические порфиробластические породы [92, 104]. Важно подчеркнуть, что плану деформаций первого этапа подчинены и ориентировка метаморфической сланцеватости  $S_1$ , обусловленная закономерным положением в пространстве метаморфических минералов, в первую очередь слюд, и ориентированная параллельно осевым плоскостям изоклинальных складок.

Второй этап деформаций ( $D_2$ ) представлен открытыми асимметричными складками  $F_2$ , имеющими субгоризонтальные шарниры, при субвертикальном положении осевых плоскостей, падающих на северо-запад (реже в обратную сторону под углами  $65-90^\circ$ ). В складчатых деформациях второго этапа принимают участие структурные элементы предыдущего этапа — линейность  $L_1$ , шарниры складок  $F_1$ , метаморфическая сланцеватость  $S_1$ . Кроме того, в этих деформациях участвуют метаморфогенно-метасоматические порфиробластические породы, время формирования которых соответствует завершающей стадии первого этапа, а также перекристаллизованные руды, встречающиеся в виде реликтов, смятых в узкие изоклинальные складки  $F_1$ .

Для складок данного этапа характерно сочетание разнопорядковых складок, причем ширина и амплитуда заложения складок одного порядка в несколько раз отличается от таковых следующего порядка. Как правило, складчатые формы, осложняющие крылья более крупных структур, характеризуются асимметричным строением в веерном расположением осевых поверхностей складок. Размах крыльев складок высокого порядка колеблется от 0,5 до 1 м при приблизительно такой же глубине их заложения. Складкам второго этапа присуще сочетание узких гребневидных антиклиналей, сопряженных с более широкими синклиналями, что обуславливает наличие левого и правого рисунка складок, который наиболее отчетливо фиксируется в пикативных формах высокого порядка. С этим же этапом деформации связано появление микроффрировки, широко проявленной в тонкослоистых породах и рудах месторождения.

Таким образом, крылья крупных складок оказываются осложнены складками различных порядков, вплоть до микроффрировки, зеркало которых и обрисовывает более крупные структуры. На этом основании устанавливаются относительно крупные структурные формы  $F_2$  с размахом крыльев складок до 60 м. Предполагается, что и вся основная структура месторождения была сформирована на данном этапе деформаций.

Складкам  $F_2$  соответствует линейность  $L_2$ , выраженная тонкими бороздками и штрихами скольжения. Во всех случаях ориентирована по азимуту  $240-290^\circ$  под углами от 0 до  $10^\circ$ . Азимутальное положение осевых плоскостей и линейности складок  $F_2$  практически совпадают, так же как и для  $F_1$ . На основании этого предполагается, что существенной перестройки плана деформаций на втором этапе не происходило. Наблюдаемое смятие изоклинальных складок  $F_1$  в складки  $F_2$ , а также линейность и  $L_1$  в замках складок  $F_2$  позволяют четко разделить первые два этапа деформаций.

В ядрах складок  $F_2$  второго этапа деформаций фиксируются раздувы прослоев колчеданно-свинцово-цинковых руд. Во второй этап деформаций были сформированы кварц-пиритовые, кварц-пирит-халькопиритовые руды массивной, брекчевидной, пятнистой, реже сетчато-вкрапленной текстур. Именно этот этап деформаций сформировал основную массу перекристалли-

зованных и частично переотложенных руд. Завершение второго этапа деформаций характеризуется возникновением зон повышенного расслабления параллельных осевым плоскостям складок  $F_2$  и выполненных кварц-мусковитовыми образованиями. К этим же зонам приурочены и руды шариковой текстуры [92, 104], время формирования которых несколько запаздывает по отношению к вмещающим их метаморфогенно-метасоматическим образованиям кварц-мусковитового состава [81].

Третьему этапу деформаций ( $D_3$ ) отвечают крутошарнирные, коленообразные складки  $F_3$ . Фиксируемый в обнажениях размах крыльев этих складок достигает 80 м. Линейность, соответствующая складкам  $F_3$ , не установлена. Вместе с тем линейность  $L_2$  в крыльях крутошарнирных складок  $F_3$  ориентирована субгоризонтально и не совпадает с ориентировкой шарниров этих складок. Не исключено, что линейность  $L_2$  совпадает с линейностью  $L_3$ , что затрудняет ее расшифровку. Вопрос о правомерности выделения этого этапа деформаций пока окончательно не разрешен. Возможно, третьему этапу деформаций отвечает формирование регенерированных гнездово-прожилковых руд переменного колчеданно-полиметаллического состава, сопровождающееся низкотемпературными гидротермальными изменениями регрессивного метаморфизма [92, 104]. Эти руды наследуют зоны субпродольных нарушений, сформированные на втором этапе деформаций. В типах руд, слагающих пластовые рудные тела, третий этап деформаций не привел к перестройке внутриагрегатного состояния рудного вещества.

Четвертый этап деформации ( $D_4$ ) характеризуется развитием каскадных складок, которые имеют субгоризонтальные осевые плоскости. Каскадным складкам  $F_4$  присущи открытые пликативные формы, а фиксируемый размах их крыльев составляет несколько десятков метров и больше. Складкам  $F_4$  соответствует линейность  $L_4$ , проявленная в виде субгоризонтально ориентированных грубых полос, параллельных их шарнирам, а также веерообразный кливаж, представленный не минерализованными пологими трещинами. В деформациях четвертого этапа, помимо структурных элементов складок  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$ , участвуют также и кварц-мусковитовые сланцы, выполняющие продольные разрывные нарушения, сформировавшиеся на заключительных стадиях второго этапа. При этом происходило подновление древних кососекущих слоистость разломов, а выполняющие их кварц-мусковитовые сланцы подвергались интенсивной милонитизации. Все типы руд, слагающие пластовые рудные тела, деформируются в складки четвертого этапа без каких-либо наблюдаемых в них преобразований рудного вещества на этом этапе. В то же время, в зонах развития кварц-мусковитовых сланцев часто фиксируются прожилки мономинерального сфалерита, которые, возможно, выполняют плоскости отслоения и пересекающие их трещины в замках складок  $F_4$ .

Таким образом, анализ геолого-структурных особенностей и изучение мелких структурных форм в пластовых рудных телах Холоднинского месторождения позволяют установить временную последовательность процессов преобразования руд на различных этапах складкообразования и сопряженных с ними метаморфических процессов, причем по геологическим и термобарическим данным, процесс преобразования колчеданных залежей подразделяется на два этапа — прогрессивного и регрессивного метаморфизма. В свою очередь, преобразование руд на прогрессивном этапе происходило не одноактно, а в течение трех последовательно сменяющихся стадий, отвечающих изменению термодинамических условий метаморфизма.

Д. И. Царев

**КОНВЕРГЕНЦИЯ ПРИЗНАКОВ МЕТАСОМАТИТОВ И ГЕНЕЗИС  
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Факты конвергенции широко представлены в районах развития зон проницаемости интрателлурических растворов: дизъюнктивов, участков смятия и катаклаза, центров вулканических извержений и т. д. Естественно, что они особенно распространены на рудных полях эндогенных месторождений. Горные породы под воздействием катаклаза и метасоматоза приобретают вторичные текстуры, структуры и состав, идентичные первичным текстурам, структурам и составу пород другого генезиса. Недооценка метасоматических преобразований и их роли в явлениях конвергенции приводит к грубым ошибкам в диагностике пород и, следовательно, к ошибкам в трактовке генезиса месторождений и выработке поисковых признаков. Так, например, на Акбастау-Космурунском рудном поле (Центральный Казахстан) в диагностике пород различными геологами допущены следующие ошибки.

1. За эксплозивные брекчии, лавобрекчии и жерловые вулканические образования были приняты катаклазированные и метасоматически измененные субвулканические порфириды и вулканогенно-осадочные породы.

2. Окварцованные андезитовые порфириды и кварцевые диориты принимались за дацитовые порфиры.

3. Субвулканические тела порфиритов картировались эффузивными потомками, а иногда и пирокластическими образованиями, так как в результате метасоматоза они участками приобрели миндалекаменную (до пемзовидной), перлитовую или пепловидную текстуры. Метасоматическая полосчатость в породах обычно принималась за первичную магматическую флюидальность.

На Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении (Бурятия) метасоматически измененные туфы закартированы интрузией автомагматических измененные туфы закартированы интрузией автомагматических брекчий, а тектоно-метасоматические брекчии отнесены к осадочным известняковым брекчиям. Замещенные сульфидами отдельные фрагменты пород или обломки в различных видах брекчий в большинстве случаев считаются обломками размытых пластов руды [106].

При изучении рудных месторождений нередко приходится сталкиваться с горными породами и рудами, имеющими как слоистое, так и полосчатое строение. Порою бывает очень трудно отличить слоистость от вторичной полосчатости, особенно на месторождениях, руды которых, как полагают, могут возникать осадочным и метасоматическим путем: серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, железорудных и т. д. Естественно, что неправильная диагностика факторов возникновения текстуры руды или вмещающей ее породы приводит к ошибкам в интерпретации генезиса месторождений. Скарновые псевдослои в известково-терригенных породах могут простираться на многие сотни метров и даже километры, и никто не усомнится в их метасоматическом генезисе. Если же минералы не образуют широко известных парагенезисов и определенных взаимоотношений или их взаимоотношения плохо улавливаются, то определить их происхождение бывает очень трудно. Для этого требуется очень тщатель-

ной петрографический анализ и знания конвергентных свойств минералов. Так, например, кварц и полевые шпаты в виде мельчайших зернышек могут метасоматически развиваться в карбонатных породах и образовывать в них механическую примесь. В этом случае нелегко разобраться, каким путем они возникли в этих осадках.

Еще труднее отличить некоторые хомогенные осадки от метасоматической минерализации, вследствие чего ведутся нескончаемые дискуссии по поводу образования стратиформных колчеданных месторождений. Ритмически полосчатые текстуры возникают вдоль линейных путей движения растворов: трещин, хорошо проницаемых пластов горных пород, различных контактов и т. д. При одностороннем сжатии горной породы возникают перемежающиеся линейные участки упругой и пластической деформации [107]. Участки пластической деформации также являются путями движения растворов. В хорошо проницаемом пласте раствор движется вдоль пласта, а в окружающих его слабопроницаемых слоях — поперек [18, 72]. Аналогично происходит движение раствора по трещине и в стенки трещины. Такое разнонаправленное движение жидкости возникает в связи с тем, что фильтрация ее по хорошо проницаемому пласту или трещине вызывается градиентом давления в направлении пласта или трещины, а в боковые, менее проницаемые породы, — под действием напорного давления на них жидкости и капиллярного давления. Фильтрующиеся растворы постоянно взаимодействуют с горными породами, растворяя определенные компоненты. Миграция растворенных компонентов происходит с помощью диффузно-конвективного массопереноса вдоль хорошо проницаемого пласта или трещины и поперек — в слабопроницаемые породы.

Осаждение вещества из фильтрующихся растворов может происходить в результате замещения минералов горной породы вновь образованными минералами и в результате сорбции в порах. Местом осаждения могут быть как пути основного транзита фильтрующихся растворов (хорошо проницаемые слои горных пород, трещины, зоны деформационного разуплотнения, катаклаза и т. д.), так и боковые, малопроницаемые породы. В зависимости от концентрации растворенных веществ, фильтрационного эффекта, активности компонентов, физических свойств пород и раствора и других причин осаждение вещества может происходить 1) только в зоне основного транзита, 2) в зоне основного транзита и в окружающих породах и 3) только в окружающих породах.

1. Осаждение вещества в зоне основного транзита — это наиболее распространенное явление. Вызывается оно в основном пересыщением раствора в связи с падением температуры или растворением минералов вмещающей породы и реакционным взаимодействием раствора с породой. Проникновение растворов в окружающие малопроницаемые породы при этом может вообще не происходить, а если происходит, то концентрация их настолько мала, что не вызывает никаких вторичных изменений.

2. Образование вторичных минералов в окружающих малопроницаемых породах происходит в том случае, если в них от зон основного транзита раствора мигрирует значительное количество компонентов в фильтрующемся растворе, или посредством диффузии по застойным поровым растворам. В таком случае может возникнуть или адсорбционное осаждение вещества, или метасоматическая зональность, зоны которой будут сменяться в поперечном направлении от пути основного транзита раствора. Если фильтрация

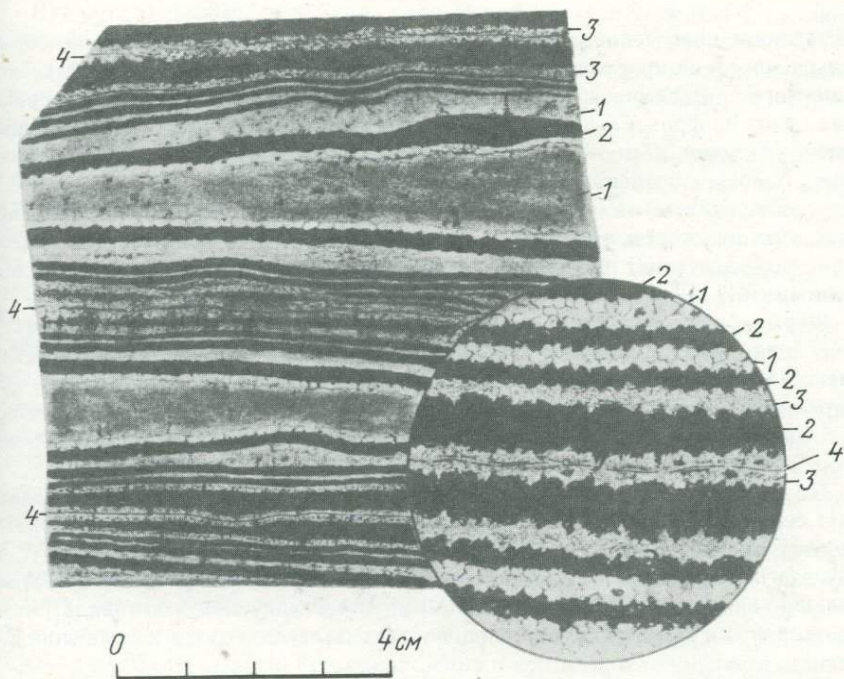
растворов в слабопроницаемых породах происходит под действием градиента давления раствора, то сорбционное осаждение минералов или образование метасоматических зон будет происходить симметрично с обеих сторон основного пути транзита растворов (хорошо проницаемой зоны).

Если фильтрация раствора по хорошо проницаемой зоне происходит без напора, то фильтрация его в поперечном направлении в слабопроницаемые породы будет осуществляться только под действием капиллярного давления. В этом случае образование метасоматических зон или адсорбционное осаждение вещества будут происходить асимметрично по отношению к пути основного транзита растворов — со стороны висячего бока они будут развиты лучше.

3. При низких концентрациях растворенных веществ вторичного минералообразования в зоне основного транзита может не быть, а в окружающих слабопроницаемых породах происходит метасоматическое замещение или адсорбционное осаждение вещества. Такое явление может быть вызвано несколькими причинами. Во-первых, слабопроницаемые породы могут обладать повышенной химической активностью по сравнению с породами хорошо проницаемой зоны. Во-вторых, при фильтрации раствора через слабопроницаемые породы в результате фильтрационного эффекта, как показал В. А. Жариков в своих работах [37, 38], может повышаться концентрация растворенных компонентов или происходить кислотно-основная дифференциация, способствующие осаждению вещества или замещению исходных минералов породы новыми минералами. В-третьих, осаждение или замещение может происходить на уровне поверхностного слоя медленно фильтрующегося недосыщенного раствора, когда в нем происходит адсорбционное пересыщение растворяемых им поверхностно-активных компонентов, способствующих снижению поверхностного натяжения раствора и осаждению вещества. В-четвертых, осаждение и замещение могут происходить при диффузионном переносе компонентов с поверхностного слоя, остановившегося в порах объемного раствора, по пленочному поровому раствору.

Адсорбционное осаждение вещества или метасоматическое замещение часто происходит ритмически, в виде параллельных между собой и плоскости основного транзита раствора лент. Встречаются отдельные рудные полосы и группы полос, в которых четко выражено симметричное строение. Например, в одной рудной полосе с обеих сторон приконтактные части сложены узенькой каймой вторичных силикатных минералов или сгущенной сульфидной вкрапленностью. Второй пример: по обе стороны нерудной полосы располагаются по одной или несколько асимметричных рудных полос, причем «размытыми» сторонами они обращены к центральной рудной полосе, а четкими — от нее. Такая симметрия относительно центральных частей отдельных полос или групп полос свидетельствует о ритмическом осаждении вещества при диффузии или фильтрации его в обе стороны от путей транзита растворов.

Кроме одной, ритмически повторяющейся метасоматической зоны, встречаются ритмически повторяющиеся метасоматические колонки, например полосчатые метасоматиты, развитые по зонам тектонических нарушений в Довыренском габбро-перидотит-дунитовом интрузивном теле в Северном Прибайкалье. Эти метасоматиты прослеживаются вкрест и по диагонали к структуре расслоенного плутона в виде узких линий до двух и более километров. Вдоль закрытых трещинок симметрично с обеих сторон развита тонкополосчатая, ритмически повторяющаяся, метасоматическая зональ-



Конвергентный метасоматит полосчатой текстуры

1 — оливин, 2 — магнетит, — серпентин, 4 — серпентинизированный дунит в закрытой трещине

ность, представленная серпентинитом в передовой зоне и магнетитом — в тыльной. С каждой стороны такая колонка представлена чередованием серпентинитовых полос с исходной породой — дунитом. Магнетит здесь отсутствует.

В образце, изображенном на рисунке, полная метасоматическая колонка представлена следующими минералами: закрытая трещина — магнетит — серпентин — магнетит — серпентин — оливин — серпентин — оливин — серпентин — оливин. Оливин здесь представляет исходную породу — дунит. Формирование этой метасоматической колонки происходило при фильтрации по трещине в дуните и в стенке трещины раствора. При этом оливин первоначально превращается в железистый серпентин, а затем при опережающей волне кислотности фильтрующегося раствора железо выносится и осаждается в более щелочной среде в тыловой зоне в форме магнетита. Образование магнетита может быть связано с окислительно-восстановительными реакциями при фильтрационном эффекте, когда возникновение потенциала течения при отрицательно заряженной поверхности будет способствовать процессу окисления в тыловой части и восстановлению во фронтальной части потока фильтрующегося раствора [38].

По мере продвижения передовой зоны (образования серпентина) продолжается вынос железа, но формирование тыловой зоны (осаждение магнетита) будет прерываться. Причины прерывов могут заключаться в том, что

постепенное повышение в растворе концентрации железа будет резко обрываться массовой кристаллизацией магнетита, падением на этом участке химического потенциала железа в растворе и диффузии сюда железосодержащих ионов из фронтальной части. Следовательно, перед фронтом осаждения магнетита поровый раствор будет обеднен ионами железа. При прохождении через полосу, обедненную ионами железа, волны с повышенным рН и Eh осаждение магнетита не произойдет. Новая полоса магнетита возникает только на некотором расстоянии от предыдущей, где концентрация железа в растворе достигнет предельного пересыщения и установится среда с повышенными рН и Eh.

Формирование головной части приведенной метасоматической колонки (чередование полос оливина с серпентином) можно объяснить ритмической сменой значений Eh и рН раствора, способствующих гидратации оливина. Ритмическая смена значений Eh и рН связана с реакцией гидратации и с фильтрационным эффектом, так же как и концентрации компонентов в растворе.

Подобно приведенному примеру вдоль путей основного транзита возникает серия полос, похожая на флюидалность или пачку седиментационных слоев. Если линейные пути транзита растворов находятся недалеко друг от друга и параллельны между собой, то в совокупности может образоваться большое количество псевдослоев. При крупных масштабах зон фильтрации растворов могут возникнуть довольно значительные толщи псевдослоистых метасоматитов.

Подобным путем может образоваться метасоматическая зональность как инфильтрационная, так и диффузионная. В этом случае отдельные псевдослои будут различаться по составу друг от друга, а комплекс их может целиком повторяться по другую сторону линейного пути основного транзита раствора (трещины пласта или зоны разуплотненности). При возникновении метасоматической зональности зоны основного транзита раствора могут быть выполнены существенно мономинеральными образованиями (кварцитами, сульфидинитами, магнетитом, сидеритом и т. д.). Если путем основного транзита растворов были послонные срывы с брекчированием пород или другие линейные зоны дробления или тектонического напряжения, то центральная часть ритмической псевдослоистой пачки может быть представлена фрагментарными метасоматитами, похожими на слой седиментационных брекчий.

Отдельные ритмы осажденного вещества могут состоять из более мелких ритмов [11], что в природных процессах усугубляет иллюзию седиментогенеза. Весьма характерной чертой отличия метасоматических полос от осадочных слоев является наличие тонкой полосочки перед фронтальной частью более широких полос. Эта полосочка располагается рядом с широкой полосой и полностью повторяет конфигурацию ее фронта. Встречается она часто, но далеко не всегда. Образование ее мы связываем с диффузией компонентов в отработанном объемном поровом растворе или по пленочным растворам в порах породы, что доказано на основании эксперимента [106]. На направление движения фронта раствора или диффузии в поровом растворе компонентов указывает эта полосочка, а в большинстве случаев — более четкие контуры широких полос с фронтальной стороны и менее четкие — с тыловой.

Псевдослоистые метасоматиты широко представлены на Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении в Северном Прибайкалье.

Рудовмещающими породами Холоднинского месторождения являются в основном углистые кварц-серицитовые и кварц-серицит-гранатовые сланцы ондоксской свиты  $PR_3$  и субконкордантные тела ортоамфиболитов. Последние образовались за счет мелких линейных интрузивных тел габброидов и перидотитов в результате регионального метаморфизма.

Субконкордантные тела ортоамфиболитов чаще всего приурочиваются к контактам литологически различных пачек пород, указывая на зоны глубинной проницаемости. Кроме ортоамфиболитов, эти зоны трассируются гидротермально-метасоматическими изменениями пород и рудной минерализацией. На геологической карте, составленной в 1971 г. В. П. Бушуевым и В. Рожченко, четко отмечаются эти две трассы — Первая и Вторая рудные зоны. Гидротермально-метасоматические изменения пород выражены в образовании магнезиально-железистых, кварц-серицитовых и сульфидных метасоматитов. Преобразованиям подверглись как сланцы, так и ортоамфиболиты. Метасоматиты образовались позднее метаморфического преобразования интрузивных тел в амфиболиты, и возможно, что метаморфизм и метасоматоз последовательно проявлялись в несколько этапов — об этом судить трудно. Но отчетливо видно, как метасоматические изменения накладываются на метаморфические.

Сульфидные рудные тела залегают в зонах метасоматической проработки, имеют согласное с рассланцовкой вмещающих пород залегания. Текстура рудных тел массивная, полосчатая, вкрапленная, гнездово-вкрапленная. За пределами метасоматически измененных пород рудные тела не встречены. Обычно они залегают или непосредственно в контакте с телами ортоамфиболитов, или поблизости — среди метасоматитов, сопровождающих их трассу. За пределами метасоматитов встречается только слабая рассеянная вкрапленность пирита и пирротина. Такая ситуация утверждает гидротермально-метасоматическое происхождение сульфидных рудных тел, как серно-колчеданных, так и колчеданно-полиметаллических, в зонах глубинной проницаемости, по которым внедрились линейные интрузии габброидов и перидотитов, а затем циркулировали рудоносные растворы. Происхождение этих растворов может быть связано либо с метаморфизмом, либо с глубинными магматическими очагами. Источником рудного вещества могли быть и метаморфические породы, и глубинные флюиды.

Положение рудных тел по отношению к слоистости вмещающих пород параллельно-секущее, согласное с рассланцовкой, но не послонное. Наличие осадочных синседиментационных рудных тел на данном месторождении маловероятно, так как за пределами метасоматических зон рудных тел не встречено. Рассланцовка пород ондоксской свиты параллельна простиранию складчатости, и соответственно метаморфическая и метасоматическая полосчатости, подчиняющиеся рассланцовке, также параллельны простиранию складчатости. Эта полосчатость при крутой складчатости местами совпадает со слоистостью, часто затушевывают ее и принимается ошибочно за слоистость. Трудность в отличии слоистости от полосчатости усугубляется наличием складок сланцеватости, также подчеркнутых метаморфическими и метасоматическими процессами. Складчатость сланцеватости наблюдается на горе Кварцитовый.

Полосчатое сульфидное оруденение, так же как и другие метасоматиты, приурочиваются к рассланцовке пород и создает иллюзию слоистых седиментационных руд (скв. 13, 25, 32, 84 и т. д.). Полосчатость нередко бывает

плойчатой и напоминает пострудную складчатость. Метасоматическое сульфидное оруденение при слабой рассланцовке вмещающих пород, так же как и другие продукты метасоматоза (скарны, кварциты и т. д.), весьма охотно развивается по слоям пород и наследует складчатость, как это имеет место на Озерном и Лениногорском колчеданно-полиметаллических, на Коршуновском железорудном и других месторождениях [106]. На Холоднинском месторождении в связи с интенсивной рассланцовкой пород послыльное метасоматическое оруденение является лишь частным случаем.

Интенсивно развивающиеся метасоматические процессы в конечном итоге затушевывали рассланцовку, превращая породы в массивные кварциты. В таких метасоматитах сульфидное оруденение локализуется в виде жил или гнездово-вкрапленных агрегатов и нередко имеет апифизы в трещины скола и отрыва (западная часть второй рудной зоны). При окварцевании, доходящем до образования сливного белого или серого кварца, сульфиды оттесняются в реликты сланцев (скв. 23, ин. 236-247). В таких случаях кварцевые участки или вообще лишены оруденения, или содержат его в виде незначительной вкрапленности. Там же, где метасоматические процессы проявились умеренно с образованием серицито-кварцевых, кварц-карбонат-гранат-амфиболовых и биотитовых пород, сульфидное оруденение представлено более массивными телами (западная часть Первой и восточная часть Второй рудных зон).

Существуют ли осадочные сульфиды на Холоднинском месторождении?

Из изложенного следует, что ориентировать поиски колчеданно-полиметаллических руд путем прослеживания слоев горных пород и отдельных «рудоносных горизонтов» по падению, как это оправдано при поисках осадочных руд, нецелесообразно.

С нашей точки зрения, поиски колчеданно-полиметаллических руд в районе Холоднинского месторождения в первую очередь должны предусматривать установление зон глубинной проницаемости в земной коре, выраженных обычно трассами даек и более крупных линейных тел основного и ультраосновного состава, дизъюнктивами и зонами дробления, сопровождающимися метасоматическим преобразованием пород.

Для выявления зон глубинной проницаемости по трассам даек основного состава (ортоамфиболитов) на задернованных участках целесообразно проводить магнитометрические работы.

Необходимо отметить, что дифференцировать оруденение на Холоднинском месторождении на различные типы по морфологии рудных тел и строго разделять их происхождение в пространстве и времени, с нашей точки зрения, не резонно. Это приводит обычно к путанице в осмысливании геологического строения и к излишним неоправданным построениям. Морфология и вещественный состав рудных тел зависят от различных факторов, но в первую очередь от разнообразия локальных термодинамических условий метасоматизирующих растворов и, во вторую, — от вмещающих пород (на апоперидотитовые амфиболиты накладывается медно-никелевое оруденение). Таким образом, даже одно рудное тело может менять свой вещественный состав, морфологию, структуру и текстуру как по падению, так и по простиранию, что и наблюдается на Холоднинском месторождении.

В. У. Болонев, В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко

**ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ТЫЙСКОЙ ПОЛОСЫ  
(ПЕТРОХИМИЯ, ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП)  
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ  
ОЛОКИТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ**

Железистые кварциты Северного Прибайкалья известны в пределах юго-восточного и северо-западного крыльев верхнепротерозойской Олокитской структуры. Наиболее крупные рудные залежи обнаружены на юго-восточном крыле, в бассейне р. Тыи. Тыйская полоса железистых кварцитов вытянута в северо-восточном направлении в полном соответствии с простиранием вмещающих пород. Первые исследования Тыйского месторождения связаны с именами В. В. Домбровского и А. С. Кульчицкого (1940, 1941 гг.). Впоследствии здесь проводили работы А. Г. Крапивин (1969, 1970 гг.) П. П. Софронов (1969 г.), В. П. Мещеров и И. Т. Алсадаев (1969, 1974, 1975 гг.), А. Д. Белагур (1976, 1977 гг.) и авторы (1975—1978 гг.). На основании полученных данных А. Г. Крапивин, В. П. Софронов и Ч. П. Шобогоров [50, 109] пришли к выводу о тесной связи рудообразования с процессами вулканизма, о стратиграфическом контроле рудных тел и их принадлежности к формации типа джеспилитов, а также о перспективности рассматриваемого оруденения в промышленном отношении.

Задачи настоящего сообщения заключаются в освещении петрохимических особенностей рудовмещающих пород и руд, в типизации разреза рудоносной толщи путем его сопоставления с разрезами других железорудных районов, в анализе материалов по геологии месторождения с целью определения направления дальнейших поисково-разведочных работ в пределах Тыйской рудоносной полосы.

Железистые кварциты рассматриваемого месторождения представляют собой тонкополосчатые образования с мощностью полосок от 0,4 до 1—10 см. Полосчатость проявляется за счет чередования безрудных лейкократовых плагиоклаз-кварцевых слоев с темно-серыми оруденелыми слоями, в значительной мере обогащенными магнетитом и гематитом. По морфологическим признакам и минералогическому составу тыйские железистые кварциты аналогичны типичным джеспилитам докембрия. Тонкая слоистость-полосчатость, характерная для железистых кварцитов, прослеживается также во вмещающих породах. Вмещающие образования представлены существенно хлоритовыми, карбонат-кварц-хлоритовыми и биотит-хлоритовыми сланцами. В них также зачастую наблюдается обильная гематит-магнетитовая вкрапленность. Пачки оруденелых хлоритовых сланцев, содержащих прослойки железистых кварцитов, составляют продуктивные горизонты, мощность которых достигает 10—15 м.

По геофизическим данным, Тыйская рудоносная полоса прослеживается на расстоянии свыше 50 км при ширине порядка 1—3 км. В пределах полосы продуктивные горизонты имеют кулисообразное расположение в виде прерывистых прослоев и линз. Простирание пород северо-восточное, 30—35°, падение сравнительно пологое, как правило, углы падения не превышают 30—45°. Рудоносные породы смяты в крутые изоклинальные складки различных порядков, вплоть до мелкой плейчатости. В пределах рассматриваемой

площади распространены разновозрастные разрывные нарушения, среди которых наиболее часто встречаются разломы северо-восточного простирания, в основном совпадающие с ориентировкой складчатых структур. Сравнительно молодые поперечные разломы, образующие систему северо-западного направления, разбивают рудоносную толщу на отдельные блоки. В связи с процессами складкообразования местами наблюдается тектоническое разлинзование некоторых пластов, в том числе и железистых кварцитов. Обычно подобные будинаж-структуры вытянуты в соответствии со слоистостью вмещающих пород.

Ю. Г. Попов (1977 г. — устное сообщение), изучив характер чередования отложений в разрезе, пришел к выводу об общем синклинальном строении рудоносной толщи. На участке Горбылак им отмечено опрокинутое залегание пород. Эти данные подтверждаются также результатами наших наблюдений в соотношении слоистости-сланцеватости на площади указанного участка. Таким образом, структура Тыйской полосы представляется как узкая, запрокинутая синклиналь с падением осевой плоскости на северо-запад. Складчатая структура осложнена крупным надвигом, плоскость которого совпадает с общим напластованием пород. В крутом левом борту среднего течения р. Горбылак отчетливо устанавливается налегание сравнительно высокометаморфизованных амфиболсодержащих гранат-биотитовых сланцев на хлоритовые сланцы рудоносной толщи. Следовательно, формирование надвига произошло после процессов регионального метаморфизма. С его образованием, по-видимому, связаны изгибы осевых поверхностей складок рудоносной толщи, отмеченные Е. И. Марковым [99].

Верхнепротерозойский региональный метаморфизм проявился в определенной стадийности. Наиболее интенсивные преобразования связаны с поздним зональным метаморфизмом периода инверсии складчатой области. Равновесные парагенезисы рудовмещающих пород соответствуют  $T-P$  условиям зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Принадлежность к зеленосланцевой фации устанавливается по ассоциациям клиноцоизит + актинолит и актинолит + хлорит + эпидот + кварц. Подобные парагенезисы возникают при температуре около  $350^{\circ}C$ , несколько меняющейся в зависимости от давления. По мере увеличения интенсивности метаморфических преобразований в породах железорудной толщи появляется роговая обманка. Моновариантное равновесие актинолит + хлорит + эпидот + альбит + магнетит + роговая обманка рассматривается как ограничивающее фацию зеленых сланцев со стороны высоких температур [21]. Этот переход происходит при температурах  $480-500^{\circ}C$ . и в зональных комплексах кианит-силлиманитового типа, подобных рассматриваемому, примерно совпадает с изоградой низкотемпературного пиральспитового граната. Ассоциации с гранатом и амфиболом, соответствующие эпидот-амфиболитовой фации, распространены на участке Севиликон.

Таким образом, в пределах Тыйской полосы железистых кварцитов отчетливо устанавливается метаморфическая зональность прогрессивного этапа метаморфизма. Эта зональность выражается в нарастании степени метаморфизма в западном и северо-западном направлениях, в сторону центриклинального замыкания Олоkitского синклинория. Зональность проявляется не только по парагенетическим ассоциациям, но и в закономерном изменении составов метаморфических минералов (хлоритов, гранатов). Не противоречат выявленной закономерности и значения температур метаморфизма,

определенные по содержанию парагонитовой молекулы в мусковитах и с помощью гранат-хлоритового палеотермометра Л. Л. Перчука. Следовательно, на примере Тыйской полосы мы имеем возможность сравнить железистые кварциты двух участников (Севиликон и Горбылак), метаморфизованные в различных фациях. В целом рудовмещающие породы претерпели прогрессивный региональный метаморфизм в интервале температур от 350 до 570 °С. При этих температурах давления в зональности кианит-силлиманитового типа могут варьировать от 4 до 6 кбар.

В результате изучения геологических материалов и особенностей метаморфизма пород рудоносной толщи можно с достаточной уверенностью установить, что размещение главных рудных залежей определяется их стратиграфическим положением и не зависит сколько-нибудь существенно от метаморфической зональности, тектонических дислокаций и регрессивных преобразований. Некоторое механическое перемещение рудного вещества фиксируется в связи с процессами складкообразования (нагнетение рудных масс в замковые части складок, тектоническое разлинзование оруденелых пластов). Условия регрессивного метаморфизма были благоприятны для образования сульфидов, имеющих значительное распространение в диафторированных породах. Зачастую можно наблюдать как жилки и прожилки сульфидов пересекают слои окисных железных руд в участках проявления регрессивного метаморфизма.

В более высокотемпературных зонах прогрессивного метаморфизма (участок Севиликон) наблюдается преобладание магнетитового оруденения над гематитовым. Эта особенность находит объяснение в свете данных Ю. П. Мельника [66], который указывает на значительное влияние температур и давлений при восстановлении гематита до магнетита в карбонат- и углеродсодержащих железистых кварцитах. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что рудное вещество было преобразовано в процессах метаморфизма. Следовательно, для определения генетической природы железных руд необходимо выяснить первичные условия формирования рудовмещающих отложений в обстановке осадконакопления.

В разрезе Тыйской железорудной толщи в стратиграфической последовательности выделяются: зеленые сланцы, переслаивающиеся с кристаллическими известняками и горизонтами кварцитов; доломиты; зеленые сланцы с прослоями железистых кварцитов; известняки и серицито-кварцевые сланцы с прослоями доломитов и зеленых сланцев. В пределах разреза собран материал для реконструкции первичной генетической природы пород рудоносной толщи по методу АКФ [83, 86].

Петрографическими исследованиями установлено, что широко развитые в разрезе зеленые сланцы распадаются на две группы пород, отличающиеся статиграфическим положением, минералогическим составом и некоторыми литологическими признаками. В низах разреза — актинолитовые, эпидот-актинолитовые и роговообманковые сланцы. В этих породах местами наблюдаются редкие миндальевидные кварцево-карбонатные обособления размером до 1 × 3 см. Другая группа пород представлена существенно хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми, карбонат-кварцево-хлоритовыми и биотит-хлоритовыми разновидностями. Рудные тела и железистые кварциты сосредоточены в пределах группы пород, залегающих в средней части разреза толщи. При реконструкции состава исходного субстрата были учтены различия этих групп зеленокаменных пород.

В несколько сокращенном виде разрез рудоносной толщи вскрыт скв. 2 на участке Севиликон. По данным реконструкции, наиболее глубокие горизонты сложены образованиями типа метабазитов, а также метаморфизованных туфов и туффитов соответствующего состава. Оруденение появляется в верхней части разреза среди пород, соответствующих метатерригенным осадкам, которые являются эквивалентами глин, мелановакк и граувакк, чередующихся с маломощными прослоями метавулканитов андезитового состава. Эти соотношения пород хорошо отражают вариации параметра  $A$  в разрезе скв. 2.

Для нижней части разреза, в составе которой резко преобладают метабазиты, характерны только отрицательные значения  $A$  (рис. 1). В верхней (терригенной) части разреза низкие значения параметра  $A$  наблюдаются, как правило, в связи с зонами оруденения преимущественно на их периферии, что обусловлено присутствием в таких участках вулканогенного материала средней основности.

На диаграмме  $AKF$  (поле  $AF$ , рис. 1) также видно, что большинство точек составов зеленых сланцев, залегающих в основании разреза, соответствует вулканитам типа базитов. Локализация фигуративных точек в правой части контура базитов с выходом за его пределы в сторону увеличения параметра  $A$  свидетельствует о том, что среди вулканогенных пород преобладают туфогенные разновидности и туффиты с различной долей терригенного материала. Таким образом, судя по реликтам миндалекаменных текстур, особенностям структуры и состава пород, можно сделать вывод о существенной роли основного вулканизма на начальных стадиях формирования железорудной толщи. Кварцево-хлоритовые зеленые сланцы, залегающие на метадоломитах, и вмещающие прослои железистых кварцитов и гематит-магнетитовых руд, имеют информативные параметры, характерные для нормально осадочных пород. В поле  $AF$  диаграммы  $AKF$  точки их составов образуют единый плотный рой, отражающий ряд дифференциации от переотложенных продуктов выветривания основных и ультраосновных пород до монтмориллонитовых глин. Очень редко среди хлоритовых сланцев встречаются образования типа базитов.

Из расположения фигуративных точек железистых кварцитов и оруденелых зеленых сланцев (рис. 2) видно, что эти породы резко отличаются по своим петрохимическим особенностям. Точки железистых кварцитов (за вычетом рудной составляющей) обособились в области составов вулканитов средней основности, а оруденелые сланцы, так же как и их безрудные аналоги, соответствуют нормальным осадкам. Учитывая эти данные и распределение рассматриваемых пород в разрезе, можно полагать, что образование железистых кварцитов было обусловлено отдельными вспышками андезитового вулканизма на общем фоне терригенной седиментации, причем накопление железа продолжалось и после проявлений вулканической активности.

Сопоставление геологических материалов и петрохимических данных по

Рис. 1. Положение фигуративных точек пород на поле  $AF$  диаграммы

$AKF$  и вариации параметра  $A$  в разрезе скв. 2

1 — оруденелые зеленые сланцы и железистые кварциты; 2 — карбонатсодержащие биотит-хлорит-кварцевые сланцы; 3 — амфиболовые сланцы; 4 — линия  $A = +70$ , вправо от которой размещаются точки существенно глинистых пород

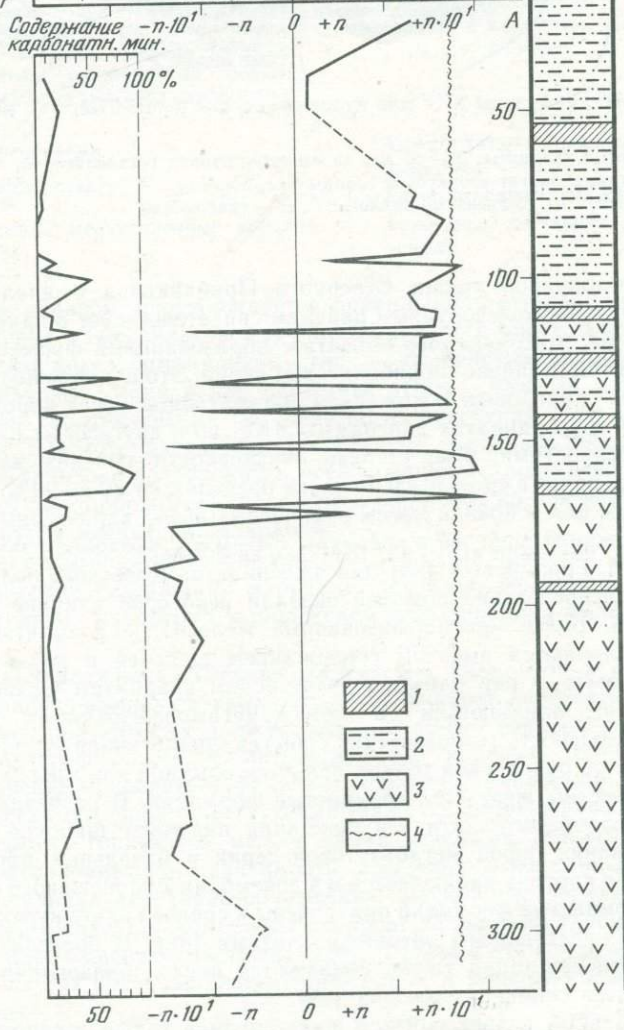
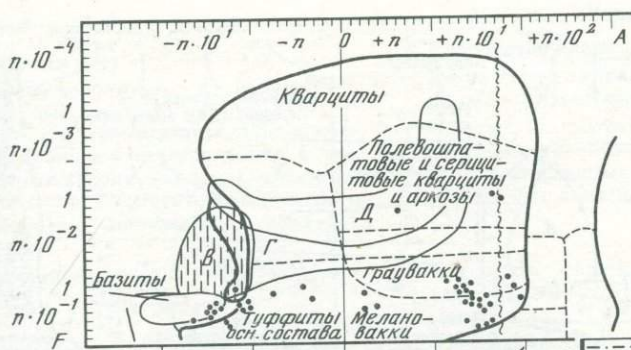




Рис. 2. Поле AF диафрагмы АКФ для рудовмещающих пород Тыйского месторождения

1 — железистые кварциты; 2 — то же, за вычетом рудной составляющей; 3 — зеленые кварцево-хлоритовые, биотит-хлоритовые сланцы с карбонатами. А — ультрабазиты; Б — базиты; В — сиениты и их эффузивные аналоги; Г, Д — гранитоиды

породам железорудной толщи Северного Прибайкалья с аналогичными данными по другим железорудным районам свидетельствует о принципиальном сходстве рассматриваемого объекта с образованиями формации железистых кварцитов сланцево-амфиболитовых серий. Это подобие подтверждается не только одинаковым положением фигуративных точек пород указанной формации в координатах диаграммы АКФ, но и другими их петрохимическими особенностями. Так, степень окисленности тыйских железистых кварцитов варьирует в сравнительно узких пределах, от 70 до 90%, и в соответствии с этим для основной массы рудоносных пород характерны незначительные содержания щелочей в пределах 0,1—0,6%. Подобная зависимость отмечена П. М. Горяиновым [23] для джеспилитов Кольского полуострова. Правда, на распределение щелочей оказали некоторое влияние процессы метаморфизма: Более метаморфизованные железистые кварциты участка Севиликон отличаются высоким содержанием щелочей и низким —  $H_2O$ . По этим параметрам они близки к железистым кварцитам Оленегорского месторождения, залегающим в высокометаморфизованных породах.

Последовательность геологических событий, аналогичная этапам формирования Тыйской рудоносной толщи, является обычной для многих районов, в которых известны железисто-кремнистые формации. В разрезах Украинского кристаллического щита эти формации получают широкое развитие после образования пород метабазитовой серии и базальных парагнейсов [95]. Подобная картина наблюдается и в докембрии Воронежского щита, где железисто-кремнистые формации приурочены к средней свите курской серии, низы которой представлены ортоамфиболитами [82]. В пределах Балтийского щита эти формации также появляются после образования мощных толщ вулканитов основного состава [89].

Принципиальный разрез тыйской железорудной толщи в сопоставлении с разрезом такого же типа Украины (если отвлечься от второстепенных деталей местного значения) приведен ниже.

## Тыйская полоса

Известняки (?)

Кварцево-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые сланцы

Биотит-хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы в переслаивании с железистыми кварцитами и рудами магнетитового и гематито-магнетитового (с хлоритом, биотитом, актинолитом) состава

Кристаллические известняки (доломитовые?)

Актинолитовые, эпидот-актинолитовые, амфиболовые и другие сланцы с силикатами кальция, иногда с кварц-карбонатными включениями, редкими пачками железистых кварцитов и сланцев

Карцито-песчаники

Гравелиты

Полимиктовые мелкогалечные конгломераты (?)

## Украина

Карбонатно-хлоритовые сланцы

Хлорит-магнетитовые кварциты и сланцы, часто известковистые

Слюдисто-хлорито-магнетитовые и карбонатно-магнетито-гематитовые кварциты с отдельными залежами гематит-мартитовых и магнетитовых руд

Слюдистые сланцы и кварциты, известковистые сланцы и доломитовые мраморы

Хлорит-амфиболовые (актинолитовые) сланцы и кварциты, железистые кварциты с сидеритом

Амфиболиты с прослоями железистых кварцитов

Хлористо-слюдистые кварцевые сланцы

Аркозовые песчаники, иногда конгломераты

Таким образом, подтверждается правильность отнесения тыйских железистых пород к джеспилитовой группе. Выявляется также их принадлежность к определенному формационному типу — железистым кварцитам сланцево-амфиболитовых серий и как следствие этого — важный в промышленном отношении стратиформный тип железного оруденения. При оценке перспективности Тыйского месторождения следует учитывать ряд обстоятельств.

1. По данным лабораторного исследования технологических проб, тыйские руды легко обогатимы, полезные компоненты из них извлекаются в основном путем магнитной сепарации.

2. Эти руды практически не содержат вредных примесей. Для них характерны высокие содержания марганца, достигающие 2—8%, что особенно важно в связи с вопросом о комплексном использовании железистых кварцитов.

3. Принадлежность тыйских железистых кварцитов к формационному типу сланцево-амфиболитовых серий увеличивает перспективность поисковых работ, при которых должно быть обращено первоочередное внимание на стратиграфический и литологический контроль оруденения. Большое значение приобретает факт, установленный геологами Северобайкальской экспедиции, свидетельствующий также о стратиграфическом положении продуктивных горизонтов между двумя мощными толщами карбонатных пород. Установленная зависимость позволяет конкретизировать поиски.

4. Синклиальный характер строения Тыйской железорудной полосы дает основания ожидать значительный прирост запасов на глубине (нагнетание рудных масс в ядерную часть складки). В связи с этим рекомендуется проведение буровых поисково-разведочных работ, и в первую очередь на участке Горбылак.

5. Непосредственно через железорудное месторождение проходит трасса БАМ. Кроме того, по соседству с ним находятся Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение и Довыренский никеленосный массив. Эти обстоятельства чрезвычайно благоприятствуют комплексному освоению минерально-сырьевой базы Северного Прибайкалья.

# ГЕОЛОГИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

С. А. Гурулев

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Медно-никелевые сульфидные месторождения и рудопоявления Северного Прибайкалья, которые ранее генетически связывали с довыренским интрузивным комплексом, представляется целесообразным в настоящее время подразделить на три генетических типа: 1) медно-никелевые проявления, связанные с гипербазитовой формацией (яршинский комплекс) нижнего протерозоя, 2) медно-никелевые месторождения, связанные с габбро-перидотитовой формацией (довыренский комплекс) нижнего структурного этажа позднего протерозоя; 3) медно-никелевые месторождения, связанные с габбро-перидотитовой формацией (довыренский комплекс) верхнего структурного этажа позднего протерозоя. Все эти месторождения и рудопоявления различаются структурно-генетическими признаками (таблица).

Месторождения, связанные с гипербазитовой формацией, как известно, являются промышленными, хотя их масштабы невелики. В них сульфидная минерализация приурочена к гипербазитам, а также к сланцевым околоинтрузивным толщам. В Северном Прибайкалье месторождения этого типа следует искать в толщах нижнего протерозоя, насыщенных сульфидами и прорванных гипербазитовыми интрузиями. Намечаются первоочередные площади по поискам медно-никелевых руд, генетически связанных с гипербазитами.

Медно-никелевые месторождения габбро-перидотитовой формации нижнего структурного этажа, представителем которых выступает Чайское месторождение, характеризуются приуроченностью к ксеногенным телам гипербазитов в более молодых по возрасту габброидах. Такой тип медно-никелевых месторождений неизвестен в мировой практике. Судя по материалам, полученным при изучении Чайского месторождения, данный тип обладает значительными перспективами. Рекомендуется проведение поисковых работ на площадях распространения нижнепротерозойских отложений, прорванных габброидными интрузиями. Наиболее перспективны массивы с конфокальными телами гипербазитов, с зонами интенсивной магматической переработки.

Медно-никелевые месторождения габбро-перидотитовой формации верхнего структурного этажа (Июко-Довырен, Давакан) характеризуются развитием в основном вкрапленных сульфидных руд, сосредоточенных в нижней эндоконтактной зоне, а также в меньшей мере — сплошных руд в контактах с ксенолитами и вмещающей толщей, и жильных руд. Перспективы этого генетического типа связаны с распространением отложений средне-

**Структурно-генетические признаки медно-никелевых месторождений  
Северного Прибайкалья**

Структурно-генетические признаки	Типы месторождений		
	1	2	3
Рудоносная формация	Гипербазитовая	Габбро-перидотитовая	Габбро-перидотитовая
Возраст формации	Нижний протерозой	Верхний рифей	Верхний рифей
Геологические условия становления формации	Геосинклинальные	Платформенные	Платформенные
Глубина формирования рудоносных интрузий	Значительная	Значительная	Умеренная
Процессы, регулирующие породо- и рудообразование	Магмаметасоматоз	Магмаметасоматоз	Магмаметасоматоз, дифференциация
Рудоконтролирующие структуры	Зоны амфиболизации	Контактные окколсенолитные зоны	Нижняя эндоконтактная зона, контакты, трещины
Продуктивные силикатные ассоциации	Амфиболовые породы	Ортопироксениты, плагиоперидотиты	Плагиоперидотиты
Главные стадии рудоотложения	Позднемагматическая	Ранне- и позднемагматическая пневматолито-гидротермальная	Позднемагматическая, пневматолито-гидротермальная
Температурные условия	—	600—200 °С	600—150 °С

верхнепротерозойского возраста и с развитием в них габбро-перидотитовых интрузий. Наиболее заслуживают внимания отложения с сульфидной минерализацией, поскольку устанавливается на основании геологического анализа и распределения изотопов серы связь оруденения с сероносыщенностью вмещающих рудоносные интрузии отложений.

Анализ структурно-генетических признаков месторождений выделенных генетических типов показывает, что для всех типов медно-никелевых руд характерна структурная и генетическая зависимость от состава вмещающих рудоносную интрузию отложений и пород. Последние выступали источником серы, обеспечивавшей благоприятную среду для рудоотложения, в то время как магма несла металлы. Для разных генетических типов источники серы были различными: для первого типа — колчеданное оруденение нижнепротерозойских толщ, для второго — колчеданное оруденение, руды первого типа, для третьего — колчеданное оруденение отложений позднего докембрия. Структурное распределение медно-никелевых руд регулировалось процессами магматического замещения, ходом развития рудно-магматических систем, глубиной становления интрузий.

Северо-Байкальский регион в силу сложной геологической истории в докембрии характеризуется, таким образом, несколькими генетическими типами медно-никелевых сульфидных месторождений, что создает благоприятные предпосылки для поисков промышленных месторождений.

В. Е. Викулов, Г. И. Туговик

**ПЕТРОЛОГИЯ ЧАЙСКОГО  
СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Чайское сульфидно-никелевое месторождение приурочено к одноименному интрузиву ультраосновных и основных пород, расположенному в Северном Прибайкалье, в верховьях р. Чаи (бассейн р. Лены). Массив вмещает осадочно-метаморфические сложно дислоцированные образования раннего протерозоя (кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, мраморизованные известняки, кварциты и кварцитовидные песчаники). Северо-западный контакт массива перекрыт терригенно-осадочными породами нижнего кембрия (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты). В тектоническом отношении массив приурочен к северо-западному крылу крупной раннепротерозойской структуры первого порядка — Байкало-Мамскому антиклинорию, к участку сопряжения этого крыла со структурой второго порядка — среднепротерозойским Тья-Олокитским синклинорием, осложненным вблизи массива структурой третьего порядка — нижнекембрийской Холоднинской грабен-синлиалью.

Чайский массив сложен породами позднепротерозойского довыренского комплекса, сформировавшимися в две фазы. В первую фазу, магматическую, были образованы дуниты. Во вторую фазу произошло становление габброидов. В результате воздействия габброидной магмы на дуниты часть последних была преобразована в породы промежуточного ряда, соответствующие по составу пироксен-плаггиоклазовым дунитам, троктолитам и перидитам. Вторая фаза характеризуется развитием метасоматических процессов, с ней связаны процессы рудообразования.

Форма массива сложная и асимметричная. В этом отношении Чайский массив отличается от базит-гипербазитовых интрузивных тел Северо-Байкалья и других районов, массивы которых характеризуются в плане линзовидной, эллипсоидальной или овальной формой. Наследуя в своем формировании складчатые структуры вмещающей рамы и приурочиваясь к продольной и поперечной синклиналим структурам осадочно-метаморфических пород, Чайский массив представляет собой сложное дугообразно-серповидное тело, ориентированное выпуклой частью к юго-востоку. Юго-западная часть массива — «продольная залежь» — ориентирована согласно генеральному структурному плану в субширотном направлении. Северо-восточная часть Чайского массива — «поперечная залежь» — направлена субмеридионально, поперек основных складчатых и разрывных структур региона. Такое оригинальное строение массива определяется не только пространственным положением его контактов, но и подчеркивается всеми его внутрискруктурными элементами — плоскостной и линейной ориентировкой темноцветов, ориентировкой ксенолитов, гипербазитов и вмещающих пород, трещинной тектоникой и др. На участке сопряжения продольной и поперечной залежей (район участка «Надежда») трассируется постепенный переход простирания всех внутренних структур от субширотного к субмеридиональному.

Современное пространственное залегание Чайского массива является вторичным. В результате этого продольная залежь получила дополнительный наклон к северо-западу на угол порядка  $40^\circ$  и в настоящее время залегает

субвертикально с крутым падением преимущественно на северо-запад, а поперечная залежь получила дополнительное склонение к северо-западу. Направление простираения внутренних структурных элементов массива почти не изменилось. «Переход» массива во вторичное залегание сопровождался образованием многочисленных поперечных разрывов и блоковыми ступенчатыми перемещениями, причем каждый юго-западный блок оказался приподнятым относительно соседнего, северо-восточного.

Внутреннее строение залежей массива неидентичное. Продольная залежь характеризуется зональным строением: центральная ее часть сложена дунитами, периферия — габброидами, переход от дунитов к габбро постепенный, через породы промежуточного состава. Поперечная залежь представлена преимущественно габброидами, в которых залегают удлиненные ксенолиты осадочно-метаморфических и ультраосновных пород.

Формирование руд на месторождении строго подчинено структурно-литолого-геохимическому контролю. Структурно-тектонические факторы определили четкую приуроченность всех рудных тел к единой тектонически ослабленной зоне, заложенной еще в дорудный этап формирования массива. В пределах этой зоны проявились частные закономерности локализации. Одна из них — локализация наиболее богатых (сплошных) руд в «рудных ловушках» — участках изгибов структуры, где широко проявились процессы взрывного брекчирования. Литологический контроль обусловил концентрацию сульфидно-никелевых руд в измененных гипербазитах и пироксен-плаггиоклазовых породах, залечивающих брекчию гипербазитов. Геохимический контроль определялся условиями, в которых при достаточном количестве осадителей сульфидов — кальция, натрия и калия — взаимодействовали никель, сера, железо, магний, алюминий.

Характерной особенностью Чайского месторождения является наличие двух структурных уровней оруденения, отражающих в какой-то мере вертикальную зональность эндогенной минерализации. Рудные тела, располагающиеся в пределах каждого из уровней, резко отличаются друг от друга факторами рудолокализации, условиями залегания, минеральным составом, гипсометрическим положением и другими особенностями, а главное — приуроченностью богатого никелем оруденения к нижнему уровню (абс. отм. 1100—800 м и ниже).

Для окончательной оценки перспектив Чайского рудного поля необходимо провести серию буровых работ с целью выявления прогнозируемого столба богатых руд на участке изгиба структуры рудного поля и поиски слепых рудных тел в пределах рудоконтролирующей структуры.

И-за структурных особенностей рудного поля, скважины должны буриться под углами 70—80°; азимуты бурения в пределах продольной залежи (проф. 15-018) — юго-восток, 160—170°; на участке изгиба структуры рудного поля (проф. 014-018) — юго-восток, 100—120°; на участке Огиендо северо-восток, 70—75°.

Постановка буровых работ в комплексе с геофизическими и другими методами поисков позволит выявить новые рудные тела слепого залегания и по настоящему оценить месторождение.

Для повышения эффективности работ по выявлению медно-никелевого оруденения нами исследована возможность применения двух геохимических методов: гамма-спектрометрического и декрепито-метрического.

Гамма-спектрометрический анализ, выполненный в лаборатории ядерно-

физических методов Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР под руководством А. М. Гофмана, не позволил уверенно отбивать границы разновидностей ультраосновных и основных пород и рудных участков, так как значимые величины содержаний естественных радиоактивных элементов (урана, тория и калия) оказались ниже современного порога чувствительности этого метода.

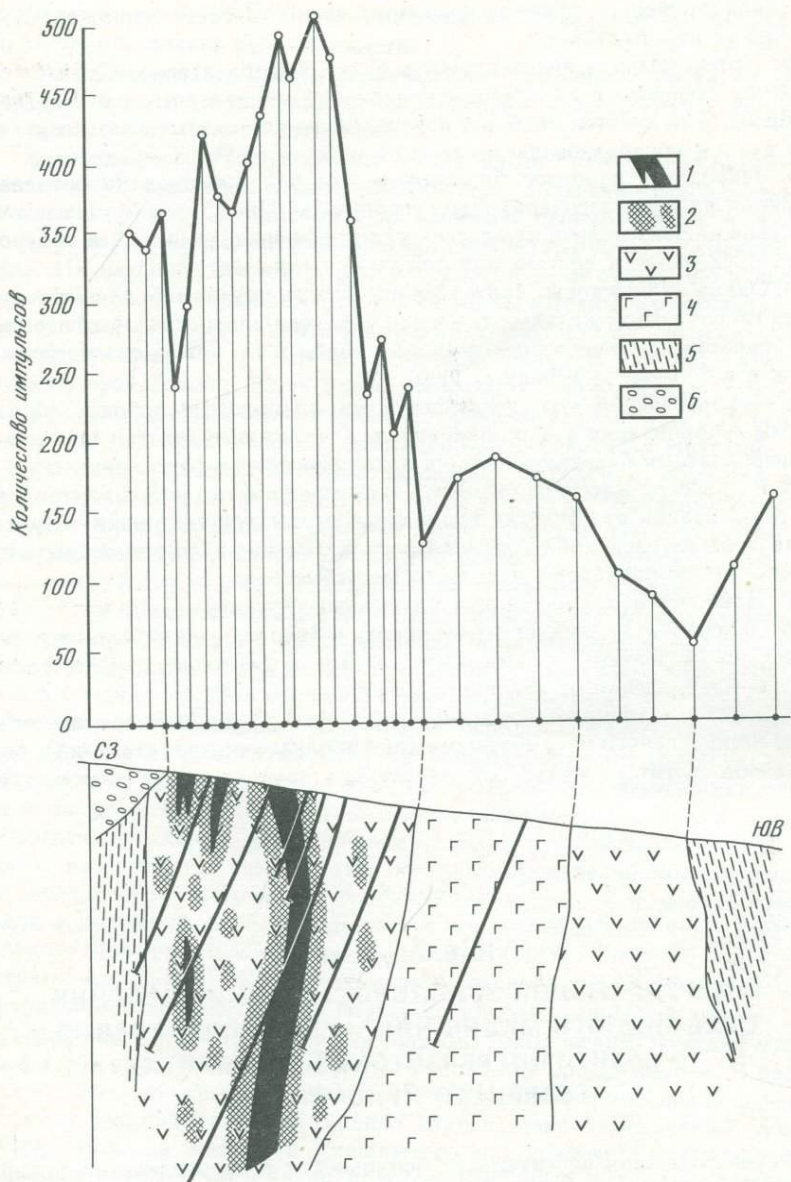
Проведенные исследования руд и вмещающих пород (дуниты и их гидротермально-метасоматически преобразованные разновидности) на декрепитометре системы Н. Н. Ермакова позволили установить четкую разницу в их декрепитометрической активности.

У неизменных и слабосерпентинизированных дунитов в четырехграммовой навеске фракции 0,25—1 мм фиксируется 10—20 микровзрывов, по оруденелым брекчиям, породная часть цемента которых представлена пироксен-плагиоклазовыми и троктолитовыми разновидностями, — 80—120 и по сплошным рудам — 200—360 микровзрывов. Этим методом четко фиксируются ореолы пропаривания, отбиваемые на расстоянии 10—20 м от рудных тел (рисунок). Полученные данные позволяют считать, что для выявления сульфидно-никелевых руд не только в пределах Чайского месторождения, но и вообще в ультраосновных массивах наиболее эффективными будут поиски с комплексным применением геохимического опробования коренных пород и метода декрепитации. В этом случае можно будет отличить геохимические аномалии, обусловленные гидротермально-метасоматической деятельностью, приводящей к появлению сульфидной медно-никелевой минерализации, от пока бесперспективных аномалий, связанных с наличием силикатов никеля. Устанавливается также возможность обнаружения «слепого» сульфидно-никелевого оруденения в ультраосновных породах с помощью декрепитационного каротажа поисковых скважин. Применение этого метода позволяет, на наш взгляд, более целенаправленно производить буровые работы, сократить стоимость и сроки оценки сульфидно-никелевых рудопроявлений, что особенно важно для Чайского месторождения, находящегося в зоне БАМ.

Кроме того, декрепитационным анализом подтверждена температура образования сульфидно-никелевых руд Чайского месторождения, определенная М. Ф. Труновой по изотопным соотношениям серы и распределению кобальта в сосуществующих пирите и пирротине. По данным декрепитации, основная масса промышленных сульфидных минералов была отложена при температуре около 430°, что еще раз свидетельствует об образовании руд гидротермально-метасоматическим путем. Данный вывод имеет большое практическое значение, так как при этом процессе в пределах месторождения возможно формирование богатых «отщепленных» (жилообразных) гидротермальных рудных залежей, на которые необходимо обратить внимание при практической работе.

Особенности внутренней структуры Чайского рудного поля, закономерности локализации в его пределах руд и генезис месторождения обусловили возможность характеризовать сульфидно-никелевое оруденение рядом специфических признаков и поисковых критериев. Отметим те, которые являются отличительными для Северо-Байкальской никеленосной провинции.

1. Никеленосными могут быть массивы, в которых пространственно совмещены гипербазиты с более молодыми габброидами. Этот признак представляется весьма важным, так как в планетарном базит-гипербазитовом поясе, располагающемся в складчатом обрамлении Сибирской платформы, таких



### Декрепитометрическая активность Чайского медноникелевого РЭС

1 — оруденелые взрывные брекчии, 2 — зоны вкрапленных руд, 3 — дуниты, 4 — габбро-нориты, 5 — метаморфические породы, 6 — конгломераты

массивов множество, причем в некоторых из них известна бедная сульфидно-никелевая минерализация.

2. Потенциальная никеленосность базит-гипербазитовых массивов определяется степенью и характером проявления месоматического воздействия габброидов на дуниты: наиболее перспективны на никель те массивы, в которых дуниты преобразованы до состава плагиоклазовых перидотитов.

3. Породами, наиболее благоприятными для локализации оруденения, являются плагиоклазосодержащие гипербазиты. При этом для никеленосных массивов не обязательна их классическая дифференция *in situ* и приуроченность оруденения к донным или лежащим частям интрузивов.

4. Одним из поисковых критериев никелевого оруденения служит наличие среди гипербазитов жильных тел и зон пироксен-плагиоклазовых пород, так как закономерны взаимопереходы этих пород в их минерализованные разности и в богатые сульфидные руды.

5. Базит-гипербазиты, воздействуя на вмещающие породы, образуют ореолы габброизации и ороговикования. Контактные участки этих ореолов с гипербазитами благоприятны для локализации сульфидно-никелевых руд.

6. В пределах массивов основных и ультраосновных пород благоприятны для локализации руд участки проявления разрывной тектоники — трещины скола, зоны интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования с признаками алюмо-кальциево-щелочного метасоматоза.

7. Наиболее рудовмещающих разрывных структур.

8. Поиски руд не следует ограничивать только контурами массивов базит-гипербазитов. Никеленосными могут быть и сателитовые залежи, расположенные на удалении от основного массива.

9. Базит-гипербазитовые массивы, в которых интенсивно проявлены процессы регионального метаморфизма (амфиболизация, гранитизация), на обнаружение богатого сульфидно-никелевого оруденения не перспективны.

УДК 553.4 + 553.065 (571.54)

**И. Б. Борголов**

## **О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ**

О существовании вертикальной зональности в распределении сульфидного медно-никелевого оруденения внутри наклонно залегающих рудоносных интрузивов достаточно обстоятельное описание дано в работах, посвященных изучению сульфидно-никелевых месторождений Печенги на Кольском полуострове. Сущность этой закономерности заключается в том, что концентрация сульфидного медно-никелевого оруденения в наклонно залегающих рудоносных интрузивах постепенно увеличивается в направлении их падения и достигает максимальной величины в прикорневых частях [23]. В настоящее время массивы Каула и Алларечинское представляют собой обогащенные

сульфидами их корневые части, Камкииви — среднюю и, по-видимому, Пильгуярви — только верхнюю части.

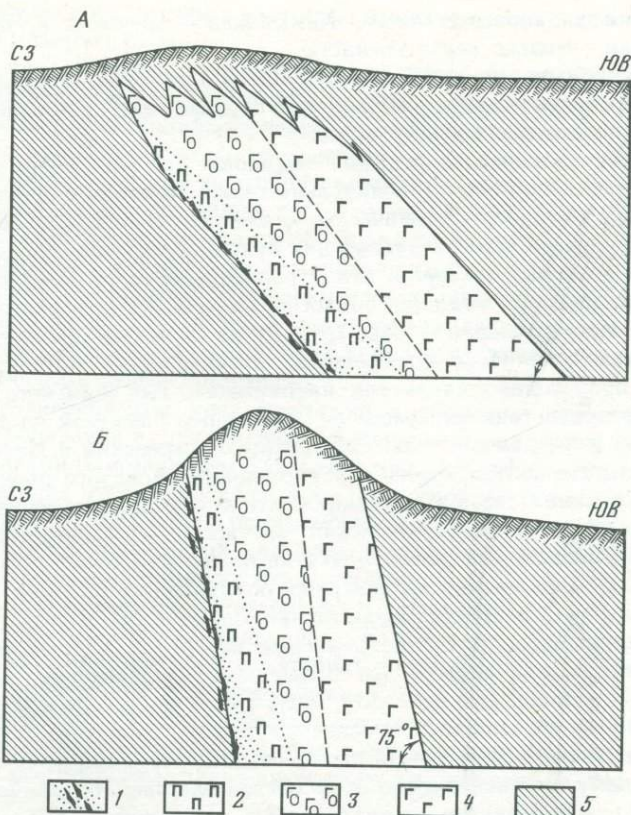
Таким образом, на уровне современного эрозионного среза на земную поверхность здесь выходят различные по глубине залегания участки рассматриваемых никеленосных интрузивов.

Проведенными исследованиями установлено, что северо-байкальские никеленосные интрузивы первоначально также залегали наклонно, но в результате последующих тектонических движений первоначальное их положение было нарушено и некоторые из них приобрели крутое современное залегание. Их изучение показало, что в распределении сульфидно-никелевого оруденения здесь наблюдается аналогичная печенгским вертикальная зональность. Так, например, наиболее крупный из изученных базит-гипербазитовых интрузивов — Иокко-Довыренский никеленосный плутон, внедрение которого происходило вдоль так называемого Тья-Мамского глубинного разлома, впоследствии был рассечен поперечным разломом на два неравнозначных по размерам «блока»: собственно Довыренский и Иокский.

В результате последующего неравномерного блокового поднятия основной Довыренский массив был поднят более высоко по сравнению с его юго-западным продолжением — Иокским массивом — и соответственно был глубже эродирован. Поскольку поднятие основного Довыренского массива происходило вдоль наклонной поверхности глубинного разлома, то одновременно с этим имел место его поворот в пространстве [4]. В результате такого своеобразного поднятия с одновременным поворотом массива более интенсивному разрушению подверглись горные породы, слагающие главным образом его лежащий бок. Это привело к тому, что на земную поверхность вышли рудоносные ультраосновные и основные породы лежащего бока массива, ранее перекрытые лежащими выше основными породами (рисунком).

По нашему мнению, именно этим обстоятельством объясняется относительно широкое развитие ультраосновных и основных пород в пределах Довыренского массива, прослеживаемых узкой полосой вдоль его лежащего бока. С ними генетически связаны основные проявления медно-никелевых руд нередко с промышленным содержанием никеля. Среднее содержание никеля в рудоносных ультраосновных и основных породах лежащего бока основного Довыренского массива составляет 0,18%. Вместе с тем следует отметить, что его значение заметно выше указанной цифры в районе участка Центрального, где этот массив подвергся наиболее глубокой эрозии.

Теперь рассмотрим смежный с основным, Довыренским, Иокский массив, являющийся непосредственным его юго-западным продолжением. В результате того, что этот массив был отделен от Довыренского массива поперечным разломом, его поднятие происходило относительно замедленным темпом. Поэтому Иокский массив и вмещающие его осадочно-метаморфические отложения имеют относительно пологое, наклонное залегание под углом 60—65°. В отличие от основного, Довыренского массива, на этом массиве ультраосновные породы пользуются ограниченным распространением и прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы вдоль его лежащего бока. По-видимому, рудоносные ультраосновные и основные породы перекрыты здесь гипабиссальными основными породами габбро-диабазового состава. Сульфидные медно-никелевые проявления на этом массиве встречаются редко, и в них содержание никеля низкое. Это в основном пирротиновые руды с весьма убогим содержанием никеля и других полезных компонентов.



Схематический поперечный разрез первоначального (А) и нарушенного вторичного (Б) положения Довыренского базит-гипербазитового массива

1 — вкрапленные и вкрапленно-прожилковые сульфидные медно-никелевые руды; 2, 3 — рудоносные ультраосновные (2) и основные (3) породы первой интрузивной фазы; 4 — основные породы второй интрузивной фазы; 5 — вмещающие осадочно-метаморфические отложения ондокской свиты верхнего протерозоя

Общее содержание никеля в основных и ультраосновных породах этого массива заметно ниже, чем в основном Довыренском массиве, менее 0,15%.

Подобно Йоко-Довыренскому, Чайский никеленосный плутон также подвергался неравномерному блоковому поднятию. В результате этого его юго-западный фланг, именуемый нередко Южным массивом, оказался приподнятым более высоко, чем вся его остальная часть и соответственно глубже эродированным. Поэтому эрозией здесь вскрыты более глубоко залегающие рудоносные ультраосновные и основные породы. С ними генетически связаны богатые скопления сульфидных медно-никелевых руд. Но, к сожалению, установление общей закономерности локализации сульфидного оруденения здесь сильно затруднено из-за крайне сложной геотектонической обстановки. В целом содержание никеля в рудоносных породах Южного массива более высокое по сравнению со всей остальной частью Чайского плутона, а также с другими никеленосными интрузивами этого района и составляет 0,21%.

Таким образом, наиболее интересные промышленные скопления сульфидно-никелевых руд в изученных никеленосных интрузивах находятся в генетической и пространственной связи с относительно глубоко залегающими рудоносными ультраосновными и основными породами, выведенными на земную поверхность в результате последующих тектонических движений. Такая закономерность в распределении сульфидно-никелевого оруденения в наклонно залегающих никеленосных интрузивах находит удовлетворительное с точки зрения магматической дифференциации и ликвации никеленосной базит-гипербазитовой магмы. В результате магматической дифференциации и ликвации отделившиеся сульфидные капельки вместе с тяжелыми силикатными частицами устремляются к нижней придонной части магматической камеры с последующим их осаждением на ее дне.

В результате течения вдоль наклонной поверхности магматической камеры отликвировавшейся сульфидной фракции магматического расплава происходит постепенное увеличение ее концентрации в направлении падения наклонно залегающих рудоносных интрузивов. Так возникает вертикальная зональность в распределении сульфидно-никелевого оруденения внутри наклонно залегающих никеленосных интрузивов с концентрацией наиболее интересных промышленных его скоплений в прикорневых частях последних.

С точки зрения магматической дифференциации и ликвации наиболее удовлетворительное объяснение преимущественная локализация наиболее богатых прожилково-вкрапленных и сплошных сульфидных руд в зоне экзоконтакта никеленосных интрузивов. Как известно, такая закономерность в их размещении была достоверно установлена в процессе изучения Талнахского и Октябрьского сульфидно-никелевых месторождений в Норильском районе [90]. По-видимому, в рассматриваемом случае накопившиеся в придонной части пологопадающих, равно как наклонно залегающих, никеленосных интрузивов сульфидные руды в результате последующей активации тектонических движений устремляются вдоль ослабленных зон, локализуясь в различного рода структурных ловушках, образовавшихся в области контакта рудных интрузивов с вмещающими их осадочно-метаморфическими образованиями. Поэтому следует изучать не только области эндоконтактов рудоносных интрузивов, как это было сделано в 60-х годах при изучении Иокон-Довыренского никеленосного плутона. Более тщательно следует изучать области экзоконтактов рудоносных интрузивов, поскольку именно здесь могли образоваться различные разрывные структуры, которые впоследствии послужили вместилищем рудных скоплений.

Таким образом, в наклонно залегающих никеленосных интрузивах вследствие существующей вертикальной зональности в распределении сульфидно-никелевого оруденения наиболее перспективны более глубокие, корневые, их части.

Образовавшиеся в результате магматической дифференциации и ликвации наиболее интересные промышленные скопления сульфидно-никелевых руд в никеленосных интрузивах преимущественно локализируются в области их лежащего экзоконтакта. Поэтому области экзоконтактов этих интрузивов должны подвергаться более тщательному изучению.

## ГЕОХИМИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ ПРИ СТАНОВЛЕНИИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Северные районы Прибайкалья и Забайкалья, по которым было намечено проложить Байкало-Амурскую магистраль, характеризуются широким проявлением докембрийского гипербазит-базитового интрузивного магматизма. С ним здесь связан разнообразный комплекс полезных ископаемых, а именно: собственно-магматические месторождения и рудопроявления медно-никелевых, хромитовых и титаномагнетитовых руд, контактово-метасоматические медные и постмагматические хризотил-асбестовые и нефритовые месторождения. Помимо этого, по данным ранее проводившихся исследований, имеются указания на присутствие проявлений платиноидов в ряде гипербазит-габбровых массивов этого района.

Проблема поисков платиноидов сейчас очень актуальна. В связи с научно-техническим прогрессом металлы группы платины находят все большее использование в промышленной сфере. Если в начале текущего столетия они шли главным образом на нужды ювелирного дела, то теперь широко применяются в технике. В промышленно развитых капиталистических странах около 30% платиноидов потребляется химической промышленностью, 25 — в процессе переработки нефтей, 20% — в электротехнике при конструировании высокоточных приборов. В последнее время установлены очень ценные легирующие свойства платиноидов, что открыло перед ними большие возможности применения в металлургии.

Показателем повышенного интереса к платиноидам является ежегодное увеличение их добычи за рубежом. Примерно с 1963 г. на мировом капиталистическом рынке ощущается дефицит в металлах платиновой группы. В 1971 г. мировая потребность в платине составляла 80—100 т, а к 2000 г., по оценке американских специалистов, она возрастет до 231—388 т.

Концентрирование того или иного элемента в природном процессе, как известно, определяется особенностями его геохимии. Поэтому естественно было бы рассмотреть сначала эти особенности металлов платиновой группы, а затем, учитывая специфику геологического строения данного района, оценить перспективы их поисков.

В группу платиноидов, кроме Pt, входят Ir, Os, Pd, Rh, Ru. По уровням средних содержаний в земной коре (0,001%) и по склонности к рассеянию в природных процессах платиновые металлы подходят под критерии редкости. Из-за их стойкости к внешним воздействиям, платиноиды также относят к группе благородных металлов. По особенностям ядерного строения, которое определяет химические свойства элементов, все металлы группы платины очень сходны. Они имеют близкие атомные радиусы, объемы и плотности. Эти данные определяют их геохимическое сродство. В таблице Д. И. Менделеева все платиноиды находятся в VIII группе и образуют две триады: 1) легкие — Pd, Rh, Ru (5-й период) и 2) тяжелые — Pt, Os, Ir (6-й период). В ближайшем окружении к ним находятся Fe, Co, Ni, а также Cu, Ag, Au. Эти металлы сопутствуют платиноидам в эндогенных процессах. По данным О. Е. Юшко-Захаровой [115], выделяются две геохимические ассоциации платиноидов с сопутствующими металлами: 1) Pt — Os — Ir — Ru —

Cr — Ti, и 2) Pd — Pt — Rh — Ru — Cu — Ni — Au — Ag. Халькофильные и сидерофильные свойства металлов группы платины связаны с низкими значениями их атомных объемов (около  $10 \text{ см}^3/\text{г}$ ).

Миграционная способность элементов в эндогенных процессах зависит от стабильности их комплексных соединений. Все элементы таблицы Д. И. Менделеева по этому признаку разграничиваются на две области: элементы, образующие устойчивые хлоридные и фторидные комплексы. Платина и металлы ее группы входят в первую область. Сюда же относятся Fe, Ni, Co, Au, Ag.

Для всех платиновых металлов характерно наличие свободного  $f$ -уровня и высокие значения потенциалов ионизации. С этими особенностями их строения связана способность платиноидов легко восстанавливаться до самородного состояния. Но для них также характерны природные сплавы с медью, оловом, свинцом и соединения с неметаллами V и VI групп таблицы Д. И. Менделеева — Sb, As, S, Se, Te, Bi.

Минералогия платиноидов очень сложна. В настоящее время известно 56 видов платиновых металлов. Трудность изучения минералогии платиноидов связана с их малой распространенностью и чрезвычайно мелким размером минеральных образований (0,0 п. 0,00 п доли миллиметра), а также с наиболее частым их нахождением в форме сростков с другими минералами. Главную ценность для промышленности практически во всех типах платиновых руд представляют соединения платины с железом (поликсен, содержащий 5—10% Fe, и ферроплатина — 12—28% Fe).

Для выяснения закономерностей поведения платиноидов в эндогенных процессах и условий их концентрации немаловажное значение имеют сведения о распределении этих металлов в литосферных оболочках Земли. Как считает А. П. Виноградов [12], родоначальное вещество Земли по составу было близко к хондритовым метеоритам. Исходя из этой модели и общепринятых соотношений между хондритовыми и железными метеоритами (6 : 1), О. Е. Юшко-Захарова [115] дает такие генеральные оценки содержаний платиноидов в недифференцированном веществе Земли (г/т): Pt — 2,0; Pd — 1,4; Os — 1,0; Ir — 0,7; Rh — 0,6; Ru — 1,3. Близкие к этим оценки концентрации платиноидов в протопланетном веществе Земли приводятся Зюссом и Юри [117, 118].

Источником информации о распределении платиноидов в верхней мантии служат данные о их концентрации в глубинных ксенолитах из кимберлитовых трубок и щелочных оливиновых базальтов. Сейчас изучены в этом отношении ксенолиты из кимберлитов Якутии [114]. Данные по распределению платиновых металлов в наиболее типичных мантийных породах приведены в таблице.

В настоящее время можно считать общепризнанным, что наиболее вероятный состав верхней мантии Земли под континентами отвечает гранатовому [4], а под океанами — шпинелевому [33] перидотитам. Последний является сравнительно более «низкотемпературным» образованием по отношению к первому и более магнезиальным. Как видно из оценок средних содержаний платиноидов (см. таблицу), предполагаемые породы верхней мантии под океаном несколько обогащены платиноидами по сравнению с таковыми под континентами.

Генеральные оценки средних содержаний платиновых металлов в земной коре сейчас можно признать надежными только для палладия. Для других

Породы	Содержание, г/т			P/P (среднее)
	P	P	O	
Гранатовый перидотит	0,06—0,22	0,01—0,03	H/o—0,43	0,3
Шпинелевый перидотит	H/o—0,43	H/o—0,05	0,02—0,43	0,2
Эклогит	0,06	H/o—0,04	H/o—0,37	0,0п—1,0

платиноидов они рассчитываются косвенным путем. По приближенным оценкам той же О. Е. Юшко-Захаровой [115] они выражаются следующими цифрами (г/т): Pt — 0,02; Pd — 0,014; Os — 0,007; Ir — 0,005; Rh — 0,003; Ru — 0,009.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что в процессе дифференциации первичного вещества Земли металлы платиновой группы обнаруживают отчетливо выраженную тенденцию к рассеянию. Земная кора примерно в 100—150 раз, а верхняя мантия — в 10 раз беднее платиноидами по сравнению с хондритовым веществом. В верхней мантии наблюдается неоднородное распределение платиноидов по латерали и их накопление в подкоровом субстрате океанических областей (в шпинелевом перидотите). Последнее положение находит подтверждение в данных о фактическом распределении Pt и Pd в конкретных магматических производных. Известно, что основные и ультраосновные породы складчатых областей, развивавшихся на коре океанического типа, обогащены Mg; Cr, Pt, тогда как породы того же состава, проявленные на платформах, более богаты Fe, Ni, Co, Cu, Pd. Такое распределение Pt и Pd находится в соответствии с термодинамикой процессов породообразования. А. А. Маракушев [61] показал, что для Pt характерна тенденция к вхождению в решетку силикатов с относительно низкой величиной Fe/Mg-отношения (шпинель, форстерит), а для Pd — наоборот (гранат, фаялит).

Геохимические свойства платиноидов и закономерности их поведения в процессе дифференциации первичного хондритового вещества Земли находятся в соответствии с их металлогенией. Известно, что все эндогенные концентрации металлов платиновой группы связаны с областями проявления основного и ультраосновного магматизма [2, 96, 102]. При этом магматические месторождения платиноидов играют ведущую роль по сравнению с постмагматическими. Среди первых по запасам платиноидов стоят сульфидные медно-никелевые, на втором месте — хромитоносные дуниты, на третьем — титаномагнетитовые месторождения с платиной в габбро-пироксенитовых массивах.

Концентрирование платиновых металлов в группе сульфидных медно-никелевых месторождений мира определяется следующими факторами:

а) повышенной магнезиальностью родоначального магматического расплава; как показало изучение этого типа месторождений, наиболее сильной коррелятивной связью платина обладает с магнием;

б) высоким потенциалом серы как катализатора рудного процесса;

в) высокой степенью дифференциации магматического расплава, так как при этом происходит максимальное разделение сапических и мафических компонентов магмы, а также породо- и рудообразующих элементов.

В силу различных химических свойств Pt и Pd с одной и Os, Ir, Ru, и Rh, с другой стороны эти две группы платиноидов характеризуются различным

поведением в рудном процессе. Для платины и палладия наиболее благоприятным является тетраэдрическое окружение в разного рода соединениях, поэтому они концентрируются в халькопирите или пентландите поздних высокомедистых руд. Для Os, Ir, Ru, и Rh в химических соединениях более характерно октаэдрическое окружение, и они обнаруживают тенденцию к изоморфному вхождению в пирротин и накапливаются в наиболее ранних генерациях сульфидов. В этом случае они редко образуют самостоятельные минеральные фазы. В пирротине медно-никелевых руд наиболее высокие концентрации образуют Rh, меньшие — Ru, Os, Ir.

Возможностью изоморфного вхождения  $Pt^{2+}$  и  $Pd^{2+}$  в кристаллическую решетку хромшпинелидов и некоторых островных и цепочечных силикатов (оливин, пироксен) объясняется ассоциация этих металлов с магматическими породами ультраосновного состава, несущими хромитовую и титаномагнетитовую минерализацию. Хромитовые месторождения связаны с гипербазитовой либо с габбро-пироксенит-дунитовой формациями. Эмпирически отмечена более частая распространенность платиноидов в связи с последней формацией.

Ультраосновные породы этой формации обычно характеризуются высокой магнезиальностью, но не образуют рудных концентраций хромитов, а содержат только хромитовую минерализацию. При этом хромиты отличаются низкими концентрациями  $Cr_2O_3$  и высокими —  $Al_2O_3$ . Обычно в этом случае платиноиды включены внутри хромитовых шлиров. В самих дунитах, несущих хромитовую минерализацию, содержания платиноидов очень низкие.

В наиболее известных месторождениях платиноидов в титаномагнетитовых рудах габбро-пироксенитовых массивов пироксениты приурочены к приконтактной зоне дунитов и перидотитов с габброидами. Платиновое оруденение наблюдается в пироксенитах, содержащих вкрапленность титаномагнетита. Причем отмечено, что содержание Pt в безрудных пироксенитах (менее 5% титаномагнетита) выше, чем в рудных, а Pd — наоборот. Это связано с повышением железистости породообразующих силикатов и уменьшением титанистости титаномагнетита [14]. Большая часть платиновых металлов в гусевогорских пироксенитах образует самостоятельные минералы, а меньшая (7—12%) — изоморфно входит в породообразующие и рудные минералы. В целом по месторождению содержания платиноидов низкие, но они извлекаются благодаря комплексному характеру оруденения. Особенностью платиновой минерализации этого месторождения является ее ассоциированность с Au и электрумом [15].

Своеобразный тип месторождений платиноидов связан с формацией габбро-норитовых интрузий древних платформ (Бушвельд, Садбери, [51]). В Бушвельдском плутоне почти все платиновое оруденение приурочено к единственному горизонту, так называемому Рифу Меренского в верхней части Критической зоны. Этот горизонт имеет мощность 0,3—5,5 м и протягивается на 180 км. Внутри горизонта между двумя «прослоями» хромитов (верхним и нижним) находится «слой» пегматоидных плагиоперидотитов с сульфидным медно-никелевым оруденением, в котором также концентрируются платиноиды. В верхнем хромитовом «прослое» (Риф) также есть платиноиды, ассоциирующие с хромшпинелидами. Содержание платиновых металлов меняется от 10 до 60 г/т. Кроме того, в этом же плутоне ряд платиновых месторождений приурочен к своеобразным трубообразным телам гор-

тонолитовых дунитов с хромитом, которые рассекают расслоенность. В гортонолитовых дунитах встречены самые богатые платиновые руды с содержанием платины до 2 кг/т.

Проведенные в последние два десятилетия исследования по формационному анализу гипербазит-базитового магматизма в северных районах Прибайкалья и Забайкалья [26, 27] могут служить вполне удовлетворительной основой для предварительной оценки перспектив платиноносности этого района. Эти исследования позволяют установить, что интрузивные образования ультраосновного и основного состава в формационном отношении далеко не так однородны, как это представлялось ранее [93]. Сейчас в докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы выделяются 7 магматических формаций гипербазит-базитовых интрузий.

С доинверсионным этапом геологического развития рассматриваемой территории связано становление ультраосновных массивов дунит-гарцбургитовой формации. Наибольшее распространение они получили в бассейне среднего течения р. Витим, в зонах глубинных разломов, окаймляющих выходы кристаллического фундамента байкалид. Мелкие тела этого типа встречаются в протерозойском складчатом комплексе Северного Прибайкалья (Яршинский, Ухтинский массивы). Гипербазиты этой формации характеризуются высокой магнезиальностью ( $MgO > 40$  вес. %,  $M/F$  — от 7—14 до 20), и в них встречается шлировая и вкрапленная хромитовая минерализация. В области распространения ультраосновных пород этого типа и отмечены упомянутые россыпи осмия и иридия.

С ранними стадиями развития байкалид, очевидно, также следует связывать интрузии аподунитовых и апоперидотитовых горнблендитов, сопровождающихся медно-никелевым сульфидным оруденением [28]. Тела гипербазитов этого типа встречаются в Северном Прибайкалье и тяготеют к глубинному разлому, отделяющему Кичеро-Мамское поднятие от Олокитского прогиба. Ими сложены небольшие по размерам тела трещинного типа. От гипербазитов дунит-гарцбургитового типа они отличаются низкой магнезиальностью ( $MgO$  — до 30 вес. %) и хромитостью ( $Cr$  — до 32 г/т), высокой железистостью ( $M/F \leq 6$ ), титанистостью ( $Ti$  — в среднем 1,1%), а также повышенными концентрациями  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей. Судя по этим признакам, ультраосновные породы этой формации принадлежат к «относительно железистому» геохимическому типу, по О. М. Глазунову [20], и  $Pd = Ni$  подтипу, если учесть очень низкое  $Cr/Ti$  отношение (0,003) и наличие в них пирротин-пентландитовой минерализации.

С формированием андезит-базальтовых вулканитов сыннерской свиты синхронно внедрение силловых субвулканических интрузий диабазов и диоритовых порфиритов [47]. Наиболее широким распространением они пользуются в отложениях ондокской свиты, подстилающих Сыннерскую мульду. Достоверно связанной с этими магматическими образованиями минерализации не установлено.

По-видимому, в заключительную стадию развития байкалид в осевой части Олокитского прогиба произошло внедрение габброперидотитовых интрузий (довыренский комплекс). Массивы этого типа характеризуются расслоенным внутренним строением и широкими вариациями петрографического состава пород (оливиниты, габбро, перидотиты, анортозиты), что обусловлено процессами внутрикамерной дифференциации магматического расплава. Исходная магма, из которой кристаллизовались плутоны габбро-

перидотитового типа, по химическому составу была близка к толеитовому пикриту, причем обогащена Mg, Ni, Co, Cu и бедна SiO<sub>2</sub> и щелочами. Для этих массивов характерно наличие сульфидной медно-никелевой минерализации, которая локализуется в приподошвенной части интрузивных тел, сложенных здесь недифференцированными разновидностями пород, близкими по составу к исходной для габбро-перидотитовых плутонов магме.

С инверсией в Кичеро-Мамской структурно-фациальной подзоне произошло становление многофазной перидотит-пироксенит-габбровой формации [45]. Ее возникновение обязано процессам глубинной дифференциации магмы толеитового типа, продукты которых в гомодромной последовательности поступали из очаговой зоны к месту их современного залегания. Породы этой формации по сравнению с габбро-перидотитовой обогащены SiO<sub>2</sub>, Fe, Ti, щелочами и бедны MgO. В составе формации преимущественное распространение получили габбро-нориты и габбро, сопровождающиеся ильменит-титаномагнетитовым оруденением.

В Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоне, сформировавшейся на окраине Чарского выступа архейского фундамента, которая характеризовалась протоплатформенным режимом развития в верхнем протерозое, синхронно с образованием в Байкальской геосинклинали габбро-перидотитовых интрузий, происходило становление расслоенных габбро-норитовых массивов чинейского типа. По формационным признакам эти массивы сходны с габбро-норитовыми интрузиями древних платформ по классификации Ю. А. Кузнецова [51]. Они кристаллизовались из магма, близкой по петрохимическим особенностям к континентальным толеитам, очень богатой Fe, Ti, щелочами и бедной MgO. В связи с последним, вероятно, в породах этой формации отсутствует оливин и оливинсодержащие ультраосновные дифференциаты, несмотря на высокую степень расслоенности этих плутонов. К экзо- и эндоконтактовым частям массивов рассматриваемого типа приурочено сульфидное медное оруденение, во внутренних частях локализуются богатые титаномагнетитовые руды.

Базит-гипербазитовый магматизм на рассматриваемой территории завершается внедрением комплекса «малых» интрузий долеритов и конга-диабазов, в которых в ряде случаев отмечалась полиметаллическая минерализация [44]. Если учесть геохимические особенности поведения металлов группы платины в эндогенных процессах и последние данные по формационному расчленению гипербазит-базитовых интрузий, то вырисовывается следующая направленность поисковых работ на платиноиды в рассматриваемом районе.

С высокомагнезиальными хромитоносными массивами «альпинотипных» гипербазитов типа Шаманского и Парамского плутонов следует ожидать появления месторождений собственно платиновых руд и металлов ее триады (Os, Ir). Этот вывод подтверждается наличием осмия и иридия в россыпях. Первоочередному опробованию на платиноиды в массивах этого формационного типа должны быть подвергнуты вкрапленные и шлировые выделения хромитов.

В гипербазитах «относительно железистого» геохимического типа можно ожидать присутствие минералов Pd, Rh, Ru в ассоциации с медно-никелевыми рудами. Но, учитывая мелкие размеры известных массивов этого типа, вряд ли можно рассчитывать на большие запасы в них платиноидов.

Медно-никелевые сульфидные руды в массивах габбро-перидотитового типа перспективны на обнаружение в них минералов Pt, Pd, Ru и Rh и их

соединений с Te, Se, As, Sb. Первоочередными задачами дальнейших исследований являются систематическое опробование руд на указанный комплекс элементов, минераграфическое их изучение с целью выявления минеральных форм платиноидов, а также изучение распределения платиновых металлов в минералах сульфидных медно-никелевых руд.

Бедное платино-палладиевое оруденение можно ожидать также в контактовых пироксенитах, образующихся при взаимодействии габброидов с перидотитами в массивах перидотит-пироксенит-габбровой формации. Оно может быть использовано только в случае промышленной переработки титаномагнетитового оруденения, присутствующего в габброидах. Если учесть высокую титанистость титаномагнетитов и сравнительно низкую железистость пироксенитов, то в этом типе оруденения платина должна преобладать над палладием. Опробованию на палладий также необходимо подвергнуть плагиоклазовые дуниты и перидотиты начальных фаз этой формации, которые содержат вкрапленное и прожилковое оруденение высокоглиноземистых хромитов, как, например, в массиве Кивельевской сопки на берегу оз. Байкал.

Наиболее хорошо изучены в отношении платиноидов руды в массивах габбро-норитового формационного типа [71].

В сульфидных медных рудах массивов этого типа установлены высокие концентрации Pt и Pd, причем последний преобладает, а также большое число минералов платиноидов. Однако ресурсы габбро-норитового типа интрузий в отношении платиноидов этим не исчерпываются. Если учесть низкую титанистость титаномагнетитовых руд и очень высокую железистость родоначальной магмы этих плутонов, то можно надеяться на присутствие платиноидов в окисных железных рудах. С особой тщательностью здесь следует опробовать пироксениты с вкрапленным титаномагнетитом, принимая во внимание недавно обнаруженный «стиллиуотерский» тип платиновой минерализации.

Помимо поисковых работ, в районе необходимо развернуть широкие исследования по геохимии платиноидов в породах мантийного происхождения. Изучение уровня концентрации этих металлов в гипербазитах (особенно «относительно железистой ветви»), представляющих недифференцированный продукт плавления верхней мантии [20], а также в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов Байкальской рифтовой зоны позволит судить о составе верхней мантии на этой территории и о его латеральных и временных вариациях. Это фундаментальная задача также может быть решена путем исследования распределения платиноидов между гипербазитами магнезиальной ветви и комплементарными им габброидами. Последнее также позволит получить дополнительную информацию о вероятной продуктивности магматических формаций региона в отношении платиноидов.

Поскольку эффективность геохимических и поисковых работ по рассмотренным направлениям во многом определяется наличием качественной аналитической базы, первоочередной задачей геологических учреждений Забайкалья является создание такой базы для металлов платиновой группы.

М. П. Лобанов, Г. М. Педяш

## РОЛЬ ДОРУДНО-ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСАХ И ТРОГАХ

За последнее десятилетие резко возрос объем геологических исследований в Прибайкалье, что позволило в значительной степени уточнить прежние представления о геологическом строении этого региона. К числу наиболее актуальных проблем необходимо отнести генезис рудовмещающих зеленокаменных пород Северо-Байкальской ветви Байкало-Муйского пояса и Намаминского трога.

Решение этой проблемы становится особенно важным в металлогеническом отношении, так как именно к зеленокаменным породам приурочены многие известные в районе рудопроявления и месторождения полиметаллов и других полезных ископаемых.

Заложение Байкало-Муйского линеамента и сопряженного с ним Намаминского трога произошло в раннем протерозое, что подтверждается возрастом офиолитового комплекса.

Базит-гипербазитовый комплекс слагает здесь одноименный со швом офиолитовый пояс, представленный метагипербазитовой габбро-диорит-диабазовой сопряженной с основными вулканитами и мигматит-плагиогранитовой формациями. Формационные типы отвечают различным фазам муйского комплекса. Офиолитовый пояс, возможно, представляет собой продукты базальтового слоя, выведенного на поверхность в результате растяжения уже консолидированной сиалической коры, зафиксировав тем самым период значительных горизонтальных перемещений литосферных плит в раннем докембрии [51, 53, 54, 58].

Эволюция дорудно-эндогенных процессов, главным образом метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований пород офиолитового комплекса, протекает стадийно и осуществляется по схеме: исходный субстрат (офиолиты) — плагиогранитизация (нередко мигматизация) — динамометаморфизм (чаще диафторез) — приразломный метасоматоз (региональное и локальное кислотное выщелачивание).

*Плагиогранитизация и деанортизация.* Изучение процессов преобразования пород различных фаз Муйского комплекса на ряде массивов бассейнов рек Джалокана, Тыи, Нюрундукана, Намамы и других, а также габбро-амфиболитов и других ортопород в составе нижнепротерозойской нюрундуканской свиты показало, что в их составе наряду с нормально магматическими дифференциатами широко развиты породы, составляющие обширную группу так называемых «гибридных» и мигматитоподобных пород пестрого состава (от диоритоидов до лейкократовых гранитов).

Их происхождение обусловлено процессами гранитизации, носящей дискретно очаговый характер. В общих чертах процесс изменения базитов (чаще габброидов) при метасоматической гранитизации приводит к раскислению (деанортизация, окварцевание, нередко микроклинизация) и избирательной гомогенизации пород с общей тенденцией к возрастанию лейкократовости.

Например, в Намаминском трого, а также Джалоканской и Нюрундукан-

ской линейных зонах смятия в участках повышенной трещиноватости офиолитов возникли своеобразные ореолы «раскисленных» пород, отвечающих по составу амфиболитовым диоритам, гранодиоритам и фельдшпатизированным гранитам. Нередко их сопровождают зоны мигматитов и плагиогранитов, образованные в процессе проявления селективной плагиогранитизации. Некоторые типы мигматитов потенциально рудоносны и определяют дальнейшую рудногеохимическую специализацию приразломных зон. Представляется целесообразным выделение и картирование: а) первого типа мигматитов с преобладанием палеосомной составляющей преимущественно габбро-амфиболитового и амфиболитового состава; б) второго типа мигматитов с преобладанием меланосомной составляющей диорит-гранодиорит-адамеллитового состава; в) третьего типа мигматитов с преобладанием лейкосомной составляющей плагиогранитового либо граносиенитового состава.

При последующей гидротермально-метасоматической переработке особый интерес представляют зоны с развитием мигматитов второго типа, нередко контролируемые метасоматиты, беззит-лиственитовой формации (Чипчи-кон, Северный и др.).

*Динамометаморфизм и диафторез.* Зеленокаменное перерождение пород офиолитового пояса и трога связывается нами с образованием межблоковых линейных зон интенсивного смятия надвигового и сдвиго-надвигового характера, моноклинальных зон (зон меланжа), крупных надвиговых чешуи и покровов, особенно характерных для водораздельных пространств Верхне-Ангарского и Делюн-Уранского хребтов.

Продукты зеленокаменного перерождения представлены обычно динамосланцами и диафторитами различных температурных ступеней. В зависимости от субстрата приразломной структуры они имеют апогабброидный либо апогранитоидный состав. В некоторых зонах (Нюрундуканская), кроме динамосланцев, имеются серпентинитовый и карбонатный меланж, нередко с протрузивными телами метагипербазитов и габбро-амфиболитов. Следует отметить, что за зеленокаменное перерождение вулканитов (нюрундуканская свита) часто принимаются своеобразные, обычно тонкокопосчатые и пестроокрашенные диафториты актинолит-биотитовой, хлорит-эпидотовой и кальцит-альбитовой ступени, развившиеся по мигматитам и гранитам, амфиболитам и габбро-амфиболитам. Псевдовулканогенный облик особенно характерен для тех разновидностей тектонитов, которые обладают псевдопорфировой структурой за счет присутствия катакластов и порфирокластов.

В тектонических покровах на водоразделе Верхне-Ангарского хребта широко представлены кварц-альбит-калишпатовые милониты и ультрамилониты псевдофельзитового и псевдотахилитового сложения. Эти тектониты развиваются, как правило, по гранодиоритам и плагиогранитам и присутствуют как в автохтоне, так и в аллохтоне.

В зонах с широким развитием мигматитов первого и второго типов нередко развиты диафториты хлорит-эпидотовой ступени псевдопорфиристового и псевдотуфового сложения. Обычно им соответствуют тонко- и пятнистопосчатые зеленоцветные кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-эпидот-карбонатные, тальк-хлорит-серпентин-карбонатные сланцы.

Таким образом, в результате проявления на ранних этапах метасоматической гранитизации и плагиогранитизации, а на более поздних этапах — процессов динамометаморфизма (диафторез) в некоторых приразломных

структурах Байкало-Муйского линеймента и сопряженных трогах был сформирован своеобразный зеленокаменный комплекс габбро-амфиболитового и мигматит-плагриогранит-диафторитового составов с чертами, свойственными зонам пропилизации вулканических областей, что привело к ошибочной «вулканогенной» трактовке пород офиолитового комплекса.

*Гидротермально-метасоматические процессы.* Разломы, контролирующие гидротермально-метасоматическую деятельность, представляют собой зоны повышенной проницаемости (скрытые разломы), наложенные на ранее сформированный зеленокаменный комплекс.

В приразломных структурах зеленокаменные тектониты (в том числе диафториты) избирательно, в зависимости от состава исходного субстрата и его тектонической переработки, подвергаются процессам кислотного выщелачивания. На ранних стадиях сформированы региональные метасоматиты (гидротермалиты), к числу которых относятся довольно крупные тела железисто-магнезиальных карбонатных пород, развитых в зонах офиолитового меланжа, среди апогабброидных сланцев и в зонах широкого развития ортоамфиболитового комплекса. Регионально развиты гранит-амфиболовые, диопсид-скаполитовые скарноиды, серпентиниты, серпентинит-тремолитовые породы, талькиты и железистые кварциты. Наибольшая концентрация тел региональных метасоматитов отмечается в участках насыщения зеленокаменных зон метасульфидами. Примером этого является Таксимо-Орловская зона (Муйская ветвь) и юго-восточный фланг Чая-Нюрундуканской зоны. Большая часть карбонатно-кальциевых метасоматитов ранее стратифицировалась, хотя их структурное положение не всегда оказывается согласным с общим простираем зеленокаменных толщ. Развитие региональных метасоматитов, как правило, совпадает с осевыми разломами структурных швов, что отчетливо выражено серпентинитовым меланжем.

На поздних стадиях развития метасоматической деятельности сформированы локальные, нередко рудоносные метасоматиты — продукты кислотного и углекислотного выщелачивания. К этим образованиям относятся листвениты, эпиплениты, березиты, кремнистые метасоматиты, кварцевые, кварцево-карбонатные жилы и штокверки, залежи асбеста, анкерит-сидеритовых, хлоритовых и эпидотовых пород, талькиты и др. Локальные метасоматиты, хотя и развиты преимущественно в осевых частях зеленокаменных зон, нередко локализованы и в оперяющих разломах. Ориентировка тел чаще всего подчинена поперечным разломам северо-восточного направления. В отличие от региональных метасоматитов локальные являются более аллохтонными, нередко наложенными как на тектониты и диафториты, так и на региональные метасоматиты (например, лиственитизация серпентинитов, доломитизация и анкеритизация известняков, окварцевание скарноидов, карбонатных и других пород вплоть до кремнистых метасоматитов). Локальные метасоматиты предпочтительнее развиваются в тектонитах и диафторитах низкотемпературных ступеней, соответствующих альбит-кальцитовой и хлорит-эпидотовой субфации, в то время как региональные метасоматиты чаще встречаются среди бластотектонитов, а нередко и динамогнейсов. Например, наиболее благоприятны для развития березитов зоны ультрамилонитизации, катаклаза и брекчирования (участок «Северный»).

В метасоматитах березит-лиственитовой формации важнейшим типом оруденения является специфическое прожилково-штокверковое, но не менее интересен и кварцево-жильный тип оруденения в аллохтонных частях тектонических покровов.

УДК 553.492.4 (571.54)

А. С. Пак, Л. И. Панина, В. П. Костюк, П. Ч. Шобогоров

## ПРОБЛЕМА СЫННЫРИТОВ КАК КОМПЛЕКСНОГО ИСТОЧНИКА АЛЮМОСИЛИКАТНОГО СЫРЬЯ

Эффективность геологических работ зависит не только от результатов поисков и разведки традиционных руд, но в известной мере определяется также успехами внедрения в промышленности нового, ранее не использовавшегося сырья. В Северном Прибайкалье к такому весьма перспективному новому сырью относятся сынныриты — уникальные ультракальные породы Сыннырского массива. Эти породы-руды содержат до 22%  $Al_2O_3$  и 19%  $K_2O$ , т. е. сумма полезных компонентов в них достигает 41%. По богатству калием среди силикатных руд сынныриты не имеют аналогов во всем мире. Исходя из требований к алюмосиликатному нефелиновому сырью сынныриты можно считать высококачественными рудами, поскольку кондиционными считаются уже руды с 21% глинозема и 11% щелочей.

Вопрос об использовании сынныритов был поднят еще в 1966 г., и в связи со строительством трассы БАМ и планированием в Северном Прибайкалье ТПК в настоящее время заслуживает дальнейшего обсуждения и рассмотрения. Следует особо подчеркнуть, что промышленное освоение сынныритов диктуется прежде всего острой необходимостью создания на территории Сибири и Дальнего Востока местной калийной и алюминиевой сырьевой базы. На всей этой огромной территории практически нет крупных месторождений традиционных калийных и глиноземных руд. Все промышленные месторождения сосредоточены в европейской части Советского Союза и на Урале, откуда сырье приходится завозить в Сибирь и на Дальний Восток. Вместе с тем потребности последних районов в рудах очень велики. Так, только потребности в калийных удобрениях составили к 1980 г. около 2,5 млн. т стандартных туков, а за пределами 1980 г. они возрастут еще примерно в 2 раза в связи с увеличением объема химизации пахотных земель и сельскохозяйственного освоения новых районов, в том числе прилегающих к зоне строительства БАМ. Товарная же стоимость сырья при транспортировке на большие расстояния, естественно, возрастает: для калийных удобрений она, например, увеличивается в 1,5—2 раза.

Вопрос с алюминиевым сырьем еще более сложный. Дело в том, что в Восточную и Западную Сибирь глиноземное сырье завозится не только в тех минимальных количествах, которые здесь потребляются, но приходится транспортировать большую часть союзной добычи, поскольку технология получения металлического алюминия очень энергоемка, а в Сибири сосредоточено большинство мощных гидроэлектростанций, дающих дешевую электроэнергию.

При использовании сынныритов будет решена не только проблема местных калийно-глиноземных ресурсов, но будут также разрешены другие побочные вопросы, например для Красноярского Края и Дальнего Востока проблема производства цемента, керамики и т. д.

Сыннырское месторождение относится к дискордантным сложным концентрически-зональным интрузиям [39]. В его центре располагается шток трахитоидных щелочных сиенитов (пуласкинов и гедрумитов). Вокруг штока полнокольцевой зоной распространены псевдолейцитовые сиениты и сынныриты, которые постепенно к периферии переходят в мощную зону нефелиновых сиенитов (дитроитов или итсидритов). Среди последних в северной части отмечаются изолированные тела порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов (фергусит-порфиоров), а на юго-востоке — трахитоидных нефелиновых сиенитов (фойяитов). Вмещающими породами для Сыннырского массива служат разнообразные по составу и возрасту эффузивно-осадочные толщи. Среди них практический интерес представляют известняки кооктинской свиты.

Все тела сынныритов пространственно тяготеют к кольцевой зоне псевдолейцитовых сиенитов. Мощность этой зоны колеблется от 800 м до 4 км; общий выход на поверхность составляет не менее 10 км<sup>2</sup>. Два тела сынныритов в этой зоне были закартированы детальной геологической съемкой: одно протяженностью 4—5 км при видимой мощности 200—400 м, второе шириной 100—200 м и протяженностью около 2 км. Прогнозные запасы сынныритов в этих участках, подсчитанные до глубины 200 м, значительны. Общие же запасы сынныритов в пределах всей зоны еще более велики и могут обеспечить работу многотоннажного комбината в течение многих десятилетий. Вместе с тем ценность массива не ограничивается одними сынныритами. Среди нефелиновых сиенитов и псевдолейцитовых фергусит-порфиоров можно выделить отдельные участки, обогащенные нефелином или нефелин-кальцилитовым агрегатом. Кроме того, сынныриты содержат дорогостоящие элементы-примеси: галлий, цезий, цирконий, рубидий. Сынныриты массива могут обрабатываться открытым способом.

Для эффективного и высокорентабельного использования сынныритов в качестве калийно-глиноземного сырья нужна разработка принципиально новой технологической схемы комплексной безотходной переработки. Подобное сырье еще нигде не использовалось. По существующим технологическим схемам распределение калия и алюминия в сынныритах не совсем благоприятно для извлечения, поскольку около 60% этих элементов сосредоточено в калишпате — насыщенном алюмосиликате с трудно разрушаемым каркасом. Используемые в современной промышленности нефелиновые руды представляют собой легко разлагаемые алюмосиликатные концентраты — либо мономинеральный нефелиновый, либо двухминеральный нефелин-пироксеновый. С 1968 г. проводятся технологические изыскания рациональных схем комплексного безотходного использования сынныритов. В настоящее время опробована безотходная переработка сынныритов различными способами: есть и автоклавный способ химического обогащения с использованием концентрированных растворов КОН, разработан способ химического обогащения сынныритов путем спекания их с поташом, есть кислотный метод переработки сынныритов с использованием серной и азотной кислот, предлагается, наконец, плазменный способ переработки сынныритов [98].

Все схемы эластичны и допускают разнообразный выход продуктов.

При различных способах химического обогащения сыньиритов, помимо основных продуктов — глинозема и поташа, получается цемент и ряд других побочных химических продуктов — метасиликат калия, который можно использовать для производства безхлорного удобрения; поташ-кремнеземистые материалы, идущие на изготовление силикатных красок, хрустала; возможно получение силикагелей, едкого кали, высокомодульных растворов жидкого стекла, керамики, огнеупоров. На основе нефелинового шлама и зол бурых углей разработаны составы вяжущих материалов, один из которых можно использовать для производства деревобетона, другой характеризуется высокой скоростью отвердевания. При переработке плазменным способом из сыньиритов, помимо глинозема и  $K_2O$ , можно получать также коллоидный кремнезем, носящий коммерческое название «белая сажа» и «аэросил». Белая сажа используется в радиотехнической, лакокрасочной, бумажной промышленности; аэросил — в химической, текстильной промышленности и в сельском хозяйстве.

Результаты технологических испытаний указывают на реальную возможность комплексного безотходного использования сыньиритов в промышленности. Для выяснения экономической целесообразности переработки сыньиритов сотрудниками ВАМИ были проведены ориентировочные экономические расчеты. Они показали, что вследствие высоких концентраций в сыньиритах  $K_2O$  и соответственно получаемого большого выхода дорогого поташа (вместо дешевых содопродуктов) себестоимость получения 1 т глинозема из сыньиритов даже при обычном спекательном способе переработки будет значительно более низкой (в 7—10 раз!), чем из обычных нефелиновых руд. При плазменном способе переработки сыньиритов себестоимость получения глинозема, по-видимому, будет еще ниже за счет высокой коммерческой стоимости коллоидного кремнезема (от 400 до 1700 руб. за тонну по преискуранту).

По предварительным подсчетам запасов и потребности в глиноземе на базе сыньиритов можно создать крупное многотоннажное предприятие. Однако следует учитывать, что возможности реализации побочной продукции, по-видимому, существенно снизят мощность предприятия: так, при спекательном способе переработки сыньиритов при проектировании мощности комбината необходимо учитывать также возможности реализации цемента, а при использовании плазменного способа переработки сыньиритов — коллоидного кремнезема. Относительно невысокая мощность предприятия, естественно, уменьшит уровень его рентабельности, однако, если ориентироваться на попутное извлечение из сыньиритов редких и рассеянных элементов (галлия, рубидия, циркония, цезия), то экономические показатели существенно улучшатся.

Безотходный комплексный характер переработки, обеспечивающий высокую рентабельность использования сыньиритов, вместе с тем является в настоящее время существенным барьером при внедрении этого сырья в промышленность. Дело в том, что при такой переработке из сыньиритов одновременно получается продукция для трех разных министерств: химической, цветной и строительной промышленности. Следовательно, при комплексном использовании сыньиритов необходима экономическая интеграция всех трех заинтересованных министерств. Для комплексного освоения природных ресурсов Сибири разработана программа. Структурно она состоит из нескольких разделов, наиболее важными из которых являются технология, геология, экономика.

В геологической части программы предполагается разработка и решение следующих вопросов:

1) уточнение количественной и качественной характеристики сынныритов (в том числе в отношении редких и рассеянных элементов) и вспомогательного карбонатного сырья;

2) уточнение формы и строения Сыннырского массива в общем и отдельных тел сынныритов в частности;

3) получение объективных данных о происхождении щелочных пород и сынныритов, а также выяснение условий локализации сынныритов;

4) детальный подсчет запасов сынныритов и карбонатного сырья.

Для решения проблемы генезиса щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых пород Сыннырского плутона были привлечены в основном методы термобарогеохимии по включениям в минералах, поскольку использование традиционных геологических методов не давало однозначного ответа. Изучение и гомогенизация включений минералообразующих сред, т. е. тех остатков сред, которые были захвачены и законсервированы при росте минералов, позволили однозначно говорить об агрегатном состоянии минералообразующей среды (расплав, раствор, флюид), ее температуре и химизме.

При термобарогеохимическом изучении различных разновидностей щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых пород Сыннырского плутона в пироксене, нефелине, в некоторых случаях и в калиевом полевом шпате были обнаружены первичные и мнимо-вторичные расплавные включения и вторичные газовой-жидкие и жидко-газовые включения [60, 78, 79]. Содержимое первичных включений в пироксене представлено силикатными расплавами, в нефелине — силикатными расплавами-растворами и силикатно-солевыми расплавами-рассолами. Следует подчеркнуть в псевдолейцитовом вкрапленнике фергусит-порфилов, причем в одном случае в микролитах пироксена, оконтуривающих зоны роста лейцитовых (ныне псевдолейцитовых) фенокристов, в другом — в зернах нефелина, составляющих псевдолейцитовый агрегат вкрапленников. Эти уникальные находки позволили впервые для интрузивных пород определить как температуру кристаллизации лейцита, так и температуру (и среду) его распада и замещения псевдолейцитовым агрегатом.

В таблице приведены температуры гомогенизации первичных и мнимо-вторичных расплавных включений в пироксене, нефелине и калиевом шпате для каждой конкретной разновидности пород.

Базируясь на данных термобарогеохимии, генезис сыннырских щелочных пород представляется следующим образом.

Кристаллизация *нефелиновых сиенитов* и *фергусит-порфилов* осуществлялась из магматического силикатного расплава. Кристаллизация расплава началось при высоких температурах (1250 °C) с выделения пироксена и лейцита. По всей видимости, на ранних стадиях магматической кристаллизации ультракалийевые расплавы были сухими, о чем свидетельствуют содержимое включений и температуры их гомогенизации. С понижением температуры расплава произошло насыщение его водой, понижение потенциала  $K_2O$  и соответствующее повышение потенциала натрия. При 1100°C существовали уже специфические, обогащенные  $Na_2O$  расплавы-растворы, из которых кристаллизовался нефелин. В условиях высокого потенциала натрия в момент кристаллизации нефелина лейцит фергусит-порфилов становился неустойчивым и замещался при 1100—1000 °C кальсилит-калишпатовым псевдолей-

Температуры гомогенизации первичных и мнимо-вторичных расплавных включений в минералах различных разновидностей щелочных пород Сыннырского плутона

Порода	Пироксен	
	1	2
Пуласкит	Силикатный расплав	1280—1190
Псевдолейцитовый (—) вкрапленник	То же	1250—1200
Фергусит-порфир, основная масса	—	—
Дитроит	Силикатный расплав	1250—1160
Фойяит	То же	1210—1150
Сыннырит	» »	1250—1170

Примечание. 1 — тип включений, 2 — температура гомогенизации.

цитовым агрегатом. В отличие от экспериментальных систем, изученных Боуэном и Шерером, псевдолейцитовое превращение в сыннырских фергусит-порфирах осуществлялось не в строго фиксированной температурной точке, а в течение некоторого температурного интервала, который соответствовал начальному или даже полному температурному интервалу кристаллизации нефелина дитроитов. Образование кальсилит-калишпатового агрегата происходило, по-видимому, не путем распада лейцита, а вследствие обмена катионами между лейцитом и расплавом. Магматический щелочной расплав существовал вплоть до 750 °С. На заключительных стадиях его эволюции из него кристаллизовался в основном калиевый полевой шпат.

Таким образом, магматический этап кристаллизации нефелиновых и лейцитовых (ныне псевдолейцитовых) пород продолжался довольно долго — от 1250 до 750 °С. Температурный порядок выделения минералов был одинаков и соответствовал следующей схеме: при 1250—1160 °С кристаллизовался пироксен, при 1250—1200 °С — лейцит, при 1100—980 °С — нефелин и произошло замещение лейцита на псевдолейцитовый агрегат, и, наконец, при 840 °С кристаллизовался калиевый полевой шпат. При 750 °С существовали типичные пневматолит-гидротермальные растворы, из которых возникли постмагматические минералы — скаполит, содалит, канкринит [78].

Об условиях формирования пуласкитов и сынныритов можно судить лишь на основании исследования и гомогенизации включений силикатных расплавов в пироксене. Исходя из особенностей и температур их гомогенизации можно однозначно утверждать, что в обеих породах пироксен выделялся также из силикатного расплава, но в сынныритах он кристаллизовался при тех же температурах, что и в обычных нефелиновых породах, т. е. при 1250—1170 °С, а в пуласкитах пироксен начал и кристаллизовался при более высоких температурах — 1280—1190 °С. Отличие температур кристаллизации пироксена щелочных и нефелиновых сиенитов может служить дополнительным подтверждением двухфазового формирования Сыннырского массива.

Очень сложным для Сыннырского плутона оказался вопрос формирования нефелин-кальсилитовых симплектитовых сростаний в сынныритах. До сих пор суждения о генетической природе калиевой части сынныритов базируются в основном на геологических данных, которые противоречивы и истолковываются исследователями в зависимости от их взглядов. Бесспорные доказательства в пользу выдвигаемых гипотез не проводятся. Автомати-

Нефелин		Калиевый полевой шпат	
1	2	1	2
—	—	—	—
Силикатный расплав-раствор	1100—1000	—	—
То же	1100—980	—	—
То же и силикатно-солевой расплав-рассол	1100—860	—	—
—	—	—	—
—	—	Силикатно-солевой расплав-рассол	840

чески приравнять условия кристаллизации нефелин-кальситовых симплектитовых сростаний в сынныритах и псевдолейцитовых фергусит-порфирах нет оснований. По крайней мере, против этого свидетельствуют геологические данные, а также результаты термовысвечивания, показывающие, что формирование псевдолейцитовых фергусит-порфиров произошло при более стабильных условиях, чем сынныритов. Однозначные же данные минерало-термического изучения сынныритов, к сожалению, отсутствуют. Включения минералообразующих сред — силикатных расплавов-растворов — были обнаружены лишь в изометричных зернах нефелина и калиевом полевоом шпате, которые могут являться как минералами собственно сынныритов, так и реликтами метасоматически измененных дитроитов. В симплектитовых сростаниях включения пока не были обнаружены.

В настоящий момент для Сыннырского массива не решен также вопрос относительно источника исходных ультракалиевых расплавов. М. П. Орлова и А. Я. Жидков [75] утверждают генетическую связь псевдолейцит-нефелиновых образований массива с основными щелочно-габброидными и щелочно-базальтоидными магмами. Однако было установлено [49], что по химизму высококалиевые сыннырские породы являются аномальными как по отношению к обычным лейцитовым, так и обычным натровым миакитовым породам: у них высокая калийность сочетается с высокой общей железистостью (до 70—100 мол. %). Из-за высокой железистости сыннырские ультракалиевые расплавы нельзя относить к прямым производным щелочно-базальтовых расплавов, а из-за высокой калийности — к производным обычных щелочных миаскитовых магм. Если допустить, что аномальность сыннырских пород связана с глубиной генерации ультракалиевых расплавов, которая может быть промежуточной между уровнем генерации лейцитовых и натровых магм, то в этом случае температуры кристаллизации сыннырских расплавов должны также иметь промежуточные значения по отношению к температурам кристаллизации калиевых и натровых расплавов. Вместе с тем температуры кристаллизации лейцита и пироксена в сыннырских фергусит-порфирах очень близки к температурам кристаллизации этих минералов в обычных лейцитовых базальтах [60], и поэтому скорее можно допустить возможность генерации ультракалиевых сыннырских расплавов на глубинах, характерных для возникновения лейцитовых магм. Дальнейшие исследования внесут большую ясность в этот сложный вопрос.

А. М. Прусевич, М. Г. Манвелян, В. И. Бгатов, В. С. Сурков

## ПУТИ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ СЫННЫРИТОВ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА ГЛИНОЗЕМА, КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ, ЦЕМЕНТА И ДРУГИХ ПРОМПРОДУКТОВ

В Сибири действуют крупные алюминиевые заводы, которые не обеспечены местной сырьевой базой бокситовых руд и работают в основном на привозном глиноземе. Глиноземное производство здесь начало развиваться на основе использования в качестве сырья нефелиновых руд (уртитов) Кия-Шалтырского месторождения, комплексная переработка которых позволяет рентабельно получать наряду с глиноземом важные для народного хозяйства подобные продукты: кальцинированную соду, поташ и портланд-цемент, что обеспечивает высокую экономическую эффективность производства.

В настоящее время Ачинск-Красноярский алюминиевый комплекс обеспечен нефелиновыми рудами Кия-Шалтырского месторождения. Для удовлетворения потребностей в местном глиноземе других действующих (Братского, Иркутского, Новокузнецкого), строящегося (Саянского) и намеченных к строительству (2-го Братского, Канского) алюминиевых заводов в Сибири требуется создание новых глиноземных предприятий.

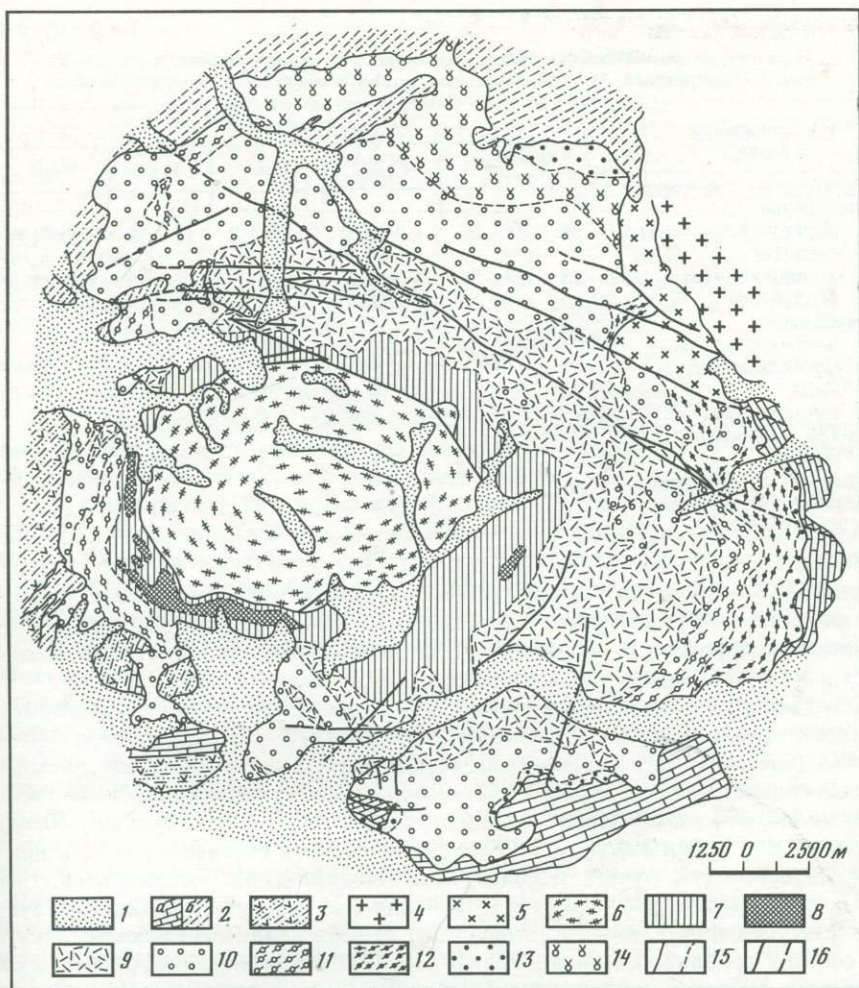
Геолого-технологические исследования, проведенные СНИИГГИМС по новому разрешают проблему освоения калий-глиноземных псевдолейцитовых руд Сынырского месторождения, находящегося в зоне Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. На это месторождение как возможный источник калий-глиноземного сырья обращали внимание и ранее [39,77], однако только рациональная технологическая схема, разработанная одним из авторов статьи — академиком АН Армянской ССР М. Г. Манвеляном, послужила основанием для его промышленного освоения.

Сынырский массив расположен в Северном Прибайкалье (Бурятская АССР) в 70 км от трассы БАМ. Он представляет собой концентрически-зональную интрузию центрального типа площадью около 600 км<sup>2</sup> (рисунок 13). Внешний кольцевой пояс массива сложен нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, а ядро — трахитоидными пуласкитами и гедрумитами [10, 77].

Руды этого массива — псевдолейцититы (сынныриты) залегают в зоне развития псевдолейцитовых сиенитов в виде пластообразных и линзообразных тел, имеющих протяженность до 2—5 км и мощность 100—400 м. Сложены они на 70—90% псевдолейцитом и содержат (%): 21—23 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 53—55 SiO<sub>2</sub>; 0,8—2,5 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 18—20 K<sub>2</sub>O; 0,1—1,2 Na<sub>2</sub>O.

Практический интерес могут представлять также и вмещающие их псевдолейцитовые сиениты всей кольцевой зоны (занимающие площадь около 50 км<sup>2</sup>), которые имеют близкий состав к псевдолейцитам (табл. 1). Это позволяет рассматривать их как новый, весьма перспективный вид комплексного сырья для производства глинозема, калийных бесхлорных минеральных удобрений, цемента и других продуктов.

Решение проблемы промышленного освоения псевдолейцитовых руд Сынырского массива сдерживалось слабой изученностью вопросов технологии. В этой связи были поставлены научно-исследовательские работы на месторождении псевдолейцитовых пород с целью оценки их как комплексного



Схематическая геологическая карта Сыннырского массива щелочных пород (по материалам А. С. Пака, С. И. Зака, В. Г. Филатова, М. П. Орловой и др.)

1 — четвертичные отложения; 2 — кембрийские карбонатные (а) и терригенно-осадочные (б) отложения; 3 — верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования; 4 — граниты; 5 — сиениты; 6 — пуласкиты и гедрумиты; 7 — псевдолейцитовые сиениты; 8 — псевдолейцититы; 9—11 — комплекс лейкократовых нефелиновых сиенитов-диоритов: 9 — пойкилитовые и аллотриоморфнозернистые сиениты, 10 — массивные диориты, 11 — трахитоидные диориты; 12 — меланократовые трахитоидные нефелитовые сиениты; 13 — мелкозернистые нефелитовые сиениты краевой зоны; 14 — псевдолейцитовые сиениты краевой зоны; 15 — геологические границы: а — между породами интрузивными и вулканогенно-осадочными, б — между фаціальными разновидностями пород; 16 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

Химический состав некоторых месторождений  
щелочных алюмосиликатных пород и их концентратов

Месторождения и породы	Содержание, %					
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Сыннырское						
псевдолейцитовые сиениты	21—23	54—56	1,0—1,7	0,2—1,3	14—18	0,1—1,5
псевдолейцититы	21—23	53—55	0,8—1,5	0,5—1,0	18—20	0,3—1,2
концентрат	30,2	39,2	2,2		27,6	
Тежсарское						
псевдолейцит-не- фелиновые сиениты	21,7	54,5	3,5	3,0	6,0	6,6
концентрат	27,5	39,0	4,6	4,0	18,7	
Кия-Шалтырское						
уртиты	27,9	40,4	5,0	7,4	2,8	10,4
Кольский полуостров						
нефелиновый концентрат	29,2	43,3	3,4	1,2	7,1	12,1

сырья. М. Г. Манвелян в содружестве с коллективом СНИИГГИМС разработал новый метод комплексной безотходной переработки сынныритов и в результате лабораторных испытаний впервые получил принципиально новые бесхлорные калийные удобрения (метасиликат калия), глинозем и др.

Сущность метода заключается в обработке измельченного сыннырита концентрированным раствором КОН в автоклавах при температуре 230—240°C. При этом часть кремнезема породы переходит в щелочной раствор в виде силиката калия, а в нерастворимом осадке остается высококачественный калиевый алюмосиликат (концентрат), содержащий в среднем 30,2% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 27,6% K<sub>2</sub>O и 39,2% SiO<sub>2</sub>. Выход концентрата составляет 73,8%, причем качество его лучше используемых алюминиевой промышленностью кольских нефелиновых концентратов и кия-шалтырских нефелиновых руд, а также тежсарских концентратов (табл. 2). Этот калиевый алюмосиликат, по составу приближающийся к составу кальсилита, можно переработать на глинозем, поташ и цемент по способу спекания с известняком согласно схеме, принятой для Ачинского глиноземного комбината. При переработке же кремнщелочного раствора получается ряд побочных химических продуктов (метасиликат калия, поташно-кремнеземистые материалы); его также можно использовать как оборотный раствор для обработки новых порций сынныритов. Легко и дешево получаемый метасиликат калия (K<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>) позволит создать производство принципиально нового ценного бесхлорного калийного удобрения. Поташно-кремнеземистые материалы найдут широкое применение для изготовления разноцветных силикатных красок, оптики и хрустального стекла.

Комплексная переработка сынныритов по предлагаемой схеме позволит производить следующее количество побочных продуктов на 1 т глинозема: 0,9 т метасиликата калия, 1,4 т поташно-кремнеземистых материалов, 0,34 т поташа, 6,8 т цемента. При этом расход псевдолейцитовой руды для производства 1 т глинозема и побочных продуктов составит 5,6 т; известняка — 8 т; электроэнергии — около 2 тыс. кВт ч. Ожидаемая себестоимость глино-

Влияние метасиликата и других форм калийных удобрений на урожай сельскохозяйственных культур (граммов на сосуд, по данным Раменской агрохимической опытной станции НИУИФ)

Варианты	Ячмень, зерно	Гречиха, зерно	Райграс	
			без извести	по извести
Фон без калия	12,1	23,5	19,1	17,8
Фон + хлорид калия	21,4	39,4	26,0	27,9
Фон + сульфат калия	21,5	43,9	24,1	26,6
Фон + метасиликат калия	21,0	43,8	26,9	28,1

зема будет в пределах 40—50 руб./т (оптовая цена 115 руб./т), а метасиликата калия (в пересчете на сухое вещество) — 20-25 руб./т.

Прогнозные запасы псевдолейцититов только на участке руч. Трехглавого Сынырского массива оцениваются нами более 1 млрд. т [85], а запасы псевдолейцитовых сиенитов всего кольцевого тела около 30 млрд. т.

При создании на базе сыныритов современного промышленного комплекса резко улучшится не только сырьевая база алюминиевой промышленности, но и будет создана первая в Сибири база по производству минеральных калийных удобрений. При производстве 1 млн. т глинозема в год параллельно можно получить около 900 тыс. т метасиликата калия, 340 тыс. т поташа, 1,4 млн. т поташно-кремнеземистых материалов и 6,8 млн. т высококачественного цемента.

Проведенные испытания метасиликата калия Раменской агрохимической опытной станцией НМУИФа МХП СССР, Институтом почвоведения и агрохимии СО АН СССР, Институтом торфа АН БССР, Институтом агрохимии и агротехники МСХ Арм ССР показали, что по своему воздействию на почвенные процессы и влиянию на урожай сельскохозяйственных культур метасиликат калия не уступает стандартным удобрениям, а по некоторым показателям превосходит хлорид калия. Метасиликат калия показал себя не только как прекрасное бесхлорное калийное удобрение, увеличивающее урожайность сельскохозяйственных культур в 1,5—2 раза (табл. 2), но и как хороший нейтрализующий реагент кислых почв.

Для развития сельского хозяйства калий играет очень большую роль, но на сегодня в Советском Союзе и за рубежом получение в необходимых количествах дешевого бесхлорного калийного удобрения затруднительно из-за отсутствия мощного и дешевого источника сырья. Однако, если его производство скомплексировать с одновременным получением глинозема из псевдолейцитовых руд, то себестоимость его получается низкой (20—25 руб./т) и становится возможным создать крупномасштабное производство калийных бесхлорных удобрений. Аналога Сынырского псевдолейцитового месторождения в мире не известно. Поэтому и создание производства дешевого калиевого удобрения никем никогда не рассматривалось.

Таким образом, вовлечение в сферу промышленного использования уникальных по качеству и запасам псевдолейцитовых руд Сынырского месторождения может решить важную народнохозяйственную проблему по обеспечению местным глиноземом действующих и строящихся в Сибири алюминиевых заводов и удовлетворить нужды сельского хозяйства Сибири и Дальнего Востока в калийных удобрениях.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 121 с.
2. Батехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 48 с.
3. Борголов И. Б. Перспективы выявления сульфидных медно-никелевых месторождений в Йоко-Довыренском базит-гипербазитовом плутоне (Северное Прибайкалье). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 10, с. 63—71.
4. Борголов И. Б. О динамике вторичного становления Йоко-Довыренского базит-гипербазитового плутона в Северном Прибайкалье. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 3, с. 25—30.
5. Булгагов А. Н. Расчленение и корреляция довендских серий Прибайкалья и Забайкалья. — Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 92—102.
6. Булгагов А. Н. Строение Муйского эвгеосинклинального пояса и его палеореконструкция. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт: Глобальные палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1977, с. 179—180.
7. Булгагов А. Н. Соотношение метаморфических серий добайкальского и байкальского этапов развития в Средне-Витимской горной стране. — Геология и геофизика, 1978, № 9, с. 116—119.
8. Булгагов А. Н. Нижняя граница байкальского складчатого комплекса в Забайкалье. — В кн.: Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. Улан-Удэ, 1979, с. 20—28.
9. Булгагов А. Н., Башнов И. Ф., Слоеснов Г. Ф. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Северо-Байкальского нагорья. — Геология и геофизика, 1975, № 12, с. 128—131.
10. Бухаров А. А., Обухов С. П. О докембрийском эпитермальном рудогенезе и металлогении Прибайкальского вулканического пояса. — Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 54—60.
11. Васильева А. М. Динамика формирования ритмических текстур (экспериментальные данные). — В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск; Наука, 1971, с. 48—57.
12. Виноградов А. П. Атомные распространности химических элементов Солнца и каменных метеоритов. — Геохимия, 1962, № 4, с. 290—295.
13. Волкова Н. И. Железо-магнезиальные метасоматиты как возможный критерий рудоносности толщ на Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Тез. докл. Улан-Удэ, 1979, с. 57—59.
14. Волченко Ю. А., Вилесов Н. Г. Генетическая природа корреляционных связей Pd, Pt и Fe в платиноносных клинопероксенитах Урала. — Ежегодник, 1970. Свердловск: (Ин-т геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого) 1971, с. 87—91.
15. Волченко Ю. А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал). — Ежегодник, 1969. Свердловск, Ин-т геологии и геохимии им. А. И. Заварицкого, 1970, с. 188—192.
16. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л.: Наука, 1969. 203 с.
17. Бушнев В. П., Варламов В. А., Конкин В. Д. и др. Геологическое строение и перспективы Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Северное Прибайкалье) — В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР, их промышленное значение и методы поисков: (Тез. докл.). М.: НТОГорное, 1973, с. 24—27.
18. Гиринский Н. К. Установившееся движение фильтрационного потока в неоднородном по вертикали

- пласте. — Тр. ВСЕГИНГЕО, 1974, вып. 9, с. 3—100.
19. *Глаголев А. А.* Метаморфические фации и зональность Чаро-Токкинского района (Юго-Западная Якутия). — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 90—92.
  20. *Глазунов О. М.* Геохимия и вопросы рудоносности гипербазитов и габброидов континентальных областей: Автореф. дис. ... Д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1977. 53 с.
  21. *Глбовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
  22. *Глуховский М. З.* Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия Алданского щита. — Герпетоника, 1975, № 2, с. 3—19.
  23. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968, с. 352.
  24. *Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н.* Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. : Наука, 1978, 220 с.
  25. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 146 с.
  26. *Грудинин М. И., Прудовский Э. Л., Елизарьева Т. И.* Формации основных и ультраосновных пород Байкальской горной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 40—48.
  27. *Гурулев С. А.* О формационной принадлежности интрузий довыренского комплекса. — В кн.: Зап-Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1972, вып. 75, с. 72—74.
  28. *Гурулев С. А., Трунева М. Ф.* Медно-никелевое сульфидное оруденение в структурах Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. — В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, с. 83—89.
  29. *Дворкин-Самарский В. А., Ерхов В. Ф.* История геологического развития Северного Прибайкалья. — В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, с. 5—19.
  30. *Дистанов Э. Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 201—222.
  31. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* Условия образования и метаморфизм верхнепротезойских колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. — Киев: Наук. думка, 1974, с. 164—166.
  32. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* Текстуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 72 с.
  33. *Дмитриев Л. В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, М., 1973. 45 с.
  34. *Добрецов Н. Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1981, с. 11—18.
  35. *Добрецов Н. Л., Габов Н. Ф., Волкова Н. И.* Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения и критерии их рудоносности. — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 17—27.
  36. *Добрженецкая Л. Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция Кольской серии. М.: Наука, 1978. 137 с.
  37. *Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максимова Э. М.* Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. I. Различная скорость фильтрации катионов и анионов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 41—65.
  38. *Жариков В. А., Алехин Ю. В., Рыскова В. Т.* Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 7—25.
  39. *Жидков А. Я.* Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракальцевых сиенитов. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2, с. 414—417.
  40. *Зарубин В. В., Мануйлова М. М.* Позднедокембрийские вулканогенные породы основного состава Северного Прибайкалья. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 99—106.

41. *Казаков А. Н.* Взаимоотношения мамской серии с муйским комплексом и их метаморфизм. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М; Л.: Наука, 1965, с. 39—51.
42. *Кассандров Э. Г., Маричч В. А.* О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита. — Геология и геофизика, 1979, № 2, с. 87—91.
43. *Миркина С. Л., Жидков А. Я., Чухонин А. П.* и др., Комплексное изотопно-геохронологическое изучение пород и руд Холоднинского месторождения. — Геохимия, 1977, № 6, с. 854—862.
44. *Конников Э. Г.* О дайках щелочных габброндов в Северном Прибайкалье и связанной с ними полиметаллической минерализацией. — В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, вып. 5, с. 6—13.
45. *Конников Э. Г.* Докембрийские формации базит-гипербазитовых интрузий Северо-Байкальского пояса. — Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 23—31.
46. *Конников Э. Г.* Титаносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 120 с.
47. *Конников Э. Г., Руденко Ю. Л., Изупова В. Н.* Возрастное положение ортоамфиболитов и природа «скарноидов» Холоднинского рудного поля. — Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 41—47.
48. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. / *А. С. Ескин, В. В. Эз, О. В. Грабкин* и др. Новосибирск: Наука, 1979.
49. *Костюк В. П.* Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 247 с.
50. *Крапивин А. Г.* Железистые кварциты Северного Прибайкалья и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурятАССР. Улан-Удэ; БТГУ, 1970, Вып. 13, с. 130—139.
51. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.; Недра, 1964. 387 с.
52. *Кушев В. Г.* Байкальская горная область как пример древней зоны сочленения литосферных плит. — Геология и геофизика, 1976, № 3, с. 11—25.
53. *Кушев В. Г.* Развитие территории Байкальской горной области в позднем протерозое—кембрии. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 23—37.
54. *Кушев В. Г.* Зеленокаменные прогибы и метаморфические пояса в развитии земной коры южного обрамления Сибирской платформы — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 19—28.
55. *Кушев В. Г., Синицын А. В.* Метаморфические пояса, зеленокаменные прогибы и рифтогенные системы. — Геология и геофизика., 1980, № 5, с. 15—26.
56. *Леснов Ф. П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972, с. 228.
57. *Литвиновский В. А., Занвилевич А. Н.* Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
58. *Лобанов М. П.* К вопросу о структуре и рудоносности Байкало-Муйского линеймента как окраинной зоны сходящихся Чаро-Алданской и Ангарской докембрийских плит (Байкальская горная страна). — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ГК СМ по НТ, 1976, с. 217—218.
59. *Лобачевский И. В., Ветров С. В.* О глубинном строении Северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ. — Геология и геофизика., 1976, № 7, с. 55—62.
60. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплава. Новосибирск: Наука, 1975. 258 с.
61. *Маракушев А. А.* Термодинамические аспекты концентрации и рассеяния металлов в эндогенных процессах. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков и оценки потенциально рудоносных магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 211—216.
62. *Марков Е. И.* Стратиграфия и структура карбонатно-сланцевой толщи мамского комплекса (Патомское нагорье). — Вест. ЛГУ. Сер. Геология, 1979, № 6, с. 57—61.
63. *Марков Е. И.* История формирования складчатой структуры Котерского синклиория Северного При-

- байкаля. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 156—161.
64. *Маслов В. К.* О бокситоносности голоустинской свиты верхнего протерозоя (Западное Забайкалье). — Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.
  65. *Матюхин Н. Е., Мещеров В. П.* Новое полиметаллическое оруденение в Северном Прибайкалье. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурятАССР. Улан-Удэ, 1970, вып. 13, с. 114—118.
  66. *Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, 1973, 287 с.
  67. *Мещакер Г. И.* Офиолитовые пояса Прибайкалья и Забайкалья и их положение в структуре Земной коры (по геофизическим данным). — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 1, с. 188—191.
  68. *Великославинский Д. А., Мануйлова М. М., Ревякин Л. В.* и др. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 167—182.
  69. *Митрофанов Г. Л., Хрусталева Б. К., Яценко А. С.* Тектоническое положение вулканоплутонических формаций рифея и палеозоя в Средне-Витимской горной стране и их металлогения. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск., 1974, с. 220—223.
  70. *Митрофанов Г. Л.* Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье. — В кн.: Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск, 1978, с. 38—56.
  71. *Морозова Н. Н., Бегизов В. Д.* Рудоносность и благороднометалльная минерализация массива габбро-норитов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 9, с. 180—182.
  72. *Мятлев А. Н.* Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР. ОТН, 1947, № 9, с. 1069—1088.
  73. *Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.* Некоторые аспекты колчеданной металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 89—98.
  74. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
  75. *Орлова М. П., Жидков А. Я.* Закономерности размещения и условия формирования месторождений высококалийных высокоглиноземистых пород. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 20—25.
  76. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч.* и др. Особенности формирования гидротермально-осадочных метаморфизованных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых мест Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—48.
  77. *Пак А. С., Шобогоров П. Ч., Костюк В. П.* Псевдолейцититы Сыннырского щелочного массива как источник калиевого сырья. — В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 3—7.
  78. *Панина Л. И.* Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1972, с. 127.
  79. *Панина Л. И.* О температурах кристаллизации пироксена и лейцитита в щелочных породах Сыннырского плутона. — Геология и геофизика, 1978, № 7, с. 54—60.
  80. *Думлер Л. Ф., Орлов И. В., Птушкин Ю. Д.* и др. Перспективы поисков стратиформного барит-полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 27—35.
  81. *Пирижняк Н. А.* Соотношение сульфидных руд с продуктами регионального метаморфизма и метасоматоза вмещающих пород на Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 388—391.
  82. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). Воронеж: Изд-во ВГУ, 1966. 264 с.
  83. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
  84. Проблемы нефелинового сырья: (Тез. докл.). М.: ВГФ, 1975. 58 с.
  85. *Прусевич А. М.* Месторождения нефелинового и псевдолейцитового сырья в зоне БАМ. — Разведка и охрана недр, 1976, № 11, с. 8—12.
  86. *Руденко Ю. Л.* Реконструкция метаморфических и метасоматических измененных пород на основе парагенетического количественно-мине-

- ралогиического анализа. — Докл. АН СССР, 1977, № 1, т. 236, с. 204—207.
87. Руденко Ю. Л. Зональный метаморфизм кванит-силлиманитового типа и его соотношение с колчеданно-полиметаллическим оруденением. — Геология и геофизика, 1976, № 9, с. 145—150.
  88. Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. Региональный метаморфизм и метасоматические процессы при формировании месторождений колчеданно-полиметаллических руд. — В кн.: *Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья*. Улан-Удэ, 1977, с. 26—54.
  89. Руденко В. Е., Болонев В. У. Некоторые генетические особенности и геологическая позиция железистых кварцитов Олоkitского синклизория (Северное Прибайкалье). — В кн.: *Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья*. Улан-Удэ, 1977.
  90. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 391.
  91. Ручкин Г. В. Геотектоническая позиция и палеотектоническая обстановка локализации докембрийских колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 36—48.
  92. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье). — Геология руд. месторождений, 1973, № 6, с. 69—78.
  93. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра. Т. 1. 1964. 519 с.; Т. 2. 1967. 535 с.
  94. Тугаринов А. И., Варламов В. А., Карпенко С. Ф. и др. Свинцово-цинковых руд и пород Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье). — Геохимия, 1976, № 12, с. 1127—1135.
  95. Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части Украинского кристаллического массива. — В кн.: *Геология железисто-кремнистых формаций Украины*. Киев, Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—47.
  96. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 687 с.
  97. Смирнов В. И. Общие проблемы доорогенной металлогении. — В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 5—14.
  98. Соболев В. С., Пак А. С., Зак С. И. Сынныриты — новое перспективное калийно-алюминиевое сырье. — В кн.: *Проблемы хозяйственного освоения зоны БАМ*. Новосибирск, 1977, с. 3—21.
  99. Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области / В. У. Болонев, Н. А. Доронина, В. Г. Кушев и др. Новосибирск: Наука, 1983.
  100. Кушев В. Г., Болонев В. У., Замощиков М. Е. и др. Тыйский железорудный район Северного Прибайкалья — В кн.: *Геология месторождений полезных ископаемых докембрия*. Л.: Наука, 1981, с. 87—99.
  101. Флаас А. С. Особенности геологического строения и структурная эволюция мамской кристаллической полосы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Пермь, 1975. 24 с.
  102. Фоос Г. В. Платина. — В кн.: *Металлы в осадочных толщах. Благородные металлы, радиоактивные, рассеянные элементы*. М.: Недра, 1966, с. 82—101.
  103. Филко А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С. Озерное свинцово-цинковое месторождение. — Разведка и охрана недр, 1967, № 3, с. 11—14.
  104. Ручкин Н. В., Бушуев В. П., Варламов В. А. и др. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений — Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
  105. Хрусталеv Б. К., Яценко А. С. Возраст оловянных рудопроявлений в центральной части Южно-Муйского хребта. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 139—142.
  106. Царев Д. И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.
  107. Чередниченко А. И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наук. думка, 1964. 160 с.
  108. Шатский И. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объема рифейской группы. — В кн.: *Стратиграфия позднего докембрия и кембрия*. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—10.
  109. Шобогоров П. Ч. Геология и металлогения Северного Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал.

- наук. Новосибирск; Улан-Удэ, 1971. 26 с.
110. Шобогоров П. Ч. О Северо-Байкальской колчеданно-полиметаллической провинции. — В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 3—10.
111. Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье. — Разведка и охрана недр, 1971, № 3, с. 15—16.
112. Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 3—19.
113. Кушев В. Г., Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. и др. Эволюция процессов регионального метаморфизма в докембри севера Байкальской горной области — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Тез. докл. Улан-Удэ, 1979, с. 35—38.
114. Юшко-Захарова О. Е., Илупин И. П. Распространение платины и палладия в мантийных включениях из кимберлитов и некоторые вопросы глубинного фракционирования этих элементов. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 212, № 5, с. 1213—1215.
115. Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 248 с.
116. Moores E. M., Vine F. J. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. — In: Metamorphism and plate tectonic regimes/Ed. by W. G. Ernst, John Wiley and Sons, 1975, vol. 1 p. 302—327.
117. Suess H. E., Urey H. C. Abundances of the elements. — Rev. Mod. Phys., 1956, vol. 28, p. 53—74.
118. Wriht T. L., Fleischer M. Geochemistry of the platinum metals. — Geol. Surv. Bull., vol. 1214-A, 1965, p. 24.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА</b>	
<i>П. Ч. Шобогоров.</i> Итоги и задачи геологоразведочных и научно-исследовательских работ на территории Бурятской АССР . . . . .	5
<i>Д. Ц. Цыренов, З. А. Норемян.</i> Геологическая изученность Северного Прибайкалья . . . . .	8
<i>А. Н. Булгаков.</i> Связь оруденения с комплексами байкалид Северо-Байкальского рудного района . . . . .	12
<i>В. Г. Кушев, Е. И. Марков.</i> Проблемы геологии Севера Бурятии . . . . .	20
<b>ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОЛОКИТСКОЙ СТРУКТУРНОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ</b>	
<i>Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, В. В. Мосейкин, Т. П. Кузнецова.</i> Важнейшие особенности геологии района Холоднинского рудного поля . . . . .	27
<i>Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, В. Г. Пономарев.</i> Генетические особенности колчеданно-полиметаллического оруденения Северного Прибайкалья . . . . .	33
<i>В. П. Мещеров, Н. Е. Матюхин, В. Н. Костенко, В. К. Мерзликін.</i> Глубинное строение района Холоднинского рудного поля по геофизическим данным . . . . .	37
<i>В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко</i> К вопросу о стратиграфии района Холоднинского рудного поля . . . . .	40
<i>А. Г. Крапивин, А. Я. Жидков, Г. М. Утехин, Ю. В. Богданов, К. А. Марков.</i> Геологические факторы локализации полиметаллического оруденения в Северном Прибайкалье . . . . .	43
<i>И. Л. Васильев.</i> Анализ цикличности при прогнозировании стратиформного оруденения . . . . .	47
<i>В. Л. Тихонов, Т. А. Дольник, А. М. Станевич, Ю. Г. Усачев.</i> Литолого-стратиграфические и геохимические критерии при поисках полиметаллического оруденения . . . . .	49
<i>Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Т. П. Кузнецова, В. В. Мосейкин.</i> Роль метаморфизма и складчатых деформаций в формировании колчеданно-полиметаллических руд . . . . .	54
<i>Д. И. Царев.</i> Конвергенция признаков метасоматитов и генезис колчеданно-полиметаллического оруденения . . . . .	58
<i>В. У. Болонев, В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко.</i> Железные руды Туйской полосы (петрохимия, формационный тип) и некоторые вопросы геологии Олокитского синклиория . . . . .	65
<b>ГЕОЛОГИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ</b>	
<i>С. А. Гурулев.</i> Генетические типы медно-никелевых сульфидных месторождений Северного Прибайкалья . . . . .	72
<i>В. Е. Видулов, Г. И. Туговик.</i> Петрология Чайского сульфидно-никелевого месторождения . . . . .	74

<i>И. Б. Борголов.</i> О вертикальной зональности распределения сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых интрузивах Северного Прибайкалья . . . . .	78
<i>Э. Г. Конников.</i> Геохимия малых элементов в эндогенных процессах при становлении базит-гипербазитовых комплексов . . . . .	82
<i>М. П. Лобанов, Г. М. Педяш.</i> Роль дорудно-эндогенных процессов в локализации минерализации в зеленокаменных поясах и трогах . . . . .	89

#### НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

<i>А. С. Пак, Л. И. Панина, В. П. Костюк, П. Ч. Шобогоров.</i> Проблема сынныритов как комплексного источника алюмосиликатного сырья . . . . .	92
<i>А. М. Прусевич, М. Г. Манвелян, В. И. Бгатов, В. С. Сурков.</i> Пути комплексного освоения сынныритов для производства глинозема, калийных удобрений, цемента и других промпродуктов . . . . .	98
Литература . . . . .	102

УДК 553.3/4 : 552.2 (571.54)

**Итоги и задачи геолого-разведочных и научно-исследовательских работ на территории Бурятской АССР.**

П. Ч. Ш о б о г о р о в. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 5—7.

УДК 553.3/4 (571.54)

**Геологическая изученность Северного Прибайкалья.** Д. Ц. Цыренов, З. А. Норекян. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 8—12.

УДК 553.061 (571.54)

**Связь оруденения с комплексами байкалитид Северо-Байкальского рудного района.** А. Н. Булгагов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 12—20.

УДК 552.16+552.4 (571.54)

**Проблемы геологии севера Бурятии.** В. Г. Кушев, Е. И. Марков. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 20—26.

УДК 553.44 (571.54)

**Важнейшие особенности геологии района Холоднинского рудного поля.** Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, В. В. Мосейкин, Т. П. Кузнецова. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 27—32.

УДК 553.44 (571.54)

**Генетические особенности колчеданно-полиметаллического оруденения Северного Прибайкалья.** Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, В. Г. Пономарев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 33—37.

УДК 550.83 : 553.44 (571.54)

**Глубинное строение района Холоднинского рудного поля по геофизическим данным.** В. П. Мещеров, Н. Е. Матюхин, В. Н. Костенко, В. К. Мерзликин. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 37—40.

УДК 553.44 (571.54)

**К вопросу о стратиграфии района Холоднинского рудного поля.** В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 40—42.

УДК 553.44 (571.54)

**Геологические факторы локализации полиметаллического оруденения в Северном Прибайкалье.** А. Г. Крапивин, А. Я. Жидков, Г. М. Утехин, Ю. В. Богданов, К. А. Марков. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 43—47.

УДК 553.44 (571.54)

**Анализ цикличности при прогнозировании стратиформного оруденения.** И. Л. Васильев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 47—49.

УДК 553.44 (571.54)

**Литолого-стратиграфические и геохимические критерии при поисках полиметаллического оруденения.** В. Л. Тихонов, Т. А. Дольник, А. М. Станевич, Ю. Г. Усачев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 49—54.

УДК 553.44 (571.54)

**Роль метаморфизма и складчатых деформаций в формировании колчеданно-полиметаллических руд.** Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Т. П. Кузнецова, В. В. Мосейкин. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 54—57.

УДК 553.44 (571.54)

**Конвергенция признаков метасоматитов и генезис колчеданно-полиметаллического оруденения.** Д. И. Царев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 58—64.

УДК 553.3/4 (571.54)

**Железные руды Тыйской полосы (петрохимия, формационный тип) и некоторые вопросы геологии Олоkitского синклиория.** В. У. Болонев, В. Г. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 65—71.

УДК 553.065 + 553.412.8 (571.54)

**Генетические типы медно-никелевых сульфидных месторождений Северного Прибайкалья.** С. А. Гурулев. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 72—73.

УДК 553.065.2 + 553.412.8 (571.54)

**Петрология Чайского сульфидно-никелевого месторождения.** В. Е. Викулов, Г. И. Туговик. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1984, с. 74—78.

УДК 553.4 + 553.065 (571.54)

**О вертикальной зональности распределения сульфидного медно-никелевого оруденения в базит-гипербазитовых интрузивах Северного Прибайкалья.** И. Б. Борголов. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 78—81.

УДК 550.42 + 553.49 (571.54)

**Геохимия малых элементов в эндогенных процессах при становлении базит-гипербазитовых комплексов.** Э. Г. Конников. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 82—88.

УДК 553.411 : 551.31 (571.54)

**Роль дорудно-эндогенных процессов в локализации минерализации в зеленокаменных поясах и трогах.** М. П. Лобанов, Г. М. Педяш. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 89—91.

УДК 553.492.4 (571.54)

**Проблема сынныритов как комплексного источника алюмосиликатного сырья.** А. С. Пак, Л. И. Панина, В. П. Костюк, П. Ч. Шобогоров. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 92—97.

УДК 553.492.4 (571.54)

**Пути комплексного освоения сынныритов для производства глинозема, калийных удобрений, цемента и других промпродуктов.** А. М. Прусевич, М. Г. Манвелян, В. И. Бгатов, В. С. Сурков. — В кн.: Геология и полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. М.: Наука, 1983, с. 98—101.

1р. 40 к.

4024