

550(571.54) Б-55

МЗЧ

10455

Министерство геологии
РСФСР
Бурятское геологическое
управление

Академия наук СССР
Сибирское отделение
Бурятский филиал

МАТЕРИАЛЫ

К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ,
ПОСВЯЩЕННОЙ 50-ЛЕТИЮ
СОВЕТСКОГО ГОСУДАРСТВА
И 10-ЛЕТИЮ
БУРЯТСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО УПРАВЛЕНИЯ

13-16 декабря 1967 года

Улан-Удэ

1967 г.

33107

550(571.54)
М 34

Министерство геологии
РСФСР
Бурятское геологическое
управление

Академия наук СССР
Сибирское отделение
Бурятский филиал

МАТЕРИАЛЫ
к геологической конференции
посвященной 50 - летию
советского государства
и 10 - летию бурятского
геологического управления

13-16 декабря 1967 года

33107

Улан - Удэ



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В.Л.Арсентьев /зам.председателя/, Ю.С.Беломестных,
Л.С.Волков, В.А.Дворкин-Самарский, В.И.Игнатович,
Н.Е.Матюхин, Ц.О.Очиров, А.С.Трофимов, П.Ч.Шобогоров
/председатель/, А.Л.Шпильков.

Достойными успехами встречает пятидесятилетие нашего государства коллектив геологов Бурятии. В этом же юбилейном году он отмечает и вторую дату - десятилетнюю годовщину создания Бурятского геологического управления.

Если перелистать страницы истории геологических исследований территории республики до 1957 г., станет очевидным их сезонный эпизодический характер, разрозненность, различная ведомственная принадлежность, узко специализированный характер. Геологические исследования не представляли единого неразрывного процесса изучения и освоения минеральных ресурсов края. В октябре 1957 г. по инициативе областного комитета партии и Совета Министров Бур.АССР большинство организаций, проводивших геологическое изучение недр республики, были объединены в Бурятское территориальное геологическое управление, основная задача которого определялась необходимостью комплексного, последовательного изучения Бурятии на все виды полезных ископаемых.

За десятилетний период деятельности управления объем геологических исследований и геолого-разведочных работ возрос почти вдвое, численность трудящихся, занятых на этих работах, увеличилась немногим более чем в полтора раза. Объем буровых работ на это время возрос в 2 раза, а горных - в 3 раза. К началу 1967 года почти на всей территории

республики, проведена геологическая съемка. Если до 1957 года сырьевая база республики ограничивалась Джидинским месторождением вольфрама и молибдена, Гусиноозерским месторождением угля, мелкими месторождениями золота и строительных материалов, то за минувшее десятилетие открыты, разведаны и сегодня дают свою продукцию Хольбольтинское месторождение бурых углей, Мухор-Талинская группа месторождений высококачественных строительных материалов, Билютинское месторождение химически чистых известняков. Разведаны и ждут промышленного освоения месторождения редких металлов в Баунте, Олонь-Шибирское и Никольское месторождения каменных углей в долине Тугнуя, Ильчирский асбест в Саянах, золоторудные месторождения и россыпи Восточного Саяна и Баунта. Разведано уникальное Молодежное месторождение хризотил-асбеста. Ведутся разведочные работы в границах недавно установленной колчеданно-полиметаллической провинции в Еравне. За десятилетний период исследований передано для промышленного освоения 29 месторождений полезных ископаемых. Проведены и региональные обобщающие работы, в т.ч. составлены сводные геологическая и металлогеническая карты территории республики, закончено составление прогнозно-металлогенических карт основных рудных районов, позволяющих уверенно проектировать и вести поисковые работы с учетом конкретных геологических факторов. Интересен тот факт, что затраты средств, отпущенные государством на производство геологических работ, за прошедшие десять лет составляют менее 1% от стоимости сырья только 10 месторождений, переданных на баланс страны.

Значительно вырос качественный состав инженерно-технического персонала управления. Без отрыва от производства

подготовили и успешно защитили кандидатские диссертации семь геологов управления, многие молодые инженеры и техники пришедшие в управление в 1957 г. сейчас возглавляют основные подразделения партий и экспедиций, стали зрелыми высококвалифицированными специалистами. За многолетний труд и значительный вклад в изучение недр республики 39 работников партий и экспедиций награждены орденами и медалями Союза ССР.

Настоящие тезисы освещают ряд основных вопросов геологического строения, тектоники, металлогении, методики поисковых и разведочных работ, инженерной геологии, представленные коллективом геологов Бурятского и соседних с ним управлений, а также научно-исследовательских институтов и других организаций, производивших исследования в пределах Восточной Сибири.

Оргкомитет конференции

РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И
ОСВОЕНИЕ НЕДР БУРЯТИИ

Ц.О.Очиров /Бурятский филиал
СО АН СССР/

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В БУРЯТИИ

Начало научения геологического освоения Бурятии положено еще в XVIII веке представителями Российской Академии наук Гмелилиным, Палласом, Георги, Лаксманом, Сиверсом и др. В их трудах даются первые сведения о горных породах, слагающих территорию Бурятии. Исследования этого периода носили весьма общий и отрывочный характер.

В XIX веке продолжались исследования рядом ученых, среди которых можно отметить работы по минералогии Севергина, по геологии Забайкалья Спасского, описанию соляных промыслов Сушкова, минеральных источников Гессе, по геологическому строению оз. Байкал Эрмана и Сушкова, происхождению Гусиного озера Бестужева и др.

Однако, первые систематизированные научные данные о геологическом строении Бурятии мы находим в работах П.А. Кропоткина, И.Д. Черского, В.А. Обручева, М.М. Тетяева и др. И.Д. Черский дал общую характеристику условий залегания кристаллических, метаморфических и осадочных пород системы р. Селенги. Впадины Забайкалья, согласно концепции И.Д. Черского, представляют собой синклинали, образовавшиеся до накопления континентальных осадков, что складчатость представляет процесс весьма длительный, охватывающий целые геологические периоды и ведущий к созданию складчатых форм, выраженных в рельефе земной поверхности.

Особую эпоху дореволюционного периода составляют исследования акад. В.А. Обручева, внесшего выдающийся вклад в

изучение геологического строения Бурятии и смежных территорий. В.А.Обручевым написаны десятки трудов, освещающих различные проблемы геологии. Эти работы до сих пор служат настольной книгой геологов, изучающих геологическое строение Бурятии и сопредельных областей. В.А.Обручевым обобщен огромный фактический материал и дан глубокий анализ структуры Забайкалья, в которой ведущая роль отведена тектоническим разломам. В развитии геологической структуры Забайкалья преобладала глыбовая тектоника. В.А.Обручев является одним из творцов теории о "древнем темени Азии" - широко известной тектонической концепции начала XX века.

Необходимо отметить, что геологическая изученность территории Бурятии ко времени Великой Октябрьской социалистической революции оставалась весьма незначительной. Геологической съемкой было покрыто не более 2% территории республики.

Широкие и планомерные геологические исследования начались только после Великой Октябрьской социалистической революции. Наряду со старшим поколением исследователей, во главе которых неизменно стоял В.А.Обручев, в геологическое изучение Бурятии включаются ежегодно десятки и сотни геологов. В геологических исследованиях принимают участие различные научные и производственные учреждения СССР.

В первые послереволюционные годы геология и полезные ископаемые Бурятии изучаются сотрудниками Геолкома: М.М.Тетяевым, А.К.Мейстером, С.С.Смирновым и др. Продолжает свои работы в Бурятии и других смежных районах В.А.Обручев, последовательно развивая свои прежние взгляды.

В 30-х годах нашего столетия в Бурятии работают такие

видные советские ученые, как А.А.Арсеньев, Д.С.Коржинский, С.С.Смирнов, Д.И.Шербаков, Н.И.Толстихин и др. Ими были изучены проявления редких элементов, железных руд, угли, флогопита и минеральных вод. В эти же годы геологом М.В.Бесовой было открыто Джидинское вольфрамово-молибденовое месторождение, которое впоследствии детально изучалось П.И.Налетовым.

Начиная с 40-х годов до конца жизни в Саянах и Хамар-Дабане работал С.В.Обручев, который детально изучал вопросы стратиграфии докембрия.

В 30-40-е годы основные геологические работы на территории Бурятии проводило Иркутское геологическое управление. Ведущие геологи Управления - Б.А.Иванов, Н.А.Флоренсов, П.И.Налетов, П.И.Клевенский, И.А.Кобеляцкий, Е.П.Бессолицын, А.С.Стругов, В.В.Домбровский и другие - внесли значительный вклад в геологическое изучение и освоение минеральных богатств республики. В годы Отечественной войны в Восточном Саяне работали известные ученые академики В.С.Соболев, А.Н.Лодочников, посвятившие свои исследования изучению минералогии, петрографии и других вопросов геологии этого района.

С конца 40-х годов в пределах Бурятии проводят исследования сотрудники Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР под руководством Е.В.Павловского, И.А.Флоренсова, И.В.Белова и др. Исследованиями Е.В.Павловского заложены основы наших представлений о тектоническом строении и стратиграфии докембрийских и более молодых образований Саяно-Байкальской горной области. Сопоставляя впадины байкальского типа со структурами Восточной Африки и Аравии, Е.В.Павловский подчеркивает ведущую роль в образовании тех

и других структур явлений длительной и геоморфологически выраженной складчатости, называемой им аркогенезом. По мнению Е.В.Павловского, разломы принимают участие в формировании возникших при аркогенезе впадин, но эти явления производные и второстепенные.

Н.А.Флоренсов, изучавший угленосные отложения и другие вопросы геологии Бурятии, выдвигал гипотезу о происхождении впадин Прибайкалья за счет одновременно идущих медленных процессов: выраженной в рельефе широкой и пологой складчатости, денудации антиклинальных поднятий и накопления осадков в синклинальных прогибах. Разломам отводится второстепенная роль.

Изучением различных проблем геологии Бурятии занимались сотрудники Восточно-Сибирского филиала АН СССР И.В.Белов, И.М.Хренов, В.Г.Беличенко, Ю.В.Комаров и многие другие.

С 1953 г. по 1958 г. изучением геологии мезозойских континентальных отложений и олово-вольфрамово-молибденового оруденения Бурятии занималась Экспедиция СОПС АН СССР в составе С.Д.Попова, Н.Ф.Карпова, Л.П.Нефедьевой, Е.П.Бутовой и Ц.О.Очирова.

Из представителей других геологических учреждений в Бурятии работали Л.И.Салоп, А.Л.Додин /ВСЕГЕИ/, В.П.Солоненко /Иркутский госун-т/, Е.Н.Смолянский /Ирк.гор.ин-т/ и др.

В эти же годы в пределах Бурятии были выявлены месторождения молибдена, вольфрама, золота, бокситов, графита, асбеста, железных руд, угля, строительных материалов и химического сырья.

Говоря о пройденном этапе геологических исследований, приходится отметить, что в течение многих лет территория

Бурятия считалась мало перспективной в смысле обнаружения месторождений прежде всего рудных ископаемых. Такое мнение сложилось в основном в результате все еще слабой изученности территории и господства в течение значительного времени неверных теоретических взглядов, как шарьяжная тектоника, преобладание складчатых форм развития земной коры в этой области и т.д.

Для расширения дальнейшего геологического изучения Бурятии в 1958 г. было организовано Бурятское геологическое управление, в 1959 г. - Отдел геологии в Бурятском филиале СО АН СССР. С созданием БГУ началась планомерная и целеустремленная работа по геологическому картированию и поискам полезных ископаемых на всей территории Бурятии. Местными силами геологов производятся разносторонние тематические исследования.

Геологами БГУ за истекшие годы выполнены значительные работы по стратиграфии древних и мезозойских отложений, изучению разновозрастных магматических пород, составлению геологических и других специализированных карт и т.д.

В отделе геологии Бурятского филиала СО АН СССР проводятся исследования, посвященные изучению петрологии, петрографии, геохимии магматических пород и закономерностей размещения связанных с ними полезных ископаемых, а также - мезозойских и кайнозойских структур Забайкалья.

Установлено, что подавляющее большинство рудных месторождений размещается в особых структурных зонах, контролируемых разломами глубинного заложения и намечается прямая генетическая связь с рудоносными интрузиями. Разработаны вопросы генезиса и типизации гранитных пегматитов, выделено шесть типов в зависимости от их связи с гранитоидами различных формаций и глубины образования. Изучены вопросы генезиса щелочных апатитоносных пород, что позволило дать обоснованный прогноз на выявление апатитовых месторождений. Описаны генетические типы вольфрамово-

молибденовых месторождений Бурятии. Установлены закономерности происхождения никеленосных массивов в Северном Прибайкалье. Изучены основные типы мезозойских структур, в формировании которых существенную роль играют разломы. В связи с мезозойскими структурами изучались закономерности размещения месторождений флюорита и "золота балейского типа".

По всем выполненным работам составлены отчеты, прогнозные и другие схемы, которые сейчас используются в практике геологоразведочных работ.

В заключение следует отметить, что геология Бурятии изучена еще не достаточно и богатства ее богатейших недр полностью не выявлены. О перспективности территории свидетельствует то обстоятельство, что в течение последнего десятилетия выявлены крупные месторождения молибдена, асбеста, железа редких элементов, полиметаллов, золота и многочисленные рудопоявления. Последние при детальном изучении также могут оказаться крупными месторождениями.

Геологам предстоит еще многое сделать. Перед нами стоят большие проблемы в области изучения петрологии, петрографии и петрохимии магматических, метаморфических и осадочных пород, стратиграфии, тектоники и глубинного строения и состава земной коры.

Празднуя славное 50-летие Советской власти, геологи сделают все возможное для эффективного проведения научно-исследовательских работ и освоения минеральных богатств республики и тем самым способствовать развитию производственных сил нашей Великой Родины.

В.П.Плотников
Т.Н.Ивойлова /БГУ/

50 ЛЕТ ПЛАНОВЕРНОГО ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ
РЕСУРСОВ БУРЯТИИ

Бурятская автономная советская социалистическая республика, в прошлом - глухая окраина царской России, ныне - один из важных промышленных районов Советского Союза.

Почти вплоть до Великой Октябрьской социалистической революции Бурятия и ее столица служили торгово-перевалочной базой на великом торговом пути из России в Китай. Огромные природные ресурсы региона долгое время оставались практически нетронутыми. Эксплуатировались лишь золотые россыпи Восточного Саяна и Баргузинско-Баунтовской тайги, да в небольшом объеме железные руды Курбинской группы м-ния. Добывался на экспорт также уникальный ботогольский графит.

Геологических исследований почти не проводилось, лишь в период изысканий трассы Транссибирской ж.-д. магистрали менее чем 2% территории было покрыто маршрутной мелкомасштабной съемкой.

С установлением Советской власти таившиеся в недрах Бурятии разнообразные природные богатства начали ставиться на службу народу. В первые послереволюционные годы изучением центральной, южной и восточной частей республики особенно много занимался начальник Горного округа П.Н.Бутырин. Он исследовал горькосоленные и гуджирные озера Бурятии, золотоносность басс. Баргузина и Витима, первый обстоятельно описал железорудные м-ния Курбы, Петровского завода; Мысовой. Немало им было сделано и в части постановки поисков и изучения нерудного сырья и минеральных источников.

В эти же годы сотрудники Геолкома Б.Н.Артемов и А.В. Арсентьев в своих отчетах сообщили о золотоносности россыпей правых притоков р.Джиды.

В Восточном Саяне, наряду с исследованиями известных м-ний золота, графита, асбеста, нефрита, велись поиски новых проявлений меди, железа и даже алмазов.

В 1928-1933 гг. комплексной экспедицией СОПС АН СССР /А.Е.Ферсман, С.С.Смирнов, Д.С.Коржинский и др./ подробно изучены петрографические, минералогические и геохимические особенности Прибайкалья, открыты и описаны редкометалльные, слюдоносные и др. м-ния.

С открытием М.В.Бесовой в 1932 г. Джидинского молибденово-вольфрамового м-ния, началось освоение Джидинского рудного р-на, послужившее толчком к развитию народного хозяйства Бурятии. Наряду с находками полезных ископаемых, были получены ценные данные по стратиграфии р-на /П.И.Налетов, К.А. Шалаев, Т.Т.Деуля/.

В конце тридцатых годов началась разработка Гусино-озерского и Баянгольского угольных м-ний. На севере, на базе прежних старательских работ, возник комбинат "Баргузин-золото", работами которого были выявлены новые многочисленные россыпи золота, в т.ч. впервые - глубокие россыпи для подземной отработки.

В связи с резким увеличением объемов строительства быстро развивается промышленность местных строительных материалов /химически чистые, цементные и др. известняки, кирпичные и цементные глины, туфы, песок, гравий, граниты, сиениты и др./.

Тридцатые годы характеризуются большим количеством публикаций, в которых освещены вопросы тектоники, стратиграфии, гидрогеологии, генезиса полезных ископаемых отдель-

ных р-нов Забайкалья.

Период сороковых годов, несмотря на некоторую ограниченность геологических работ в первой его половине, отличается дальнейшим расширением геологосъемочных, разведочных и научно-исследовательских работ, в которых принимали участие ВСГУ /ИГУ/, тресты ВСЦМР, Иркутскуглегеология, Сибгеолнеруд, ВСНГ, Золоторазведка, Востсиболово, ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ГИН АН СССР и др.

Было проведено картирование угленосных площадей в бассейне р.Селенги, на южном склоне Заганского хр. - поиски пегматитов, в басс.рек Шара-Азарги и Хурлика - поиски полиметаллов. Большое внимание уделялось комплексному изучению Восточного Саяна.

В период 1940-1953 гг. в центральной части республики выявлена целая группа новых м-ний угля, плавикового шпата, а также признаки редкометального оруденения. Разведывались угольные м-ния: Окино-Ключевское, Гусинеозерская группа, Лысогорское, Мухинское. На севере выявлен ряд м-ний и проявлений россыпной, золоторудной, редкометальной и полиметаллической минерализации, что позволило по-новому оценить перспективы этой части региона.

Громадную территорию Северо-западного Забайкалья охватили исследования геологов треста "Золоторазведка" и института НИГРИзолото /Д.К.Зегебарт, А.Г.Шпилько, С.Д.Шер, С.Г.Мирчинк и др./, в результате которых в основе расширено геологическое строение и условия локализации золотого оруденения на территории Байкало-Витимского нагорья, выделены перспективные на золото районы, площади и рудные поля.

В 1947-1948 гг. В.Г.Дитмаром составлены геологические карты и дан широкий прогноз минерально-сырьевых ресурсов крайнего севера республики.

Последующие годы характеризуются новой активизацией и дальнейшим увеличением работ. С внедрением в практику геологических съемок и поисково-оценочных работ методов шлихового и металлометрического опробования, геохимии, биогеохимии и гидрохимии, а также аэрогеологии и аэрогеофизики /1954-1957 гг./ эффективность картосоставительских и поисковых работ значительно повысилась.

В 1954-1965 гг. публикуется серия статей, докладов и монографий по стратиграфии, тектонике, магматизму и металлогении территории.

Познание недр Бурятии, изучение и уточнение особенностей ее геологического строения и прогноз перспектив минеральных ресурсов совершает резкий качественный и количественный скачок с организацией в 1958 г. Бурятского территориального геологического управления, выросшего на базе Бурят-Монгольской комплексной геологической экспедиции ИГУ.

Геологической съемкой охватываются практически все важнейшие рудные узлы, поля, наиболее перспективные зоны, м-ния, участки и группы проявлений таких типичных для Бурятии полезных ископаемых, как золото, редкие металлы, свинец и цинк, железо, бурые и каменные угли, асбест, флюорит, графит, перлиты, строительные материалы и др. Проведена гидрогеологическая съемка, составлены прогнозные карты сельскохозяйственного водоснабжения, карты минеральных и промышленных вод.

Столь же широкое развитие получают научные производственно-тематические работы и исследования геологов и геофизиков БГУ по металлогении, прогнозированию полезных ископаемых, стратиграфии и биостратиграфии. Среди них - работы регионального значения В.П.Арсентьева, Е.Е.Батуриной,

Ф.К.Волколакова, Л.С.Волкова, И.Я.Кузьмина, Н.П.Михно, П.И.Налетова, Е.Н.Смолянского, Р.С.Тарасовой, В.М.Скобло, М.М.Язымира и Б.А.Далматова, Н.М.Ивченко, А.Л.Шпилькова, М.Ф.Шелковникова и ряда других. Эти сводные работы базируются на использовании материалов поисковых и разведочных работ, а главным образом — на материалах государственной геологической съемки, проведенной геологами БГУ в основном за последние 8-10 лет. Среди последних отмечаются геологические карты А.А.Малышева, А.С.Кульчицкого и В.Н.Гусева, П.В.Осокина и П.Ф.Зайцева, Д.Ц.Цыренова, П.Б.Дедохина, Ю.М.Бажина и Ю.М.Янова, В.А.Новикова, Д.В.Ветрова, Д.В.Трунева, В.В.Балханова и многих других.

Резкий подъем в познании геологии и металлогении республики привел к тому, что за семилетие 1958-1965 гг. в ходе работ геологов и геофизиков БГУ сделан целый ряд находок и открытий, значение которых трудно переоценить. Крупные м-ния открыты и разведаны на севере Бурятии /работы В.И.Игнатовича и А.С.Филько, Ю.И.Щеголихина и А.С.Трофимова, Э.М.Мулюкова, А.П.Грибанова и Д.А.Танцырева, К.Г.Башты, В.А.Попова и М.Е.Замачикова, Н.А.Фишева, В.Н.Тарасова, Е.Н.Галанина, Г.А.Ермакова, Ф.К.Чинакаева, Г.О.Газаряна, А.С.Пака и др./ .Среди них — уникальный асбест Молодежного м-ния, новые редкометалльные и полиметаллические месторождения.

В центральном промышленном р-не выявлена группа м-ний нефелинового сырья. Завершена разведка и утверждены запасы бурогоугольных м-ний Гусиноозерско-Загустайской группы. Южнее продолжают работы по разведке группы флюоритовых м-ний, сырье которых в ближайшее время начнет поступать на Кяхтинскую обогатительную фабрику /работы Ф.И.Ковальского, А.П.Мордвина, Н.А.Гедымы и др./ .

В Тугнуйской впадине разведаны и утверждены крупные запасы каменных углей, а высококачественные мухор-талинские перлиты, разведанные Н.С.Круцко, Е.С.Можаковой и др., уже поступают на стройки Вост.Сибири.

Одним из важнейших достижений последнего пятилетия 1960-1965 гг. и прямым результатом геолого-геофизических работ является открытие Еравнинской железорудно-полиметаллической зоны и начатая коренная переоценка перспектив соседнего Курбинского рудного узла /работы А.Л.Шпилькова, Д.В.Ветрова, И.С.Лебедева, Н.И.Борисовой, А.С.Филько, И.П.Выбкина и др./. Открыто и частично разведано крупнейшее в Союзе м-ние графитизированных кристаллических сланцев /работы Г.Е.Викулова, Ю.А.Чешенко и др./. Предварительно разведаны высокортные для газохимической переработки ахаликские угли Тункинской котловины /работы Л.С.Наумова и Р.И.Наумовой/. В Вост.Саяне работами А.И.Верхозина, В.А.Лбова, В.В.Левицкого, Г.А.Феофилактова и др. выявлена целая группа золоторудных м-ний, здесь же разведано /Н.С.Круцко/ Ильчирское м-ние хризотил-асбеста.

В итоге исследований советского этапа, республика располагает многочисленными геологическими, аэрогеофизическими, металлогеническими прогнозными картами. Свыше 50 наиболее значительных м-ний полезных ископаемых передано промышленности. Большая часть их уже эксплуатируется или готовится к эксплуатации, остальные составляют активный резерв для дальнейшего развития горнорудной промышленности Бурятии.

Перечень горнодобывающих предприятий в республике пока еще невелик, список этот по праву возглавляет действующий с 1934 г. Дзидинский комбинат. Наиболее многочисленны



предприятия, разрабатывающие м-ния местных строительных материалов - бутового камня, химического, флюсового и строительного карбонатного сырья, песков и гравия, кирпично-черепичных глин. Стекольная промышленность республики скоро получит собственную сырьевую базу в лице Черемшанского м-ния.

Перспективным планом развития народного хозяйства на 15-летие 1966-1980 гг. по Бурятии предусматривается ввод в эксплуатацию целого ряда резервных м-ний минерального сырья и образование в республике ряда совершенно новых отраслей горнорудной промышленности.

В.М.Скобло, М.М.Язмир /БГУ/

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БГУ

Палеозой и поздний допалеозой

Специализированные работы по биостратиграфии палеозоя ведутся в Бурятском геологическом управлении с 1960 года, продолжаясь и в настоящее время. Планирование исследований находится в зависимости от требований производства.

В 1960-1963 г.г., когда существовала потребность в оценке масштабов развития палеозойских отложений, сопоставлении между собой удаленных друг от друга толщ, понимании качественного своеобразия палеозойского осадконакопления была выполнена обобщающего характера тема "Биостратиграфическое расчленение палеозойских отложений Бурятской АССР". В 1964-1966гг. в связи с поисками бокситов и с целью определения вызывавшего в то время споры возраста некоторых проблематичных толщ, было проведено исследование на тему: "Биостратиграфическое

расчленение верхнего протерозоя и палеозоя Талой-Мало-Амалатского междуречья". В последние годы, в связи с широким развитием поисков руд железа и полиметаллов в палеозойских отложениях Удино-Витимской зоны, проводится и близка к завершению работа по теме: "Стратиграфия нижнего кембрия Курбинского и Еравнинского рудных районов". Палеозойская биостратиграфическая партия принимает также участие в составлении атласа ископаемых фауны и флоры Бурятской АССР, ее материалы включены в палеогеографический атлас СССР по разделам "венд" и "кембрий".

Работы по затронутым проблемам проводятся комплексно. Непосредственно в партии монографически изучаются основные группы организмов кембрия-трилобиты, археоциаты, водоросли; некоторое время /по 1964 г./ изучались микрофоссилии. Значительная доля исследований падает на решение геологических вопросов /составление разрезов, их литологическая характеристика, фациальный и формационный анализ толщ/ и элементов палеоэкологии и палеобиогеографии. При этом весь ход исследований и их результаты увязываются с данными геологов БГУ, других территориальных управлений, Академии наук.

В процессе изучения палеозоя было показано, что севернее ранее известной Удино-Витимской зоны располагается выделенная впервые Бирамьин-Янгудская структурно-фациальная зона, отличающаяся от первой многими особенностями седиментогенеза. Для каждой из указанных зон была составлена своя местная биостратиграфическая схема. В кембрийских отложениях Удино-Витимской зоны удалось выделить четыре палеонтологических горизонта, что привело к более ясному пониманию стратиграфии ольдундинской свиты и сопоставлению последней именно с курбинской свитой. В сотрудничестве с другими исследователями было

пересмотрено положение в разрезе химгильдинской свиты и установлен ее ниже-среднекембрийский возраст. Были получены первые палеонтологические материалы, позволившие уточнить возрастное положение истажинской свиты /Ст₂-0/. В настоящее время имеются биостратиграфические предпосылки для выделения мыдынгенской свиты в самостоятельный /мыдынгенский/ комплекс и сопоставления последнего с вендом других районов СССР. Раннепалеозойские отложения Бирамьино-Янгудской зоны подразделены на мамаканский стратиграфический комплекс и кембрийскую систему. В нижекембрийских отложениях выделено четыре палеонтологических горизонта. В бассейне р.Бамбуйки и Коокты были установлены отложения среднекембрийского отдела. Впервые в пределах Баргузинского и Южно-Муйского хребтов и в басс.р.Уакит выделены толщи среднего-верхнего отделов кембрийской системы. Получили палеонтологическое обоснование выделение и корреляция ряда свит и подсвит. Биогеографический анализ фауны и флоры Удино-Витимской и Бирамьино-Янгудской зон привел к выводу о том, что в ранне- и среднекембрийской эпохах на занимаемых зонами территориях существовали самостоятельные бассейны. На этом заключении базируется выделение палеотектонического Баргузино-Ципинского поднятия между указанными бассейнами. Каждая зона по формационным признакам была подразделена на подзоны. Из них наибольшее значение имело выделение Еравнинской и Туркино-Курбинской подзон в Удино-Витимской зоне, что позволило объяснить металлогенические различия указанных районов. С помощью палеоэкологических наблюдений был установлен биогермный характер многих известняковых тел и разработана их классификация. Это привело к изменению методики картирования и составления разрезов по кернам скважин отложений олдындинской свиты, для которых био-

гермные сооружения особенно характерны.

Специальное биостратиграфическое изучение проблематичных по возрасту древних серий Талой-Мало-Амалатского междуречья и бассейна р.Уакит позволило доказать допалеозойский /поздне-протерозойский/ возраст уакитской и икатской серий. При этом впервые для данной территории проведено детальное монографическое описание послойно отобранных из разрезов строматолито-образующих водорослей и показано их стратиграфическое значение. Выделенные биостратиграфические подразделения /палеонтологические горизонты/ дали возможность увязать разрезы тилимской свиты при поисках в последней проявлений бокситов. На биостратиграфической основе произведена корреляция уакитской и икатской серий. В уакитской серии, кроме ранее известных, выделены две новые свиты - нижняя гольцовая и верхняя гольцовая. К верхней части икатской серии в пределах Талой-Мало-Амалатского междуречья отнесена точерская свита, которая была выведена из состава палеозойской группы.

В результате палеонтолого-стратиграфических исследований была уточнена и в некоторых случаях изменена и дополнена легенда к картам Прибайкальской и Бодайбинской серий. Биостратиграфические данные теперь используются и при поисково-съёмочных работах на рудных узлах. Дано биостратиграфическое обоснование разновозрастного положения железорудных месторождений Курбинского и Еравнинского рудных районов. Получены палеоальгологические критерии для отчленения допалеозойских карбонатных толщ от кембрийских. Развивается впервые проводящаяся в СССР работа по применению археоциат и водорослей для биостратиграфической увязки разрезов разведочных скважин. В ряде пунктов обоснована стратиграфическая последовательность отло-

жений, обнаружены многочисленные новые местонахождения ископаемых животных и растений, сделаны их послойные сборы.

В ближайшие годы намечается дальнейшее углубление и расширение биостратиграфических исследований. На повестку дня встали вопросы более детального биостратиграфического расчленения рудоносной олдындинской свиты, решение которых необходимо для нормального проведения разведочных работ и крупномасштабного картирования. Возникла необходимость в прослеживании выделенных биостратиграфических подразделений на других площадях - Джидинском районе и в Восточном Саяне в связи с укрупнением масштаба съемочных работ. В числе первоочередных стоит также проблема дальнейшего биостратиграфического расчленения допалеозойских отложений, мылдынгенского и мамаканского комплексов и ряда мало или совсем палеонтологически не охарактеризованных свит среднего и верхнего отделов кембрия и ордовика.

II. Мезозой

Тематическая партия по биостратиграфии мезозоя в Бурятском геологическом управлении организована в 1959 г. и существует поныне. За прошедшие годы выполнены работы по трем темам: 1/ "Биостратиграфия угленосных отложений Гусиноозерской, Тугнуйской и других впадин Южной и Центральной Бурятии"; 2/ "Биостратиграфия осадочно-вулканогенных образований мезозоя Западного Забайкалья"; 3/ "Биостратиграфия мезозойских отложений Витимского плоскогорья". С 1966 г. ведутся исследования по теме: "Палеонтологические и литолого-фациальные критерии детального расчленения мезозоя Бурятской АССР". Кроме того, в 1967 г. начато составление ископаемых фаун Бурятии /раздел "мезозой"/.

С самого начала работ взаимоувязывались исследования по палеонтологии и геологии соответствующих отложений. В сферу деятельности партии входят сборы самых разнообразных органических остатков - от динозавров до микрофауны, монографическое описание остракод, определения моллюсков, составление многочисленных разрезов и карт узловых участков, литологическая характеристика толщ, элементы фациального, палеоэкологического и тафономического анализов.

Работы проводятся в тесном контакте со специалистами другого профиля как БГУ, так и академических организаций. С учетом данных многих исследователей составлены схемы стратиграфии мезозоя Юго-Западного и Северо-Западного Забайкалья. В частности, установлена ичетуйская свита и определен ее ранне- и среднеюрский возраст. Это привело также к более конкретному разграничению толщ триасовых и юрских вулканитов. Получены новые данные о средне-позднеюрском возрасте удинской свиты, намечена корреляция ичетуйской и удинской свит. Уточнен возраст хилокской свиты $\Delta_3 + C_1$, ранее относившейся к нижней-средней юре; уточнены также ее границы, геологическое содержание и площадное распространение. Установлена новая осадочно-вулканогенная хысехинская свита раннемелового возраста. Произведено геолого-палеонтологическое обоснование тугнуйской свиты, выделенной из гусиноозерской серии в качестве особого, более древнего подразделения, а также галгатайской свиты Δ_3 и гусиноозерской серии C_1 . Уточнены объем и возраст этой серии, ранее относившейся к средней юре - нижнему мелу. Сопоставлены главные разрезы нижнемеловых отложений на юге и севере Бурятии; причём, впервые детально охарактеризованы ендондинская и зазинская свиты. Предложена схема биостратиграфии, единая для юрских и меловых отложений всего региона /с

выделением семи биостратиграфических горизонтов/.

По результатам исследований партии были заметно откорректированы легенды по Западно-Забайкальской и Прибайкальской сериям листов государственной геологической карты СССР. Биостратиграфические данные и основанные на них выводы все более активно используются и при поисково-съёмочных работах

Разработан и проверен на практике метод увязки разрезов скважин по разведочным профилям путем прослеживания маркирующих палеонтологических горизонтов. Уточнены стратиграфические закономерности размещения каменноугольных и бурогоугольных месторождений Бурятии /каменные угли приурочены к тугнуйской свите, бурные - к определенным частям разреза гусиноозерской серии/.

В последние годы, опираясь на биостратиграфию, партия занимается все более всесторонним изучением мезозойского этапа развития территории Западного Забайкалья. Выделены и характеризуются в биологическом и геологическом отношении две структурно-фациальные зоны - Гусино-Удинская и Зазино-Витимская.

Количество известных захоронений мезозойской фауны и флоры Бурятии по сравнению с 1967 годом увеличено более чем в 100 раз.

Впервые были проведены специальные палеонтологические сборы в эффузивно-терригенных толщах. Тем не менее, насущно необходимы новые находки, равно как и более углубленное изучение уже имеющихся коллекций.

Результаты проведенных палеонтолого-стратиграфических исследований авторы рассматривают лишь как первое приближение к действительности. Ими вскрыты "узкие места" современных

представлений и поставлен на повестку дня целый ряд новых вопросов. С переходом к более детальным работам увеличиваются требования производства в отношении детальности и надежности биостратиграфических материалов, встают новые проблемы. Поэтому постоянное повышение уровня палеонтолого-стратиграфических работ, обогащение методики их проведения, поиски качественно новых форм решения возникающих проблем не теряют своей актуальности.

СТРАТИГРАФИЯ

Н.И.Фомин, В.С.Аносов,
П.В.Дубин (ИГУ)

СТРАТИГРАФИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ САЯНО- БАЙКАЛЬСКОГО СЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На основании новых геологических и радиологических данных древнейшие отложения Саяно-Байкальского нагорья подразделяются на архей, нижний и средний протерозой. Граница архея и нижнего протерозоя проводится по изохроне 2600 ± 100 млн.лет, а нижнего и среднего протерозоя - 2000 млн.лет. К верхнему протерозою (рифей) относятся отложения моложе 1650 млн.лет.

Архей представлен глубоко метаморфизованными породами шарналгатайской серии, расчленяющейся на ряд свит (хидойская, черемшанская, зогинская и китойская).

Ранее включавшиеся в состав серии ерминская и шумихинская свиты рассматриваются более молодыми образованиями.

Основание нижнего протерозоя представлено мощной существенно карбонатной слюдянской серией, коррелирующей с ольхонской серией Зап.Прибайкалья и тулунской свитой Средне-Витимской горной страны. Выше в разрезе нижнего протерозоя залегает бирюсинская серия и ее аналоги (мангат-гольская толща, харгитуйская, хулуртуйская и чуйская свиты). Возможно к этому же уровню следует относить укучиктинскую и мамскую толщи. Завершают разрез нижнего протерозоя мощные терригенно-карбонатные образования (дербинская, жайминская, камчадалская свиты, сарминская серия, михайловская, албазинская свиты). В Средне-Витимском районе на этом уровне находится удоканская серия.

Средний протерозой представлен терригенно-эффузивными

образованиями. Как маркирующий горизонт выделяется хибеленская свита в Зап. Прибайкалье, сублукская свита в Вост. Саяне.

Верхнепротерозойский этап геосинклинального развития области начинается отложениями мощных молассовых толщ, залегающих; как правило, с резким угловым несогласием на подстилающих породах (ермосохинская, чайская свиты).

С отложениями раннего докембрия связан важный комплекс полезных ископаемых (алюминий, железо, флогопит и др.).

Г.М.Яценко, А.И.Росихина
(Львовский университет)

О ВОЗРАСТЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

В хребте Морском и северо-западных отрогах хребтов Хамар-Дабана и Улан-Бургасы, в их Приселенгинской части, развиты метаморфизованные протерозойские отложения и различные по составу протерозойские и нижнепалеозойские интрузивные породы. Большинство геологов относит метаморфические толщи этого района к докембрию, расходясь лишь во взглядах на стратиграфическое положение и возраст отдельных подразделений в пределах докембрия.

По нашим представлениям (Яценко, 1965, 1966) здесь могут быть выделены три разновозрастных протерозойских комплекса метаморфических и интрузивных образований. Нижнепротерозойский, представленный талавчанской и святоносской сериями, интрузиями габброидов и гранито-гнейсами; условно среднепротерозойский (колокская свита, гипербазиты, габброиды, плагиограниты) и верхнепротерозойский, в состав которого входят селенгинская серия (итанцинская, бурлинская и добатская свиты), габброиды

икатского и гранитоиды баргузинского интрузивных комплексов.

К нижнему палеозою нами относятся татауровская свита и гранитоиды джидинского интрузивного комплекса (Яценко, 1967).

Многие исследователи в Восточном Прибайкалье выделяют и выделяют архейские отложения /таланчанская и святоноская серии/. Эти образования, в силу их полифациального, но не выше амфиболитовой фации, прогрессивного регионального метаморфизма, структурного положения, сопоставлений с подобными отложениями других районов Байкальской горной области, мы склонны рассматривать в составе нижнего протерозоя.

По представлениям Ю.А.Чернова, С.П.Кориковского и Е.В.Павловского /1966/ все перечисленные выше стратиграфические подразделения являются разновозрастными, и не докембрийскими, а нижнекембрийскими, причем татауровская свита, сложенная конгломератами, располагается на неизвестных образованиях в основании разреза нижнепалеозойских отложений. Близкие соображения высказаны В.Г.Беличенко, П.М.Хреновым и Ю.А.Черновым /1966/, которые селенгинскую серию и колокскую свиту относят к нижнему кембрию; таланчанская и святоноская серии ими не рассматриваются. Татауровская свита располагается в основании разреза нижнего кембрия.

Колокская свита, относящаяся нами условно к среднему протерозою, с небольшим угловым несогласием перекрывается итанцинской свитой селенгинской серии, ее взаимоотношения с нижнепротерозойскими отложениями недостаточно ясны. К среднему протерозою колокская свита относится на основании более слабого, по сравнению с нижнепротерозойскими образованиями, метаморфизма и достаточно отдаленных сопоставлений со среднепротерозойскими отложениями Северо-Байкальского нагорья, выделенными Л.И.Салопом.

Селенгинская серия верхнего протерозоя сопоставляется с широко распространенными в Байкальской горной области комплексами, подстилающими фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия.

Неоднократные поиски фауны в отложениях, относимых ныне Е.В.Павловским, В.Г.Беличенко, П.М.Хреновым и другими исследователями к нижнему кембрию, пока не увенчались успехом. В карбонатных отложениях селенгинской серии В.Г.Беличенко, Н.П.Михно и нами были обнаружены органические остатки, не позволяющие дать определенного заключения /И.К.Королюк/. По устному сообщению О.В.Соколова им в этих же отложениях обнаружены водоросли, характерные для верхнего протерозоя.

Приведенный выше краткий обзор представлений по стратиграфии метаморфических пород южной части Восточного Прибайкалья показывает, что единодушного мнения по этому вопросу пока не достигнуто. В связи с расширением геологических исследований в этом районе, особенно много новых стратиграфических схем стало возникать в последние годы. Глубокое несоответствие взглядов различных исследователей, например отнесение таланчанской и святоносской серий Л.И.Салопом /1958, 1964 и др./ к архею, а Ю.А.Черновым, С.П.Кориковским и Е.В.Павловским к нижнему кембрию объясняется, на наш взгляд, отсутствием строгих объективных данных, в связи с чем для стратиграфических построений приходится широко привлекать косвенные признаки: степень метаморфизма, структурное положение, сравнения с подобными отложениями соседних районов и т.д., что, естественно, приводит к субъективизму в толковании отдельных спорных вопросов.

В связи с этим мы предприняли попытку произвести определения возраста различных докембрийских комплексов южной части Восточного Прибайкалья в абсолютном летоисчислении аргонным методом.

Анализировались разновозрастные и различного происхождения докембрийские породы и минералы, а также нижнепалеозойские граниты. К сожалению, ни одна из полученных цифр абсолютного возраста не совпала с возрастaми, ранее принятыми для анализируемых пород. Древнейшая цифра /430 млн. лет /соответствует силуру^х, наименьшее значение /111 млн. лет/ - мелу. Следовательно, все анализируемые породы, взятые на площади, простирающейся от устья р. Селенги до мыса Безымянного на Байкале, подверглись резкому "омоложению", которое могло осуществиться как в результате погружения их ниже геоизотермы 300°, так и под влиянием последокембрийских интрузий.

Характерно, что большинство полученных значений абсолютного возраста соответствует мезозою. Нами и другими исследователями в южной части Восточного Прибайкалья условно выделяются мезозойские интрузии гранитного состава, но, как показали наши исследования, их влияние на окружающие породы ограничивается нешироким контактовым ореолом и вряд ли могло привести к интенсивному площадному нагреву всех пород.

Об активной тектонической жизни района в мезозое свидетельствует наличие впадин, выполненных континентальными отложениями юрского и мелового возраста и многочисленных тектонических нарушений в виде зон дробления, отдельных разломов и надвигов /Посольский надвиг/. В этих условиях не исключено, что отдельные блоки могли быть опущены на достаточную глубину для нагрева пород до температур 300°C и выше, что, в совокупности с интенсивными деформациями, и привело к потере породами радиогенного аргона.

В заключение следует отметить, что один из широко распространенных и массовых методов абсолютной геохронологии, аргоно-

^х/ По шкале 1964 г. /Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 6/

вый, оказывается неприемлемым для кристаллических пород южной части Восточного Прибайкалья и попрежнему в применении к докембрию данного района остаются в силе обычные геологические методы определения возраста стратифицируемых и интрузивных образований.

Е.Л. Емельянов, В.В. Перфильев
/ И Г У /

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОКИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ /ВОСТОЧНЫЙ САЯН/

1. Междуречье р.р. Белой и Урда-Оки является местом сочленения ряда крупных структур Восточного Саяна. В течение последних лет острая дискуссия развернулась вокруг объема и относительного положения слагающих район метаморфических комплексов.

По данным региональных геологических исследований и р. н. масштабов геологических съемок, район разделен системой разломов на несколько разновеликих блоков, сложенных мраморами и гнейсами слюдянской серии верхнего архея, метаморфическими сланцами и мраморизованными известняками шитхулайской / хангарульской / и иркутской свит нижнего протерозоя, сланцами и известняками окинской и монгошинской свит верхнего протерозоя.

2. н. масштабом геологическим картированием установлено, что отложения слюдянской серии ограничены разломами и стратиграфическими контактами с вышележащими толщами не имеют. Разрез слюдянской серии в бассейне р. Б-Белой хорошо коррелируется с разрезами по р. Урику, Оноту и Китойкину. В соответствии с чем слюдянская серия расчленена на хулгаражалгинскую и дзэнгольскую свиты, ранее выделенные по Урику и Оноту.

Гнейсо-сланцевая с мраморами толща по р.Хайту и в районе оз.Хуургэ-Нур из состава слюдянской серии исключена.

3. Доказано наличие региональной метаморфической зональности в поле распространения протерозоя. Причём, метаморфизм меняется в широких пределах от фации зелёных сланцев до алмадин-амфиболовой фации.

Зелёные сланцы и известняки, относимые ранее к окинской свите верхнего протерозоя, связаны постепенным переходом с гнейсами и кристаллическими известняками, датируемые предыдущими исследователями нижним протерозоем-археем /хангарульская, шутхулайская свиты/. Каких-либо естественных рубежей для выделения перечисленных стратиграфических подразделений нет и они объединены в составе ильчирской свиты среднего-верхнего протерозоя.

4. Мраморы и кристаллические сланцы, выделенные в бассейне р.Хайта в составе иркутской свиты / Pt_1 /, прослежены по распространению в долину р.Б-Белой, где постепенно сменяются известняками и сланцами, отнесёнными к монгошинской свите верхнего протерозоя, без признаков несогласного налегания. В результате пересмотрен вопрос о наличии в разрезе северо-восточного крыла Окинского синклинория нижнепротерозойских образований вообще.

5. В бассейне верховьев р.р.Шебелика, Айнека и Улуг-Язы, где ранее закартирована монгошинская свита верхнего протерозоя и описано согласное налегание окинской свиты / Pt_3 / на монгошинскую, выявлен региональный надвиг, по которому сланцы ильчирской свиты надвинуты на известняки монгошинской.

На левобережье р.Урика ильчирская /окинская/ свита обнажена в ядре крупной антиклинальной складки и согласно перекрывается известняками монгошинской свиты.

6. Установлена сильная фациальная изменчивость в верхней части разреза ильчирской свиты. Особенностью которой является наличие "коридоров" чёрных углисто-кремнистых сланцев среди хлоритовых сланцев и метаморфизованных песчаников.

Сланцевые коридоры пространственно тяготеют к зонам скрытых конседиментационных разломов, к чёрным сланцам приурочены молибден-ванадиевые рудопроявления.

М.М.Язымир, Э.П.Перинова,
В.И.Алексеев / БГУ /

СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ И ЕЕ ДАЛЬНЕЙШЕЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Существовавшие, еще совсем недавно, представления о стратиграфии Удино-Витимской зоны нивелировали особенности строения толщ в разных ее частях. Это затрудняло применение формационного анализа для характеристики зоны, уточнения ее границ. Олдындинская свита понималась как преимущественно карбонатная толща, химгильдинская свита выделялась как вулканогенно-терригенная и была положена в основание раннего палеозоя. Обе эти свиты выделялись и на Кыдымит-Холойском междуречье, и в бассейне рек Курбы, Оны и Турки. Кроме того, в Удино-Витимскую зону были введены верхнепротерозойские селенгинская, икатская и усойская серии и неверно составленный С.П.Смеловским разрез кембрия реки Бамбуйки.

В результате тематических и геологосъемочных работ, проведенных Бурятским геологическим управлением, появились новые данные о составе, стратиграфии и площадном развитии раннепалеозойских отложений. Во-первых в пределах Кыдымит-Холойского

междуречья в основании разреза залегает не химгильдинская, а олдындинская свита. Во-вторых, олдындинская свита состоит, в основном, из вулканогенного материала, а карбонатные породы залегают в ней в виде линз. В третьих, химгильдинская свита сложена почти нацело терригенными породами и согласно залегает на олдындинской свите. Разрез раннепалеозойских отложений в описываемом районе завершается молассовой истагинской свитой, залегающей на более древних толщах с угловым несогласием.

В пределах бассейна рек Курбы, Оны, Турки и Турочки разрез раннего палеозоя начинается с мыдылгенской свиты, которая подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена терригенными породами и кислыми эффузивами при подчиненном количестве карбонатного материала. В северо-восточном направлении эффузивы почти нацело замещаются терригенными отложениями. Верхняя подсвита состоит из чередующихся между собой терригенных пород /сланцев/ и известняков. Выше мыдылгенской свиты залегает преимущественно карбонатная курбинская свита, которая с угловым несогласием перекрывается молассовой ямбуйской свитой. Видимо, аналогами нижних частей разреза /мыдылгенской свиты/ необходимо считать татауровскую свиту низовьев р.Селенги и бурундинскую свиту икатского хребта и центральной части Витимского плоскогорья.

Возрастной объём известных частей олдындинской свиты, привязываясь к новой унифицированной схеме Алтае-Саянской горной области, соответствует интервалу богградский - низы санаштыг-гольского горизонта. Фаунистически неохарактеризованные отложения химгильдинской свиты могут датироваться в пределах нижне-го-среднего отделов кембрия. Истагинская свита, с учётом данных изучения микрофоссилий, отнесена к интервалу верхний кембрий - ордовик.

Наиболее древней среди раннепалеозойских образований бассейна рек Курбы, Оны, Турки и Турокчи является мыддылгенская свита. Большую часть отложений этой свиты, не охарактеризованных фауной, вероятно можно сопоставить с раннепалеозойским вендским /эокембрийским/ комплексом. В верхах мыддылгенской и низах курбинской свит появляются первые находки фауны хилоитонидей, которые могут быть сопоставлены с самым нижним палеонтологическим комплексом нижнего кембрия - усть-кундатским. Курбинская свита, судя по археоциатам, вряд ли моложе отложений богградского горизонта. Возраст ямбуйской свиты, судя главным образом по составу отложений, такой же, как у сходной истагинской свиты.

Теперь, после того как удалось установить возраст и нормальную последовательность формирования свит в пределах обоих указанных районов, легко выделить в них последовательно сменяющие друг друга ряды формаций и установить степень различия между этими рядами. В пределах Удино-Витимской зоны довольно четко проявляются две подзоны. Первая из них Еравнинская, занимает площадь в междуречье рек Кыдзимита и Холоя. Здесь, в геосинклинальном классе формаций, выделяется осадочно-вулканогенная надформация, соответствующая олдындинской свите и флиноидная формация, отвечающая химгильдинской свите. Орогенный класс представлен молассовой формацией истагинской свиты. Вторая подзона /Курбино-Туркинская/ охватывает бассейн рек Курбы, Турки, Оны и Турокчи, и вероятно, нижнее течение р.Селенги, южную часть Икатского хребта и прилегающие к последнему части Витимского плоскогорья. В геосинклинальном классе формаций здесь различаются сменяющие друг друга вулканогенно-терригенная надформация/нижнемыддылгенская подсвита/, карбонатно-терригенная формация /верхнемыддылгенская подсвита/,

карбонатная формация /курбинская свита/. В орогенном классе выделяется молассовая формация /ямбуйская и ее аналог в центральной части Витимского плоскогорья - богдаринская свита/.

Сравнивая ряды формаций обеих выделенных подзон, нетрудно увидеть не только их сходство, но и значительную разницу. Общими чертами обеих подзон являются присутствие в основании разрезов осадочно-вулканогенной надформации. При этом вулканогенная их часть представляет собою единую андезито-дацито-липаритовую формацию. Мы видим также, что фаунистически охарактеризованные разрезы раннего палеозоя в обеих подзонах не выходят за пределы /не выше/ низов санаштыгольского горизонта, а сами фаунистические комплексы весьма близки. Однако, на этом сходство разрезов кончается. В отличие от Еравнинской подзоны, где вулканогенная надформация развита до низов санаштыгольского горизонта нижнего кембрия, в Курбино-Туркинской подзоне возраст надформации не моложе вендского /эокембрийского/. Состав вулканогенного материала здесь также другой. Из всего комплекса пород андезито-дацито-липаритовой формации в Курбино-Туркинской подзоне присутствуют только кислые эффузивы /липаритовая подформация/. Присутствующая в названной подзоне карбонатно-терригенная формация не имеет аналогов в Еравнинской подзоне. Еще большая разница наблюдается между одновозрастными курбинской /карбонатная формация/ и удинской /осадочно-вулканогенная формация/ свитами.

Более позднее завершение вулканической деятельности, широкое развитие биогермных образований, присутствие флишовой формации показывает, что Еравнинская подзона представляет собою центральную, тектонически более активную часть Удино-Витимской зоны. Курбино-Туркинская подзона, где вулканизм проявлялся до нижнего кембрия и только в виде излияния лав

кислого состава, где широкое развитие в нижнем кембрии получили карбонатные толщи и отсутствует флишоподная формация, является краевой, тектонически менее подвижной частью описываемой зоны.

Северо-западная и северная границы Удино-Витимской зоны должны проводиться по западной, северо-западной и северо-восточной кромке выходов раннего палеозоя Курбино-Туркинской подзоны и их аналогов. Действительно, далее этих отложений в указанном направлении известны выходы лишь протерозойских или даже архейских образований, которые еще далее сменяются площадями развития либо платформенных /к западу/, либо субгеосинклинальных /к северу/ раннепалеозойских толщ. Северо-восточные и восточные границы Удино-Витимской зоны, нужно, вероятно, проводить вдоль протерозойского поднятия, выделяемого Л.И.Салопом по правобережью р.Витима. В этом направлении вулканогенные отложения одындинской свиты замещаются терригенными. Вопрос о южных и юго-западных границах зоны остается открытым.

Некоторые исследователи считают возможным отнести отдельные разрез /бассейн р.Бамбулки/ более северной Бирамьино-Янгудской зоны к Удино-Витимской. Здесь следует остановиться на характерных отличиях первой от последней. Для Бирамьино-Янгудской зоны характерны: отсутствие вулканогенно-осадочной надформации; значительно больший возрастной диапазон карбонатной формации /весь нижний кембрий и низы среднего/, присутствие своеобразных молассоидных отложений среднего-верхнего кембрия и в целом одинаковая с Иркутским амфитеатром последовательность отложений, а также ряд особенностей биогеографического характера. Бирамьино-Янгудская зона представляет собой, таким образом, сооружение промежуточного типа между геосинклиналью и платформой. Удино-Витимская зона являлась хотя

и непродолжительной по времени существования, но геосинклинальной тектонической структурой.

М.М.Язымир /БГУ /

РЕГИОНАЛЬНЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ БУРЯТИИ

Биостратиграфические исследования, проводившиеся Бурятским геологическим управлением в 1960-1967 гг., позволили предложить принципиально новую схему биостратиграфического расчленения раннего палеозоя территории Бурятской АССР. В основе его лежит разработанная Ф.К.Волколаковым и автором, схема палеобиогеографического и палеогеографического районирования кембрия республики, в пределах которой выделяются Джидино-Зазинский и Бирамьин-Янгудский палеобиогеографические районы.

Джидино-Зазинский палеобиогеографический район характеризуется присутствием комплексов археоциат, свойственных или близких нижнему кембрию Монголии и в целом Алтае-Саянской складчатой области. Наиболее древние отложения в рассматриваемом районе фаунистически не охарактеризованы. Они представлены мыдылгенским стратиграфическим комплексом, аналогом вендского комплекса, включающим почти всю мыдылгенскую, бурундинскую, сархойскую свиты и нижнюю доломитовую подсвиту боксонской свиты Восточного Саяна. Среди нижнекембрийских отложений выделяются следующие палеонтологические горизонты /снизу/: атхинский, нижний ульдзуйтуйский, верхний ульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский. Эти горизонты по отдельности или вместе присутствуют в олдындинской, курбинской, хохуртовской и боксонской свитах. Выделяются также фаунистически не охарактеризованные отложения нижнего-среднего кембрия /химгиль-

динская, джидинская, мангатгольская свиты/. К верхнему кембрию - ордовики отнесены свиты: иташинская, ямбуйская, богдаринская, яматинская.

Атхинский комплекс в настоящее время включает лишь несколько плохой сохранности форм, отнесённых нами к родам хиолитоидей *Torelella* и *Hyolithellus*. Судя по опубликованным работам, этот комплекс вероятно близок к усть-кундатскому унифицированной биостратиграфической схемы нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области.

Нижний ульдзуйтуйский комплекс характерен для низов верхне-олдундинской подсвиты. В него входят виды сравнительно просто устроенных родов археоциат *Archaeolynthus*, *Ajasicyathus*, *Robustocyathus*, *Coscinoscyathus*, редкие *Protopharetra* и частые *Dictyocyathus* из *Irregularia*.

Появляются и более сложные, главным образом, новые формы в небольшом количестве экземпляров из родов *Thalloscyathus*, *Loculiscyathus*, *Etmophyllum*.

Сообщество организмов включает также многочисленные порообразующие формы водорослей *Eriphyton*, а также губки *Chancelloria*, хиолитоидей *Torelella* и *Hyolithellus*, трилобиты *Elganellus* и *Malykania* и другие организмы.

Верхний ульдзуйтуйский комплекс выделяется в средней части верхнеолдундинской подсвиты. Здесь, кроме родов *Archaeolynthus*, *Ajasicyathus*, *Robustocyathus*, *Coscinoscyathus*, широкое развитие получают представители рода *Protopharetra* и *Dictyocyathus*, а также археоциаты с усложненной внутренней стенкой из рода *Etmophyllum*. Из водорослей здесь особенно характерны порообразующие представители родов *Proaulopora* и *Amganella*.

Сухореченский горизонт выделяется в верхней трети верхне-олдундинской подсвиты. Здесь особую роль играют археоциаты

с усложненными внутренними и наружными стенками, наряду с которыми присутствуют формы, перешедшие из верхнего ульдауйтуйского горизонта. Типичными здесь являются представители родов

Tumulicolynthus, *Leptosocyathus*, *Loculicyathus*, *Archaeofungia*, *Baikalocyathus* gen.nov., *Afiacyathus*, *Ethmophyllum*, *Gordonicyathus*, *Tumulocyathus*, *Tumulocyathellus*, *Kijacyathus* и другие.

Широко развиты породообразующие водоросли родов *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Amganella*, *Renalcis*.

Нижний ульдауйтуйский, верхний ульдауйтуйский и сухореченский горизонты сопоставляются с богградским горизонтом унифицированной схемы расчленения нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. Совокупности перечисленных горизонтов отвечают верхняя /известняковая/ часть боксонской свиты, курбинская свита и фаунистически охарактеризованная часть хохортовской свиты.

Хулудинский горизонт занимает верхи верхнеолддындинской подсвиты. Характерный для горизонта комплекс археоциат включает роды *Siringosocinus* gen.nov., *Ethmophyllum*, *Formosocyathus*, *Baikalocyathus*, *Geyocyathus*, *Tennerocyathus*, *Orbicyathus*, *Archaeofungia*, *Loculicyathus*, *Camyschovaesyathus* gen.n. и др. Здесь же присутствуют многочисленные водоросли родов *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Amganella*, *Botominella*, *Razumovskia*, *Renalcis*. Судя по набору археоциат, хулудинский горизонт отвечает низам санаштыкгольского горизонта или переходным между богградским и санаштыкгольским горизонтами слоям.

В отложениях нижнего-среднего /химгильдинская свита/ отделов кембрия обнаружены редкие микрофоссилии, комплекс которых не позволяет подтвердить или отвергнуть предлагаемую по геологическим данным возрастную привязку. Анализ микрофоссилий

исташинской свиты привёл к выделению среди них кембрийских и очень редких ордовикских видов *Orygmatolaetes laspinosus* Kul., *Zonolaetes speciosus* Bog., *Stenozonolaetes circumscissus* Avv., *Tylosaetes barbullatus* Bog.

Поэтому исташинская и сопоставляемые с ней другие свиты рассматриваются в возрастном интервале верхний кембрий - ордовик.

Комплексы фауны Бирамыно-Янгудского биогеографического района отличаются близостью к платформенным, но включают также значительное число эндемичных форм. Здесь в основании разреза выделяется мамаканский стратиграфический комплекс /аналог вендского/ - холодненская, туколомийская, турикская, дулешминская, аматканская, нижняя и верхняя падроканская, сидельтинская свиты. В нижнем кембрии выделяются палеонтологические горизонты /снизу/: бамбуйский, гукитский, янгудский, кооктинский. Перечисленные горизонты входят в состав кооктинской, бирамынской, бамбуйской, нижней янгудской свит. Из среднекембрийских отложений выделяется лишь амгинский ярус, которому соответствуют свиты огненная, верхняя янгудская и верхи кооктинской.

К среднему-верхнему отделам кембрия /чулегминский горизонт, отнесены чулегминская, ирланданская, нижняя и верхняя санские свиты.

Мамаканский комплекс характеризуется редкими микрофоссилиями и следами мягкотелых животных /червей?/. По вещественному составу и набору микрофоссилий этот комплекс напоминает совокупность ушаковской и мотской свит Иркутского амфитеатра.

Для бамбуйского горизонта характерно широкое развитие стратолитов *stratifera*, в которых установлены водоросли родов *Crispophycus* и *Monostichia*.

В гукитском горизонте из археоциат присутствуют, главным образом, виды рода *Ajascisyathus*, *Robastocyathus* и реже *Coscinoscyathus*. Трилобиты, известные здесь, включают представителей родов *Bulajaspis*, *Shakasskia*, *Redlichina*, *Janguaspis*. Вероятнее всего, бамбуйский и гукитский горизонты отвечают усть-кундатскому-боградскому горизонтам унифицированной схемы.

Среди археоциат в своеобразном янгудском горизонте известны формы родов *Laminaescyathus*, *Archaeofangia*, *Ladaescyathus*, *Ethmophyllum*, *Tegeroscycyathus*, *Protopharetra*, *Coscinoscyathus*, *Ajascisyathus* и др.

Среди водорослей выделяются роды *Epirhyton*, *Pasicirriptychus*, *Bijaella*, *Kordevia* и др. Здесь же встречены трилобиты *Chondrograulos*, *Kootenia*, *Granularia*, *Rorapoliella*(?), *Binodaspis*. Слои с перечисленной фауной вероятно отвечают по возрасту верам санаштыкгольского горизонта.

Кооктинский палеонтологический комплекс включает ряд форм, позволяющих сопоставлять его с облучевским комплексом унифицированной схемы. Археоциаты в нём представлены родами *Ethmophyllum*, *Erboscycyathus*, *Angariscycyathus*, *Archaeoscycyathus*, *Retescycyathus*, *Claruscyathus*, *Robastoscycyathus* и др.

Среди трилобитов выделены *Kooteniella*, *Edelsteinaspis*, *Kocenia*, *Binodaspis*, *Namanoja* и др.

Среднекембрийские отложения представлены аналогами низ амгинского яруса с трилобитами *Ptychoparia*, *Olenoides*, *Scynephonius*, *Aojia*, *Oryctoscerphalus*, *Oryctoscara*, *Proasaphiscus*.

Чульгинский комплекс включает лишь набор микрофоссий родов *Prototrematosphaeridium*, *Gloeocapsamorphia*, *Stictosphaeridium*, *Synplassosphaeridium*, *Trachyoligotripletum*, *Tricholigotripletum*, *Leiominiuscula*, *Lophominiuscula*, *Margominiuscula*, *Amptosphaerina*, *Lophomarginata* и др.

В заключение необходимо указать, что наиболее древие

палеозоологические комплексы /аналоги усть-кундатскому и ранне-боградскому/ известны лишь на площади развития Дзидино-Завинского района. Наоборот фауны верхов нижнего и низов среднего отделов кембрия обнаружены только в Бирамьино-Лугудском районе.

А.А.Крупский, В.Ф.Рукавец
/ Б Г У /

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КУРБИНО-БРАВНИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

1. Рассматриваемый район расположен в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны. По современным представлениям он входит в состав раннекаледонской складчатой области, в которой в начале кембрийской эпохи существовали морские бассейны с геосинклинальным типом осадконакопления. Геосинклинальный этап развития был завершен в верхнекембрийское время накоплением молассовых толщ в условиях остаточных прогибов. Нижнепалеозойская геосинклиналь отличалась кратковременностью своего существования и неразвитостью. Это своеобразие достаточно хорошо выражено в характере геологических формаций. В позднем палеозое и мезозое эта площадь обладала чертами подвижной платформы, где широко проявились глыбовая складчатость и мощные излияния кислой магмы.

2. Стратифицированные геосинклинальные отложения, возраст которых соответствует алданскому и ленскому ярусам нижнего кембрия, слагают незначительные по размерам поля среди обширных площадей развития магматических образований. В связи с этим наиболее правильным методом структурного районирования региона является формационный. Интерес исследователей к ниже-

палеозойским отложениям Курбино-Еравнинского района в последнее время резко повысился в связи с открытием пространственно приуроченных к ним месторождений железа и полиметаллов. Литологические различия и характер распределения разновозрастных формаций, вызванные геотектоническими причинами, позволили подразделить Удино-Витимскую структурно-фациальную зону в пределах Курбино-Еравнинского рудного района на две подзоны - Курбинскую и Еравнинскую.

3. В Курбинской структурно-фациальной подзоне отчетливо выделяются липаритовая, терригенно-карбонатная и карбонатная формации, объединяющиеся в вулканогенно-осадочную надформацию нижнего кембрия. Этим формациям соответствуют стратифицированные образования мыдылгенской /балбагарской/ и курбинской свит.

Липаритовая формация соответствует породам нижней подсвиты мыдылгенской свиты и представлена преимущественно вулканогенными породами кислого состава /фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами/. Она наиболее распространена в бассейнах рек Абаги и Мыдылгена. Мощность образований составляет в среднем 1200 м.

Терригенно-карбонатная формация включает в себя породы верхней части разреза мыдылгенской свиты и сложена различными по составу сланцами, гнейсами с прослоями и линзами песчаников и известняков. Мощность отложений колеблется в пределах 1500-4000м. Породы формации наиболее развиты в районе рек Ямбуи, Абага, Мыдылген и Она.

Карбонатная формация выделяется в пределах рр.Курбы, Ямбуя и Абаги. Сложена она в основном известняками и доломитами с мелкими линзами и прослоями сланцев. Формация соответствует отложениям, объединяющимся в Курбинскую свиту, мощность которой достигает 2000 м.

В пределах Курбинской структурно-фациальной подзоны в единственном месте, в бассейне р. Ямбуя, выделяются отложения молассовой формации /ямбуйская свита/, которые представлены пестроцветными песчаниками, гравелитами и сланцами. Мощность образований составляет 600 м.

В пределах Бравнинской структурно-фациальной подзоны развиты мощные толщи вулканогенных, карбонатных и терригенных пород осадочно-вулканогенной надформации, которой соответствуют отложения одындзинской свиты нижнего кембрия. В связи с недостаточной изученностью образований и сложным характером переслаивания различных по составу пород, выделение конкретных формаций в настоящее время не представляется возможным. По имеющимся данным предварительно намечается возможность выделения андезитовой и липаритовой формаций и субформации рифогенных известняков водораздела р. Завы и Бравнинских озер, липаритовой формации бассейна р. Конды. Мощность осадочно-вулканогенных образований достигает местами 7000 м.

Стратиграфически выше, согласно на образованиях осадочно-вулканогенной надформации залегает флишеидная формация /хим-гильдинская свита/, представленная песчаниками, гравелитами, конгломератами, различными по составу сланцами с линзами известняков. Мощность образований - 4000 м. Распространена она в междуречье Завы и Кыдлимита.

На водораздельной части р. Витима и среднего течения р. Холыя отмечаются красноцветные отложения молассовой формации /исташинская свита/ мощностью 1600-1800 м. Отложения формации моласс залегают на размытой поверхности нижнекембрийских образований и отнесены по возрасту к верхнему кембрию.

4. На основании изучения формаций нижнепалеозойских образований, устанавливается своеобразие развития Курбинской и

Еравнинской структурно-фацциальной подзоне. Особенно это наглядно вырисовывается на размещении и составе продуктов эффузивной деятельности. В пределах Курбинской подзоны вулканические проявления имеют существенно кислый состав и распространены весьма незначительно. Приурочены они к нижним горизонтам нижнекембрийских образований и перекрываются последовательно мощными толщами терригенно-карбонатной и карбонатной формаций. Это свидетельствует о том, что осадконакопление в начале нижнего кембрия происходило в условиях напряженной тектонической деятельности, которая затем сменилась более спокойным режимом развития с образованием мощных толщ карбонатных пород.

Формирование нижнекембрийских отложений в Еравнинской структурно-фацциальной подзоне /осадочно-вулканогенной надформации/ происходило при гораздо более активном тектоническом режиме. Различные эффузивные образования среднего, кислого состава и их туфы имеют здесь региональное развитие и слагают мощные толщи в составе нижнекембрийских отложений. Терригенные и карбонатные породы имеют незначительные мощности и распространены неравномерно. О интенсивной вулканической деятельности свидетельствуют вулканы центрального типа и повсеместно распространенный пирокластический материал.

5. Формационный анализ отложений нижнего кембрия Курбино-Еравнинского района позволил наметить границу структурно-формационных подзон, которая проходит от устья р.Кижинги через верхнее течение р.Зазы и устье р.Кыджимита далее на северо-восток. Установить точные площади развития этих подзон трудно в связи с тем, что большая часть отложений уничтожена внедрением интрузивных пород пироксенит-дунитовой и гранитоидной батолитовой формаций /атарханский и витимканский комплексы/. По отдельным полям распространения нижнекембрий-

ских отложений можно предположить, что развитие Курбинской и Еравнинской подзон Удино-Витимской структурно-фациальной зоны ограничивали Хамар-Дабанский, Амалатский и Яблонный жесткие выступы докембрия. Анализ полученных материалов указывает, что типичных эвгеосинклинальных условий развития в пределах рассматриваемой части Удино-Витимской структурно-фациальной зоны не существовало. Об этом свидетельствует также отсутствие спилито-кератофировых формаций и преобладание эффузивов кислого состава.

о. Предварительно проведенный металлогенический анализ Курбино-Еравнинского района позволяет наметить некоторые особенности размещения генетических типов полезных ископаемых. Рассматривая особенности распределения полиметаллических месторождений и рудопроявлений, устанавливается наличие в Курбинской структурно-фациальной подзоне свинцово-цинкового типа оруденения в карбонатных толщах, в то время как в пределах Еравнинской подзоны - колчеданно-полиметаллического типа в осадочно-вулканогенных породах.

Д.Ц.Цыренов / БГУ /

СТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ

1. В пределах Северо-Байкальского нагорья фаунистически охарактеризованные ниже- и среднекембрийские отложения открыты сравнительно недавно. Они представлены мощной

/ до 12,5 км / трансгрессивной серией, слагающей значительную /более 3000 км²/ площадь в южной части нагорья.

2. Эта серия залегает на различных образованиях докембрия со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием, местами на их коре выветривания. Абсолютный возраст подстилающих пород, как правило, превышает значения, принятого в настоящее время геохронологического рубежа протерозоя - палеозоя.

3. В основании серии залегает "немая" конгломератово-песчаниковая толща /холоднинская свита/ мощностью до 4250-4550 м. Известны только около 10 видов спор, которые, по мнению Б.В.Тимофеева, напоминают в целом споры из верхнесинийских отложений Китая и из верхней части байкальского трехчленного комплекса. Однако, среди них им обнаружена и кембрийская спора *Oeridoligostriletum krushtovichii* Tim. 1956. Отдельными определениями абсолютного возраста алевролитов и филлитизированных сланцев, отобранных на различных стратиграфических уровнях, получены цифры от 290 до 617 млн. лет /определения валовых проб по калий-аргоновому методу/.

4. Выше по разрезу совершенно согласно залегает терригенно-карбонатная флишеидная толща /туколамийская свита/ максимальной мощностью 4800-5000 м. В верхах её разреза установлены остатки и следы фауны, принадлежащей по определению Д.А.Далматова, к червям-илоядам и редкие фотомикрофоссилии.

5. Разрез серии венчается карбонатной толщей мощностью, по предварительным данным, до 3000 м. В средней части разреза обнаружены многочисленные остатки фауны археоциат и трилобитов верхов нижнего кембрия, которые выше по стратиграфической вертикали постепенно сменяются среднекембрийским фаунистическим комплексом. Это установлено путем детального изучения разреза переходных слоев от нижнего кембрия к среднему, и при этом намечена биостратиграфическая граница между ними в сравнительно узком стратиграфическом диапазоне.

Общая мощность кембрийских отложений Северо-Байкальского нагорья составляет 12,0 - 12,5 км.

И.К.Язмир / БГУ /

ИСКОПАЕМЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ПАЛЕОЗОЯ БУРЯТИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ.

Верхнепротерозойские и, часто, кембрийские отложения палеонтологически охарактеризованы лишь водорослями, что показывает важность этих органических остатков для расчленения и корреляции содержащих флору толщ. В результате многолетнего / 1960-1967 г.г. / изучения альгофлоры нами выделен ряд комплексов, имеющих стратиграфическое значение.

Верхнепротерозойская альгофлора изучалась по образцам из карбонатных отложений уакитской и усойской серий. Комплекс водорослей оказался довольно богатым и включает виды: *Crisporhynchus* sp., *Uranovia juktosconica* I.Jazmir (MS), *Lermontovaerhynchus jakshensis* I.Jazmir (MS), *L.novus* I.Jazmir (MS), *Crustophycus simplex* I.Jazmir (MS), *Baanthophycus planus* I.Jazmir (MS), *Taeniohphycus gemmatus* I.Jazmir (MS), *T.flexus* I.Jazmir (MS), *Nelcanella filum* I.Jazmir (MS), *Gonamophyton ovale* Vologdin et Drozdova, *Protorenaicis dalmatovi* I.Jazmir (MS), *Irinella vesiculosa* Jazmir (MS), *Vesicularia* aff. *coalita* Vologdin. Из одиннадцати выделенных родов водорослей новыми являются только 4 рода. Остальные 7 родов *Crisporhynchus*, *Uranovia*, *Lermontovaerhynchus*, *Crustophycus*, *Nelcanella*, *Gonamophyton*, *Vesicularia* известны лишь в верхнепротерозойских отложениях Дальнего Востока, Западного Прибайкалья, Енисейского края. В большинстве случаев водоросли слагают специфические биогенные тела - строматолиты типов *Scenophyton*, *Columnascollenia*, *Planophyton*, *Collenia*.

Из кембрийских отложений, водоросли установлены лишь в нижнем отделе. Здесь в аналогах боградского горизонта в олдындинской и курбинской свитах выделяются два комплекса водорослей. Один /нижний/ характеризуется преимущественным развитием видов рода *Eriphyton* - *E.confRACTum*, *E.bubblum* Korde, *E.pusillum* Korde, *E.varium* Korde и др., а также редкими *Renalcis gelatinosus* Korde. Перечисленные формы образуют линзовидные биогермы, залегающие среди вулканических туфов. Верхний комплекс включает *Eriphyton bublitshenkoi* Vologd., *E.fraticosum* Vologd., *E.crinatum* Korde, *E.clausum* Korde, *E.aff.satiatum* Korde, *E.scoparium* Korde, *E.fasciculatum* Chapm., *Renalcis granosus* Vologd., *R.seriate* Korde, *Razumovskia uralica* Vologd., *Proaulopora rarissima* Vologd., *Botominella lineata* Reith., *snabakovia* sp. Эти водоросли слагают пластовые биогермные тела, образованные

в периоды сокращения вулканической деятельности.

В основании разреза нижнего кембрия Бирамбино-Янгудской зоны, сложенной доломитами, выделяется бамбуйский комплекс строматолитообразующих водорослей *Crissorhynchus* sp. и *Monotichia lapidosa* Vologdin. Строматолиты /главным образом *Stratifera* / образуют крупные бугры /биогермы /, на поверхности которых наблюдаются знаки ряби.

Более высокие толщи кембрия /аналоги санаттыгольского горизонта/, выделяемые как янгудский горизонт, содержат иной комплекс водорослей. Здесь нами выделены *Epirhyton retiforme* Vologd., *E. millumformis* I. Jazmir (MS), *E. condensum* I. Jazmir (MS), *Kordevia acuta* I. Jazmir (MS), *Renalcis seriata* Korde, *Dasycirriphycus fruticulosus* Vologdin., *Protuberantia vesicularis* Vologd., *Tubercularia latiuscula* Vologd., *Foliaceria polymorpha* Vologdin, *Bijaella incognita* Jazmir (MS).

В верхних слоях нижнего кембрия в кооктинском горизонте присутствует другой комплекс водорослей. Здесь определяются в массовом количестве *Renalcis acinum* I. Jazmir (MS), *R. polymorphus* Maslov, *E. acutum* I. Jazmir и несколько более редкие *Angusticellularia anisotoma* Vologd. и *Shabakovia cavitata* Vologd. Водоросли янгудского и кооктинского горизонтов образуют биостромоподобные образования.

Анализ развития водорослей в обеих зонах показывает, что между ними существует большая разница. Так в Бирамбино-Янгудской зоне отсутствуют известные в Удино-Витимской зоне представители родов *Proaulopora*, *Votominella* и *Razumovskia*, а также отсутствуют многие виды рода *Epirhyton*. С другой стороны, в отложениях Удино-Витимской зоны отсутствуют представители родов *Dasycirriphycus*, *Protuberantia*, *Foliaceria*, *Tubercularia*, *Bijaella*, *Kordevia*, *Angusticellularia*, строматолитообразующих водорослей и многих видов *Epirhyton* и *Shabakovia*.

Поэтому указанные зоны представляют собой отдельные палео-биогеографические районы, что подтверждается данными изучения археоциат и трилобитов.

Учитывая материалы исследования современных водорослевых отложений, мы приходим к выводу, что строматолитообразующие водоросли развивались в условиях крайнего мелководья / типа литорали/. Остальные же формы росли на несколько больших, однако не превышающих несколько десятков метров, глубинах.

В.М.Скобло / БГУ /

ВЕРХНЕМЕЗОZOЙСКИЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ.

1. В результате работ многих исследователей в настоящее время составлены следующие схемы стратиграфии юрских и нижне-меловых образований Юго-Западного /1/ и Северо-Западного /2/ Забайкалья.

1. Ичетуйская свита - J_1+J_2 ; тугнуйская свита - J_2 ; галгатайская свита - J_3 ; хилокская свита - $J_3+сд$; гусино-озерская серия /в составе муртойской, убукунской, селенгинской и холбоьджинской свит / - $сг_1$

2. Удинская свита - J_2-J_3 ; гусиноозерская серия / в составе ендондийской, одновозрастной с ней хысехинской и зазинской свит/ - $сг_1$

II. Для генетического подхода к разработке стратиграфии юрских и меловых толщ региона, прежде всего, необходимо установить соотношение проходящих внутри них литологических и биостратиграфических границ. В Западном Забайкалье несовпадение этих границ проявляется и в отдельных разрезах, и на

площади.

В частности: 1. Хилокская свита, кроме слоев с позднерскими двустворками - аргуниеллами, охватывает слои с раннемеловыми остракодами и моллюсками. 2. Комплекс фауны осадочно-вулканогенной хысехинской свиты принципиально не отличается от такового нормально-осадочных низов гусиноозерской серии. 3. В эффузивно-терригенных образованиях мезозоя Бурятии окаменелости характеризуют не свиты в целом, а лишь отдельные интервалы их разрезом. 4. Предгорные грубообломочные отложения и угленосные отложения в центральных частях впадин иногда содержат тождественные сообщества органических остатков. К примеру, моностойская толща на разных стратиграфических уровнях коррелируется по фауне с нижнеселенгинской, затем с верхнеселенгинской подсвитами и далее - с холбольтжинской свитой. 5. Муртойская свита палеонтологически сопоставляется с ендондической и хысехинской свитами, убукунская свита и нижнеселенгинская подсвита - с зазинской свитой.

III. Такое положение подчеркивает необходимость выделения, наряду со свитами, и биостратиграфических горизонтов:

1. ичетуйского - J_1 ; 2. тугнуйского - J_2 ; 3. галгатайского - J_3 ; 4. окиноключевского - J_4 ; 5. кижингинского - Cr_{vn-qt} ; 6. селенгинского - Cr_{qt-br} ; 7. холбольтжинского - Cr_{br}

К первому горизонту относятся низы и, вероятно, более молодые образования ичетуйской свиты, ко второму - тугнуйская свита и березовские конгломераты, к третьему - галгатайская и часть удинской свит, к четвертому - верхняя половина хилокской свиты на Хилок-Чикойском междуречье, к пятому - муртойская, убукунская свиты и низы нижнеселенгинской подсвиты, а также их аналоги в большинстве впадин Западного Забайкалья; к шестому - основная часть селенгинской свиты гусиноозерского

стратотипа и синхронные отложения в Нижне-Оронгойской, Удинской, Кижингинской, Орлово-Джидотойской и Талойской впадинах, к седьмому - холбоьджинская свита и верхи моностойской толщи на Гусином озере, верхи лысогогорской свиты в Удинской впадине и угленосная свита Дабан-Горхонского угольного месторождения в Еравнинской впадине.

1У. Биостратиграфические горизонты объединяют фациально-пестрые, но сходно фаунистически охарактеризованные и примерно одновозрастные толщи. Границы соседних горизонтов /когда они проводятся непосредственно между слоями с различными региональными комплексами фауны/ являются изохронными уровнями. Отложения каждого горизонта представляют собой вещественное выражение определенных /хотя и не равноценных/ этапов геологического развития региона.

У. Фациальный анализ юрско-меловых образований в разобщенных впадинах Западного Забайкалья в целом может быть проведен только на основе достаточно конкретной биостратиграфической схемы. Возможность решения обратной задачи /от фаций - к стратиграфии/ в большинстве случаев практически очень мала. Последний вывод доказывается автором и Н.А.Ляминой на примере Гусино-Удинской и Зазино-Витимской структурно-фациальных зон.

У1. В соответствии с фациальной и климатической зональностью удастся, в известной мере, установить и некоторую биогеографическую зональность /преимущественное значение в остракодовом комплексе кижингинского горизонта на юге - монголианелл, на севере - ликоптероциприсов, расцвет "тургинских" биоценозов рыб, филлопод и насекомых в озерах Зазино-Витимской зоны, отсутствие в них среди двустворок реофильных унioniд и жителей заболоченных водоемов - ферганоконхид, характерных, наряду с лимноциренами, для Гусино-Удинской зоны/.

УП. Выделение рассматриваемых региональных горизонтов способствует выяснению стратиграфических и, в конечном счете, палеогеографических закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых. Наибольшей угленасыщенностью /сравнительно с прочими подразделениями гусиноозерской серии/ отличается холбоуджинский горизонт. Селенгинский горизонт перспективен на обнаружение новых месторождений бурого угля в Гусино-Удинской зоне, фосфоритов и некоторых иных полезных ископаемых - в Зазино-Витимской зоне.

Н.А.Лямина, В.М.Скобло /БГУ/

О СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В РАННЕ-МЕЛОВУЮ ЭПОХУ.

1. Нижнемеловые биостратиграфические горизонты Западного Забайкалья /как и юрские/ отнюдь не отличаются значительным постоянством разрезов. Вместе с тем, определенное литолого-фациальное сходство может быть намечено для разновозрастных толщ отдельно на севере и юге региона.

2. Во впадинах Юго-Западного Забайкалья в низах кижингинского горизонта обычно преобладают средне- и хорошо отсортированные конгломераты, а в более северных районах - конгломератобрекчии и различные "мусорные" породы. Стратиграфически выше в Южной Бурятии горизонт преимущественно представлен средне- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками, затем - аргиллитами и алевролитами, среди которых иногда отмечаются линзовидные залежи бурых углей.

Во впадинах Северо-Западного Забайкалья в средней и верхней части кижингинского горизонта тоже довольно распространены полимиктовые песчаники, а также "мусорные" породы. Однако,

главнейшими литологическими особенностями отложений на данном уровне общего разреза горизонта прежде всего являются следующие признаки: а/ повсеместное наличие пачек тонко, часто ритмично переслаивающихся битуминозных /"бумажных"/ сланцев, аргиллитов, известковистых алевролитов, мергелей; б/ наличие более монотонных пластов мергелей и битуминозных сланцев; в/ присутствие в составе толщ известняков, реже доломитов и кремнистых пород.

Селенгинский горизонт во впадинах Южной Бурятии сложен чередованием пачек темно-серых волнистослоистых алевролитов и алевроитовых песчаников, содержащих пласты угля, с пачками светло-серых косослоистых разнозернистых песчаников. В основании последних обычно наблюдаются поверхности размыва, а у кровли - постепенные переходы к вышележащим "темным" пачкам.

На территории же Северо-Западного Забайкалья в ранне-селенгинское время продолжается в еще больших масштабах накопление тонко - горизонтальнослоистых мелкотерригенных и сланцево-мергелистых толщ, при резко подчиненном значении крупно-обломочных и равнообломочных отложений. Кроме того, песчаниковые пачки южных разрезов характеризуются уменьшением крупности зерна и улучшением его сортировки вверх по нормали. В северных разрезах указанные признаки для той или иной, отдельно взятой пачки проявляют большое постоянство, либо наблюдается частое чередование мелко-, средне- и крупнозернистых, в различной мере отсортированных песчаников.

3. Отложения кижингинского горизонта во впадинах Юго-Западного Забайкалья соответствуют, скорее всего, парагенезу фаций крупных, сравнительно глубоководных проточных озерных бассейнов, при значительно меньшей роли аллювиально-пролювиальных и болотных фаций. Отложения селенгинского горизонта в том

же районе соответствуют, главным образом, русловым, озерным и болотным фациям. Среди озерных условий доминируют фации крупных проточных озер. Как правило, они, очевидно, входят в комплекс фаций, отвечающих аллювиальному генетическому типу, имеющему, вероятно, ведущее значение в составе угленосной формации. Однако, некоторые подобные озера в отдельные, непродолжительные промежутки времени занимали большую часть площади одной или даже несколько смежных впадин. Соответствующие комплексы лимнических фаций представляют самостоятельный озерный генетический тип. Болотные фации тесно связаны чаще с аллювиальным, реже — с озерным генетическими типами.

В Северо-Западном Забайкалье в низах кижингинского горизонта преобладают пролювиальные фации, а далее по разрезу /включая сюда и нижнеселенгинский подгоризонт/ — фации мелководных, небольших по размерам и преимущественно застойных, бессточных озер. Эти озера обычно не заболачивались, но в них периодически происходило интенсивное накопление сапропелевых илов. Во многих случаях данные озерные отложения чередуются с отложениями периферических частей конусов выноса. Осадки древнего витимского "многоозерья", в парагенезе с пролювиальными осадками, характеризуют особый тип ландшафта межгорных впадин /отличный от такового в синхронно развивавшихся впадинах Юго-Западного Забайкалья/.

4. Уже в начале раннемеловой эпохи в Западном Забайкалье существовало две структурно-фациальные зоны: Гусино-Удинская и Зазино-Витимская. В пределах первой из них расположена система впадин Гусино-Удинской депрессии, а также Сангинская, Суяхаринская, Окино-Ключевская и некоторые другие впадины юга и отчасти центра Западного Забайкалья, в пределах второй —

впадины Витимского плоскогорья. В переходной области между двумя структурно-фациальными зонами расположена Кижингинская впадина.

5. В раннемеловое время на территории Гусино-Удинской зоны господствовал влажный, умеренно-теплый климат, а на территории Зазино-Витимской зоны, вероятно, был периодически засушливый и более жаркий климат. Подобная климатическая зональность выявляется на основе как литологических, так и палеофитологических признаков отложений. В частности, на севере региона отмечается крайняя обедненность систематического состава древних фитоценозов, произраставших во впадинах. Возможно, что в центральных районах Витимского плоскогорья в рассматриваемую эпоху был аридный или близкий к нему климат. Быть может, именно о таких климатических условиях свидетельствуют нижнемеловые красноцветные толщи, развитые в Мало-Амалатской, Икатской и других впадинах.

6. Цикл вулканизма, начавшийся в позднеюрской эпохе, на площади Гусино-Удинской зоны завершается в самом начале раннекижингинского времени. В Зазино-Витимской зоне вулканические извержения, локализуясь на отдельных участках, в общем, продолжают в течение всего кижингинского и в раннеселенгинское время.

7. Обе зоны специфичны и в отношении особенностей процессов диагенеза и эпигенеза нижнемеловых отложений /исключительное распространение причудливых нарушений слоистых текстур в связи с подводным оползанием и оплыванием осадков, своеобразные брекчии оползней, слабая степень литификации песчаных пород в Зазино-Витимской зоне/.

8. Само по себе существование Гусино-Удинской и Зазино-Витимской структурно-фациальных зон представляется авторам

довольно очевидным. Однако, для их вполне однозначной и детальной характеристики необходимы дальнейшие исследования.

Э.Б.Рябей, Л.Н.Путова /ИГУ/

К ВОПРОСУ О РАСТРЕДЕЛЕНИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОГО БАСЕЙНА В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ.

Наземная растительность является одним из наиболее чутких индикаторов изменения климатических и ландшафтных условий. В связи с этим изучение растительности является обязательным для целей палеогеографических реконструкций.

Составление карт растительности верхнего палеозоя юго-восточной части Тунгусского бассейна явилось завершающим этапом общих биостратиграфических исследований, выполнявшихся авторами на основе палинологических данных при учете имеющихся материалов об отпечатках растений.

В результате произведенных исследований составлены схематические карты растительности масштаба 1:5000000 /палеогеографическая основа С.Ф.Павлова, 1965/ для следующих эпох:

1/ раннекаменноугольный /тушамское время/; 2/ средне-поздне-каменноугольной /катское время/; 3/ раннепермской /поливинское время/; 4/ позднепермской /борулойское и элакитское время, бассейн р.Вилоя/.

1. В тушамское время вся юго-восточная часть Тунгусской синеклизы представляла прибрежно-бассейновую равнину с долинно-равнинным ландшафтом. В её пределах на болотистых пространствах и периодически затопляемых побережьях произрастали влажные леса с господством гигантских древовидных лепидофитов, хвощей, каламитов. О господстве лепидофитов в составе растительности

раннекаменноугольной эпохи бассейна Среднего Приангарья позволяют судить данные определения остатков декортицированных стволов крупноподушечных лепидофитов *Knorria* и *Bergeria* / обнажение "Красный яр"/, отпечатки лепидофитов *Obasodendrom* sp. и *Hartungia volkmanniana* (Hart., Radcz.,

а также состав спорово-пыльцевого комплекса, в котором преобладают споры лепидофитов: *Lepidozonotriletes ciliaris*, *Lycorodizotriletes verriculifer*, *Lycorodizotriletes pilantus*, *Lycorodizotriletes applicatus*.

Наряду с лепидофитами, в составе растительности раннетушамского времени значительную роль играли каламиты, о чём свидетельствуют находки отпечатков *Mesocalamites gravenienseis*, *Mesocalamites* sp., а, также участие спор каламитов (*Calamotriletes microtragus*, *Calamotriletes plicatus*, *Azonotriletes lemniscatus*, *Azonotriletes glabratus*, / в составе спорово-пыльцевого комплекса.

Климат этой эпохи был теплый и влажный, близкий к современному тропическому.

В позднетушамское время в результате происходившей перестройки рельефа и изменения климата на смену лепидофитам и каламитам пришли папоротникообразные, птеридоспермы, хвощи, появились кордаиты и древние хвойные.

В составе спорово-пыльцевого комплекса, выделенного по верхней части разреза отложений тушамской свиты, отмечается значительное участие спор хвощей /?/ - *Azonotriletes nigritellus*, птеридоспермов - *Angaropteritriletes trichacanthus*, *Lopnotriletes polypugiensis*; папоротников - *Acanthotriletes spinulosus*, *Ac. spinosus*, пыльцы кордаитов и древних хвойных - *Lebachia*.

2. В катское время область седиментации осадков превратилась в низменную равнину с озерно-болотным "углеобразующим" ландшафтом.

О растительности этого времени на территории Среднего Приангарья позволяют судить данные определения растительных

отпечатков птеридоспермов — *Angaropteridium cardiopteroides* Schm., *Angaridium finale* Neub., — *Phyllotheca* sp., каламитов — *Parascalamites* sp.; листьев папоротникообразных — *Neuropteris* sp., кордаитовых — *Koeggerathriopsis* cf. *theodori* et Tschirk., *Koeggerathriopsis* cf. *subangusta*.

Спорово-пыльцевой комплекс, установленный из отложений катской свиты, характеризуется преобладанием спор птеридоспермов — *Angaropter. trichacanthus*; хвощей /?/ — *Azonostriletes nigritelus*, папоротников — *Acanthostriletes spinosus*, *Ac. parvispinus*, *Ac. tenuispinosus*, *Ac. accuratus*, *Ac. obtusosetosus*, *Ac. rectispinus*, селягинель — *Zonotr. psilopteris*. Значительна роль в комплексе пыльцы кордаитов и хвойных — *Lebachia*, *Pemphyaletes* sp., *Ernestiodendronaletes* sp., *Walchilla*. Присутствует пыльца древних архаичных цикадовых — *Cycadoletes carperatus* и гинкговых — *Ginkgoletes retroflexus*.

Таким образом, пышная растительность катского времени представляла собой хвойно-кордаитовые и кордаитовые леса с подлеском древовидных папоротников, птеридоспермов, хвощей, селягинель, цикадовых.

Климат этого времени был влажным, но менее теплым и с чередованием теплых и холодных периодов /со сменой времен года/, о чем свидетельствует наличие годичных колец древесины.

3. В поливинское время бассейн осадконакопления испытал значительное сокращение. Территория юго-восточной части Тунгусской синеклизы представляла аллювиальную равнину, по всей территории которой были разбросаны болота и озера.

О растительности поливинского времени на территории Среднего Приангарья позволяют судить растительные отпечатки кордаитов — *Koeggerathriopsis theodori* Zäl. et Tschirk., *N. intermedia* Radcz., *N. tomiensis* Radcz., *N. angarica* Radcz. sp. n., семян кордаитов — *Cordaicarpus parvus* Verb., членистостебельных — *Koretrophyllites Speranski* (Chasnl., Radcz.

В составе спорово-пыльцевого комплекса, характеризующего поливинскую свиту, преобладают кордаитовые - *Cordaitina verna*, *C. varians*, *C. stipticus*, *C. sarcostemmas*, *C. rotatus*, *C. fragulifer*, *C. angustelimbatus*. Пыльца древних хвойных представлена разнообразными видами пыльцы *remphygaletes*, *Coniferae*, *Striatorodocarpites* sp., *Vittatina* sp., *Piceites* sp. Значительно содержание пыльцы цикадовых и гинкговых - *Cusackoletes caperatus*, *Ginkgaletetes retroflexus*, *Azonoletes glaber*. Разнообразен состав спорового спектра папоротникообразных - *Acanthotriletes resistens*, *Ac. spinulosus*, *Ac. tenuispinosus*, *Ac. multisetus*, *Ac. rectispinus* и птеридоспермов - *Lophotriletes polyurenus*, *Loph. micropyrenus*, *Loph. microgranifer*.

Таким образом, в поливинское время растительность целиком приобрела характер хвойно-кордаитовых лесов с подлеском членистостебельных, папоротникообразных и птеридосперм. Возросло значение цикадовых и гинкговых. Климат стал более умеренным и менее влажным.

На границе нижней и верхней перми произошла новая перестройка рельефа, вызвавшая изменение состава растительности: кордаиты постепенно утратили свое значение, и, сменяя их, существенное значение приобрели высокоорганизованные хвойные, типа сосновых, а также цикадофиты, гинкговые и беннеттитовые, близкие уже к мезозойским.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из верхнепермских осадков бассейна р. Виллы, характеризуется преобладанием хвойных - *Piceites* sp., *Pininites* sp. и пыльцы цикадовых, гинкговых и беннеттитовых - *Cusackoletes caperatus*, *Azonoletes glaber*, *Bennettites dilucidus*.

Климат позднепермского времени изменился в сторону похолодания и ксерофитизации.

Таким образом, произведенные исследования позволили наме-

тить схему состава и изменение растительности, произраставшей на рассматриваемой территории, а также восстановить основные черты существовавших в то время климатических условий.

В.Н.Мазилев /ИЗК СО АН СССР /

МИНЕРАЛОГИЯ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ.

Минералогический состав третичных отложений Тункинской впадины был изучен по керну скважин, пробуренных в 1962-1964г.г. при разведке Ахаликского бурогоугольного месторождения вдоль южного борта впадины /скв.32,27 и 74/, в центральной части /скв.22, 11, 24 и 53/ и у северного борта/скв.23/. Низы третичных отложений сложены породами терригенно-эффузивной свиты условно палеогенового возраста, выделенной Л.С.Наумовым. Выше залегают отложения танхойской /миоцен/, ановской /плиоцен/ и ахаликской /плиоцен - нижний плейстоцен/ свит.

Минералогический состав третичных отложений впадины интересен своеобразием отношений между бассейном осадконакопления и областей питания. Близость областей сноса, разнообразие петрографического состава пород, слагающих эти области, и незначительные вторичные преобразования перестроенного материала определили в основном состав минералогических ассоциаций. Прежде всего необходимо отметить довольно частое присутствие малоустойчивых минералов. Наиболее распространенными терригенными и аутигенными минералами тяжелой фракции являются роговая обманка, минералы группы эпидота, альмандин, биотит, оливин, пирит, сидерит, лимонит, гетит, вивианит, апатит, ильменит, тремолит, сфен, ставролит, турмалин, магнетит, моноклинные

пироксены, гиперстен, циркон, рутил, дистен, лейкоксен, анатаз, силлиманит, актинолит, хлорит. Реже в составе тяжелой фракции отмечаются шпинель, андалузит, хлоритоид, барит, берилл, фенакит, гематит, медь, корунд, гроссуляр.

Тяжелая фракция большинства проб из палеогеновых /?/ отложений характеризуется явным преобладанием /более 50%/ какого-либо одного или двух из указанных минералов: роговой обманки, минералов группы эпидота, ильменита или сидерита. Чаще всего встречается альмандин-эпидот-роговообманковая ассоциация минералов. Наиболее вероятными материнскими породами, за счет которых происходило формирование данной ассоциации, являлись амфибол-биотитовые гнейсы слюдянской серии. Для сфен-роговообманково-эпидотовой ассоциации минералов, судя по большому количеству в ней сфена, существенную роль играли породы шархалгайской серии архея. Обогащение тяжелой фракции сфеном не исключено также за счет кальцифиров слюдянской серии, в которых содержание сфена иногда достигает 2-3%. Содержание минералов группы эпидота в отдельных пробах поднимается до 80%, причем большая часть их представлена цоизитом. Вследствие умеренной устойчивости цоизита к процессам химического выветривания и малой миграционной способности, можно думать о непосредственной близости источников сноса и небольшой переработке материнских пород при переносе. Одна проба из низов третичных отложений /скв.51/ отличается большим содержанием ильменита / 93% / и пироксена /77%. Очевидно, образование отложений с такой ассоциацией минералов связано с разрывом протерозойских интрузий основного состава. Морфология зерен отдельных минералов и их оптические свойства в большинстве случаев не заслуживают особого внимания. Следы механической обработки зерен при транспортировке выражены, как правило, слабо.

Пестрый минералогический состав палеогеновых /? / отложений может быть понят как результат их аккумуляции за счет очень близких, в том числе и внутривпадинных, источников размыва и быстрого захоронения обломочного материала.

Танхойская свита характеризуется альмандин-эпидот-роговообманковой ассоциацией минералов. Роговая обманка постоянно составляет более 40% тяжелой фракции / без аутигенных минералов/. Некоторым исключением является разрез танхойской свиты; вскрытый скв.22, где в упомянутой ассоциации место альмандина занял ильменит. Здесь же наблюдается заметное увеличение среднего содержания турмалина. В среднем минералогическом составе отложений танхойской свиты отмечается заметное увеличение апатита и биотита. Аутигенные минералы представлены пиритом, сидеритом, лимонитом, вивианитом и хлоритом. В северной части впадины, в пределах Ахаликского бурогоугольного месторождения, тяжелая фракция пород отдельных горизонтов свиты представлена на 88,5% пиритом, чаще же он отсутствует вообще или составляет 0,5-6,4% фракции. Сидерит обнаружен лишь в самых низах разреза, где он совместно с лимонитом составляет более половины тяжелой фракции. Лимонит присутствует почти во всех пробах от редких знаков до 56,0%. В центральной и южной частях впадины аутигенные минералы представлены в основном лимонитом и пиритом. Обращает на себя внимание наличие среди отложений танхойской свиты южной части впадины большого количества прослоев пород, в которых тяжелая фракция обогащена лимонитом. Находки вивианита приурочены к уплотненным глинам и глинистым алевролитам. Наблюдается он в виде плотных землистых масс синего и темно-синего цвета. Часто вивианит приурочен к сердцевинам стеблей растений.

Аносовская свита так же, как и танхойская, характеризуется альмандин-эпидот-роговообманковой ассоциацией минералов.

Отмечается значительное увеличение среднего содержания магнетита и биотита за счет большого количества их в отдельных пробах из верхов свиты / скв.11/. В разрезе свиты, вскрытом скв.22, количество сфена значительно больше по сравнению с подстилающими и перекрывающими породами в этой части разреза третичных отложений впадины. Он присутствует во всех просмотренных пробах от редких знаков до 3,5%. Аутигенные минералы представлены в основном пиритом и лимонитом. Изобилует ими тяжелая фракция в породах из интервала 83-110м, где пирит и лимонит составляют около 80% фракции /скв.11/. В разрезе аносовской свиты, вскрытом скв.22, из аутигенных минералов наблюдается только сидерит в небольшом количестве в средней части свиты.

Эксплозивные извержения, имевшие место в период формирования ахаликской свиты, обусловили образование оливина в туфопесчаниках, туфоалевролитах, туфоаргиллитах и в нормально-осадочных породах, содержащих незначительную примесь туфогенного материала. Среднее содержание оливина по свите составляет более 50% от тяжелой фракции. Из остальных минералов этой фракции выделяются / в порядке увеличения среднего содержания / эпидот, альмандин и роговая обманка.

Основные общие выводы по минералогическому составу третичных отложений сводятся к следующему. Формирование пород третичных отложений происходило при различных геотектонических режимах, что сказалось на характере изменения минералогического состава отдельных стратиграфических уровней. Отмечается резкое отличие в минералогическом составе палеогеновых /?/ отложений, характеризующихся большим разнообразием минералогических ассоциаций по отдельным разрезам, от вышележащего разреза третичных отложений /танхойская, аносовская и ахаликская свиты/. Первые две свиты отличаются большими содержаниями

роговой обманки, минералов группы эпидота и альмандина. Для аносовской свиты характерно присутствие указанных минералов в почти одинаковых количествах. Наряду с преобладанием роговой обманки в составе тяжелой фракции отмечаются случаи, когда наибольшим распространением пользуются минералы группы эпидота, как это имеет место в породах, вскрытых скв.22 и 74. В породах же танхойской свиты тяжелая фракция характеризуется постоянным преобладанием роговой обманки над эпидотом и альмандином. Для тяжелой фракции ахаликской свиты характерно постоянное присутствие оливина.

МАГМАТИЗМ

Д.Жалсабон, Н.А.Лямина, Э.А.Максимова, В.В.Скрипкина, Э.П.Перинова, М.М.Языр, И.Я.Кузьмин /БГУ/

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В настоящем докладе изложены представления авторов о развитии магматизма Западного Забайкалья, полученные в результате геологосъемочных и тематических работ по магматизму, биостратиграфии и металлогении.

Территория Западного Забайкалья является весьма своеобразной петрографической провинцией, где распространены породы самого разного состава, образовавшиеся в результате магматической деятельности как в интрузивной, так и в эффузивной форме. Устанавливается три разновозрастных этапа магматической деятельности: протерозойский, палеозойский и мезозойский.

Протерозойские магматические образования Западного Забайкалья могут быть отнесены к спилито-диабазовой, габбро-диорит-диабазовой формациям и формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава.^{х/}

К спилито-диабазовой формации относятся известные в бассейне верхнего течения р.Джиды зеленые сланцы битумино-джидинской свиты. Они являются глубоко метаморфизованными основными эффузивами, близкими по составу к диабазам.

Габбро-диорит-диабазовая формация включает в себя интрузии габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов икатского комплекса, слагающие небольшие тела неправильной формы, пластовые залежи и дайки.

^{х/} Классификация мезозойских формаций дана по Кузнецову К.А. /1961/.

Формация гранитосидных батолитов "пестрого" состава охватывает хамар-дабанский, заганский и баргузинский интрузивные комплексы. Эти комплексы представлены крупными плутонами различного состава, залегающими среди докембрийских метаморфических толщ. Форма плутонов в целом согласная со складчатой структурой вмещающих пород, что является одной из характерных особенностей синорогенных интрузий. Интрузии многофазные. Для хамар-дабанского и баргузинского комплексов выделяются по три фазы, а для заганского - две. Ранние фазы представлены породами основного и среднего, а поздние - кислого и ультракислого состава.

Палеозойские магматические образования объединяются в спилито-диабазовую, липаритовую, гипербазитовую, габбро-пироксенит-дунитовую, габбро-диорит-диабазовую и батолитовую гранитную формации.

С пилито-диабазовой формации по составу соответствует вулканогенная хохуртовская свита бассейна р. Джиды. В ее составе преобладают диабазы, спилиты и порфириды. Кварцевые порфиры и альбитофиры встречаются сравнительно редко. Вулканогенные отложения бассейнов р.р. Уды и Витима ранее были отнесены к спилито-кератофировой формации /Беличенко, Комаров и др., 1962/. Последующие работы /Язымир, 1966/ не подтвердили наличия в районе спилитов и кератофиров. С другой стороны, было показано широкое распространение различных кислых эффузивов, менее - дацитовых порфиров и еще реже - андезитовых порфиритов. По преобладающему составу пород эту формацию следует называть липаритовой. Указанная формация разделяется на две подформации: собственно липаритовую и андезито-дацито-липаритовую.

Гипербазитовая формация в Джидинском рудном районе представлена ультраосновными породами цакирского интрузивного комплекса. Состав: серпентиниты, гарцбургиты, дуниты и перидотиты.

Габбро-диорит-диабазовая формация включает породы бирамьинского интрузивного комплекса. Самые крупные тела его, достигающие нескольких десятков кв.км, находятся в хр.Хамар-Дабан и сложены габбро, габбро-диоритами, анортозитами и троктолитами.

К формации гранитных батолитов относятся раннепалеозойские витимканский и нашитуйский интрузивные комплексы и джидинский комплекс верхнепалеозойского возраста. Витимканский комплекс двухфазный. Плутоны первой фазы, сложенные гранитами, сиенитами, монцонитами и диоритами, вытянуты в северо-западном направлении, что, вероятно, подчеркивает направление структур более древних осадочно-метаморфических толщ и разломов фундамента. Вторая фаза представлена более мелкими штокообразными гранитными интрузивами, несогласно расположенными по отношению к вмещающим толщам. Возрастным аналогом витимканского комплекса является нашитуйский интрузивный комплекс гранитов, плагиогранитов, сиенитов и диоритов, выделенный П.И.Налетовым /1956/ в западной части бассейна р.Джиды. Кроме того, к этому комплексу относятся граниты, развитые в юго-западной и северо-восточной краевых частях Джидинского синклинория; для которых определения абсолютного возраста дают 400-500 млн.лет. Джидинский интрузивный комплекс включает разнообразные по составу породы /от основных до ультракислых/, среди которых доминируют гранитоиды. В составе первой фазы комплек-

са преобладают сиениты, сиенито-диориты с подчиненным количеством гранитов и диоритов, вторая - преимущественно гранитная, менее сиенитная, третья - гранитная.

В мезозойское время территория Западного Забайкалья представляла собой своеобразную область тектонической активизации, характеризующуюся специфическими особенностями осадконакопления, вулканизма и интрузивного магматизма. В развитии магматизма этого периода выделяются два этапа: нижнемезозойский и верхнемезозойский.

Нижнемезозойский этап /от начала мезозоя до нижней юры/ характеризуется интенсивной как вулканической, так и интрузивной деятельностью. С этим этапом связано образование нижне-среднетриасовой липаритовой и триасово-нижнеюрской трахиандезит-липаритовой формаций и формаций щелочноземельных гранитоидов /гранодиоритовая формация по Горжевскому и Козеренко, 1961/ и щелочных гранитоидов триасово-юрского возраста.

Н и ж н е - с р е д н е т р и а с о в а я л и п а р и т о в а я ф о р м а ц и я включает в себя эффузивно-пирокластические образования, выделяемые в тамирскую свиту, а также субвулканические тела диоритовых порфиритов, микродиоритов, сиенитов и сиенит-порфиров. Возможно, одинаковое стратиграфическое положение с эффузивами тамирской свиты занимает стратотип цаган-хунтейской свиты, развитый на хребте Цаган-Хуртей. На близость состава этих двух свит, особенно их верхних частей, обращал внимание П.И.Налетов /1961/.

В е р х н е т р и а с о в а я - н и ж н е ю р с к а я трахиандезито-липаритовая формация представлена вулканогенными породами боргойской свиты в составе двух подсвит: дырестуйской /плагиоклазовые андезиты,

андезитобазальты, туфы, туффиты / и убур-билютайской / туфы, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты/. С дырестуйской подсвитой, вероятно, следует сопоставлять черноярскую свиту /Т₃ - Т₁/, на что указывает их пространственное и структурное единство, близкий вещественный состав и одновозрастность, определяемая сходством соответствующих флористических комплексов.

Т р и а с о в о - ю р с к а я г р а н о д и о р и т о - в а я ф о р м а ц и я включает в себя бичурский и гуджирский интрузивные комплексы.

Гранитоиды бичурского комплекса, выделенные впервые Л.А.Козубовой /1959/ из состава джидинского комплекса палеозойского возраста, распространены преимущественно в западной части Малханского хребта. Комплекс трехфазный. К первой фазе относятся габбро, диориты и грансдиориты, ко второй - сиениты, граносиениты, граниты, к третьей - лейкократовые граниты, гранит-порфиры.

Гуджирский интрузивный комплекс включает в себя лейкократовые и биотитовые граниты, гранит-порфиры, микрограниты, аплит-порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. Авторы допускают возможным объединение пород этих двух комплексов в один комплекс, как это сделал В.И.Сизых /1965/.

Т р и а с о в о - ю р с к а я г р а н и т о и д н а я щ е л о ч н а я ф о р м а ц и я представлена породами куналейского интрузивного комплекса. Комплекс двухфазный. В первую фазу сформировались интрузивы, сложенные биотитовыми, рибекит-арфведсонитовыми, эгириновыми сиенитами, граносиенитами, во вторую - интрузивы аляскитовых и рибекитовых гранитов, сиенитов, сиенит-порфиров и сельвсбергитов.

Верхнемезозойский этап /от нижней юры до верхнего мела/

по характеру магматизма резко отличается от нижнемеловой. Масштабы вулканической деятельности уменьшаются, происходит накопление щелочных вулканогенных образований преимущественно основного состава. Интрузивная деятельность резко сокращается. Формируются лишь мелкие субвулканические тела, имеющие несомненную генетическую связь с вулканическими образованиями. С этим этапом связано образование юрской трахит-трахиандезит-трахибазальтовой и юрско-меловой трахиандезит-трахибазальтовой формаций, а также начало формирования посленижнемеловой трахибазальтовой формации.

Юрская трахит-трахиандезит-трахибазальтовая формация в бассейне рр. Джиды и Хилка представлена вулканогенными образованиями ичетуйской свиты ниже-среднеюрского возраста. В бассейне рр. Уды и Витима вулканогенные образования этой формации объединены в средне-верхнеюрскую удинскую свиту, которая по положению в общем разрезе стратифицированных образований региона, в формационном и металлогеническом отношении близка к ичетуйской. Субвулканические образования /сиенит-порфиры, сиениты, сиенито-диориты, микрограниты/, прорывающие нижнюю и среднюю подсвиты ичетуйской свиты сходны по составу с верхней ее подсвитой.

Юрско-меловой трахиандезит-трахибазальтовой формации относятся в бассейне рр. Джиды и Хилка вулканогенные образования верхнеюрско-нижнемеловой хилокской свиты и связанные с ними субвулканические тела трахидолеритов и диоритовых порфиритов. В бассейнах рр. Уды и Витима к этой формации относится нижнемеловая хысехинская свита.

Послеинжемельовая трахибазальтовая формация / $O_2 - Q_m$ / представлена пирокластической /туфы, туфобрекчи, лапиллиевые туфы, афrolиты, агглютинаты/, покровной /базальты, андезиты-базальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты/ и субвулканической /долериты, трахидолериты, эссекситы, кринаниты, тешиниты/ фациями.

В.Н.Гурьянова, А.Л.Додин
/ВСЕГЕИ/

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ХАМАР-ДАБАНА, ДЖИДЫ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

1. Рассматриваемая территория охватывает складчатые сооружения, обрамляющие южную окраину Сибирской платформы от р. Иркуты на западе до рр.Селенги и Уды на востоке. Широко распространенные на описываемой территории интрузивные породы подразделяются на ряд разновозрастных интрузивных комплексов, приуроченных к различным геотектоническим структурам.

2. Особенности геотектонического развития и интрузивной деятельности позволяют выделять шестнадцать интрузивных комплексов, соответствующих четырем тектоно-магматическим циклам: архейскому /китойский/, протерозойскому /урдаокинский, онотский, бильчирский, саянский, зун-муринский/, палеозойскому /нерсинский, цакирский, джидинский, огнитский, монотойский/, мезозойскому /бичурский, малокундаейский, гуджирский, инчигатуйский и хурай-байбинский/ интрузивные комплексы.

3. Граниты китойского комплекса, являющиеся самыми древними проявлениями интрузивной деятельности на этой территории; образуют штоки, а также пластовые тела, вытянутые согласно с

простираением вмещающих их архейских пород шарыжадгайской и слюдянской серий. В составе массивов выделяются гранито-гнейсы, аляскиты и биотитовые граниты.

4. Протерозойский тектоно-магматический цикл, включающий пять интрузивных комплексов, начинается формированием гипербазитов урдаокинского комплекса. Гипербазиты образуют мелкие линзо- и дайкообразные тела, залегающие в зоне Главного Саянского разлома среди гнейсов и мраморов архея и нижнего протерозоя. Первичные ультраосновные породы в составе интрузивных тел не сохранились. Они полностью превращены в серпентиниты, антигритовые ортосланцы и ортоамфиболиты. Возраст гипербазитов устанавливается как нижнепротерозойский на основании сопоставления их с подобными породами Восточного Саяна, где они также залегают среди архейских и нижнепротерозойских образований и прорываются гранитоидами онотского комплекса, абсолютный возраст которых соответствует 1727-1730 млн. лет.

5. Вслед за гипербазитами произошло становление гранитоидных массивов онотского комплекса. Гранитоиды образуют небольшие штоки, расположенные среди гнейсов хангарульской серии нижнего протерозоя. В составе пород, слагающих массивы преобладают гнейсовидные гранодиориты и плагиограниты в значительной степени микроклинизированные.

Образование гипербазитов урдаокинского и гранитоидов онотского комплексов приурочено к ранним этапам развития байкалид.

6. В среднем протерозое произошло формирование массивов бильчирского комплекса габбро-диоритового состава, а также гранитного саянского комплекса, известного на описываемой территории также под наименованием туранского, хамардабанского и заганского комплексов.

Породы бильчирского комплекса образуют небольшие /15-20 км²/ линзообразные пластовые тела и штоки, расположенные в зоне Главного Хамар-Дабанского разлома или оперяющих его более мелких разломов. Они прорывают гнейсы и мраморы безымянной свиты архея, а также гнейсы и кристаллические сланцы хангарульской и битуджидинской серий нижнего и среднего протерозоя и, в свою очередь, секутся гранитами саянского комплекса.

К саянскому комплексу относятся крупные батолитообразные массивы и крупные штоки амфибол-биотитовых и биотитовых гранитов. Они являются продолжением "гранитного пояса", протягивающегося из Восточного Саяна через Хамар-Дабан в Западное Забайкалье вдоль южной границы Сибирской платформы. Массивы саянского комплекса сформировались в две интрузивные фазы. В первую фазу образовались амфибол-биотитовые и биотитовые граниты; во вторую - лейкократовые аплитовидные граниты и граносиениты.

Бильчирский и саянский комплексы характеризуют средние этапы развития байкалит.

7. В верхнем протерозое происходит становление массивов розовых лейкократовых гранитов зун-муринского комплекса. Эти граниты прорывают породы битуджидинской серии среднепротерозойского возраста, граниты саянского комплекса, а также карбонатные породы зун-муринской /темникской/ свиты верхнего протерозоя. Образование гранитов этого комплекса приурочено к поздним этапам развития байкалит.

П. Палеозойский тектоно-магматический цикл охватывает время от кембрия до девона включительно. Интрузивная деятельность в палеозое начинается образованием малых субвулканических интрузивных тел, представленных дайками, реже силами габбро-диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов. Эти те-

ла генетически связаны с эффузивами основного и среднего состава хохортовской и боргойской свит нижнекембрийского возраста. Они характеризуют начальные и ранние этапы развития каледонид.

8. Гипербазитовые массивы цакирского комплекса приурочены к зонам глубинных разломов, проходящих вдоль сочленения байка-лид Хамар-Дабана и каледонид Джиды. Они залегают либо среди эффузивно-пирокластических и карбонатно-терригенных пород хохортовской и хасуртинской свит нижнекембрийского возраста, либо среди метапесчаников и сланцев битуджинской серии среднего протерозоя. Форма интрузивных тел пластовая, линзообразная, местами они имеют форму штоков. В составе массивов выделяются дуниты, перидотиты /гарцбургиты, лерцолиты/, пироксениты, серпентиниты. Возраст гипербазитов устанавливается в пределах нижний-средний кембрий.

С ультраосновными породами цакирского комплекса генетически связаны рудопоявления никеля, хромита и платины.

9. Широко распространенные на описываемой территории массивы джидинского комплекса образуют штоки, размером от 25-50 км² до 250 км² и более, залегающие среди байкальских и каледонских структур. Они характеризуются сложным составом и строением. Массивы джидинского комплекса сформировались в три интрузивные фазы. Первая фаза - габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; вторая фаза - амфибол-биотитовые и биотитовые граниты; третья фаза - граносиениты, сиениты, монцониты.

По геологическим данным /массивы этого комплекса прорывают и метаморфизуют эффузивно-карбонатные образования хохортовской и хасуртинской свит нижнего кембрия и терригенные отложения джидинской свиты верхнего кембрия/, а также по данным абсолютного возраста /430-475 и 550 млн.лет/ возраст их устанавлива-

ется в диапазоне верхний кембрий-ордовик.

С гранитоидами джидинского комплекса генетически связано золотое оруденение, рудопроявления и месторождения железа и полиметаллов.

Среди обширных полей гранитоидов джидинского комплекса локализуются массивы розовых и мясо-красных лейкократовых гранитов существенно калиевого состава и подчиненных им граносиенитов и сиенитов, выделяемых нами по аналогии с подобными гранитами Восточного Саяна в огнитский комплекс. Возраст их определяется условно как силур-нижний девон.

Формирование массивов джидинского и огнитского комплексов приурочено к средним этапам развития каледонид.

10. Интрузивная деятельность палеозойского тектоно-магматического цикла заканчивается формированием трещинных интрузивных тел габбро-анортозитового и сиенитового состава моностойского комплекса. Эти тела имеют сложное расслоенное строение, обусловленное интенсивно проявленной дифференциацией магмы базальтового состава как *in situ*, так и в промежуточном магматическом очаге. Формирование массивов моностойского комплекса происходило после главных фаз орогена в условиях субплатформы. По данным абсолютного возраста 370 ± 18 млн. лет/ время становления их соответствует нижнему-среднему девону. С породами моностойского комплекса пространственно и генетически связаны месторождения и рудопроявления титаномагнетита.

11. В мезозойский тектоно-магматический цикл, соответствующий мезозойской активизации каледонской и сопряженной с ней краевой части байкальской складчатости, произошло внедрение триасовых бичурского /существенно гранитного/ и малокуналейского /щелочного/, юрских гуджирского /гранитного/ и инчига-

туйского /сиенитового/ и мелового дайкового хурай-байбинского комплексов.

С гуджирским комплексом связано молибден-вольфрамовые месторождения и полиметаллическое оруденение.

12. Для пород интрузивных комплексов байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов характерна повышенная щелочность, проявленная процессами калиевого метасоматоза. Последнее, по-видимому, обусловлено мезозойской активизацией.

Д.Ж. Жалсабон, В.В. Скрипкина, О.А. Максимова
/БГУ/

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮГА БУРЯТИИ /ЗАП.ЗАБАЙКАЛЬЕ/

В последние годы авторами и большим коллективом геологов, занимающихся, вопросами магматизма и стратиграфии мезозоя в южных районах Бурятии получены материалы, позволившие критически отнестись к ранним представлениям о развитии интрузивных магматических образований на этой территории. В настоящее время все исследователи сходятся во мнении, что данная территория представляет собой своеобразную активизированную область поздних этапов тектонического развития, характеризующуюся специфическими особенностями осадконакопления, вулканизма и интрузивного магматизма. В развитии мезозойского магматизма выделяются два этапа, отличающиеся характером проявления и составом магматических образований - нижнемезозойский и верхнемезозойский.

Нижнемезозойский этап /от начала мезозоя до нижней юры/ характеризуется интенсивной вулканической и интрузивной деятельностью. Происходит накопление мощных вулканогенных толщ

кислого и основного состава и формирование довольно крупных гранитоидных интрузий щелочно-земельного и щелочного ряда.

Верхнемезозойский этап /от нижней юры до верхнего мела/ по характеру магматизма резко отличается от нижнемезозойского.

Масштабы вулканической деятельности уменьшаются, происходит накопление щелочных, вулканогенных образований преимущественно основного состава. Интрузивная деятельность резко сокращается; формируются лишь мелкие субвулканические тела, имеющие несомненную генетическую связь с вулканическими образованиями.

Используя метод формационного анализа и результаты стратиграфических и геохронологических исследований последних лет, авторы пришли к выводу, что на современном этапе на исследуемой территории в нижнем мезозое возможно выделение двух гранитоидных формаций, характеризующихся рядом специфических черт.

Эти формации по ряду признаков соответствуют формациям рудосносных интрузий "глыбовых зон", выделенных Д.И.Горжевским и В.Н.Козеренко /1964/. Нами использованы предложенные этими авторами названия формаций: 1. Гранодиоритовая формация; 2. Гранитоидная щелочная формация.

Гранодиоритовая формация включает бичурский, гуджирский и ряд других комплексов соответствующего возраста и состава, выделенных различными исследователями под местными географическими названиями. Эта формация представлена гранитоидами, состав которых колеблется от ультракислых аляскитов до диоритов, с преимущественным развитием биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов, сиенитов и гранодиоритов. Интрузии этой формации приурочены к горстовым структурам, образуют довольно крупные тела до 500 кв.км. Им свойственны процессы гибридизма. С ними ассоциируют мелкие интрузии гранит-порфиров, дио-

ритовых и диабазовых порфиров. Породы этой формации принадлежат к щелочно-земельной серии, но отличаются повышенным содержанием щелочей. В парагенетической связи с породами этой формации находятся молибденовые и молибденово-вольфрамовые рудопоявления. Возраст интрузивных образований гранодиоритовой формации определяется прорыванием флористически охарактеризованных отложений нижнего триаса в Бергойском хребте, Тамирской гриве и южных отрогах Малого Хамар-Дабана. Гранитоиды бичурского комплекса /в ряде мест это четко устанавливается/ прорываются комплексом пород гранитоидной щелочной формации; гальки молибденоносных гранит-порфиров гуджирского комплекса найдены в конгломератах бассейна рек Большой и Малой Байбы, для которых работами последних лет Антощенко-Оленева И.В. /1964/, Комарова Ю.В. и Хренова П.М. /1964/, Смолянского Е.Н. /1966/ установлен досреднеюрский возраст. Гальки пород более поздней гранитоидной щелочной формации повсеместно обнаруживаются в среднеюрских отложениях. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом, производившиеся в лабораториях ВСЕГЕИ, ИГЕМА, ВИМСа, Бурятского и Иркутского геологуправлений, дают цифры от 120 до 220 млн. лет.

Гранитоидная щелочная формация включает куналейский комплекс щелочных гранитоидов, которые по своим особенностям соответствуют субформации щелочных гранитов по Е.А. Нечаевой /1961/. В составе формации преобладают граниты, граносиениты и сиениты, лейкократовые или содержащие щелочные темно-цветные минералы, а также в небольшом объеме встречаются более основные разновидности - габбро-сиениты. Сопровождаются интрузии дайками того же состава. Массивы щелочных гранитоидов располагаются вдоль зон глубинных разломов, окаймляющих грабенные структуры. Имеют штокообразную форму с крутыми контактами.

Гипабиссальный характер интрузий четко выражен. Размеры тел колеблются от нескольких единиц до ста и более квадратных километров. Щелочные образования этой формации относятся к агпаитовому типу, характеризуются небольшим преобладанием натрия над калием, бедностью полевошпатовой извести и высокой железностью. С породами этой формации связана тантало-ниобиевая и, возможно, бериллиевая минерализация. Возраст гранитной щелочной формации несколько более поздний, чем гранодиоритовой, но ограничен теми же стратиграфическими рамками. Абсолютный возраст колеблется от 150 до 190 млн. лет.

Н.А. Виславных /ИЗК СО АН СССР/

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕРЦИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ХАМАР- ДАБАН

В пределах центральной и западной части хребта Хамар-Дабан пользуются широким распространением разновозрастные интрузивные образования. Они объединяются /Налетов, 1962, Жалсабон, Смолянский, 1964 и др./ в протерозойские /габбро-диоритовый, хамар-дабанский гранитоидный/ и палеозойские /цакирский гипербазитовый, нашитуйский и джидинский гранитоидные/ комплексы. Кроме того, выделяется битуджидинский комплекс предположительно мезозойских амазонитовых гранитов. В последнее время появляются данные о герцинском возрасте амазонитовых гранитов /Косалс, 1966, Плюснин, Жбанов, 1966 и др./, а также высказывается предположение о проявлении в них двух этапов редкометального рудообразования - палеозойского и мезозойского /Плюснин, Жбанов, 1966/.

Вмещающие породы представлены протерозойскими и кембрий-

скими осадочно-эффузивными образованиями /Налетов, 1961/. Последние обнажаются на юге описываемой области. Кембрийские и протерозойские осадочно-эффузивные образования полифациально метаморфизованы и интенсивно дислоцированы. Наблюдаются различного возраста складки и сопровождающие их разрывы.

Особое положение в структуре описываемой области занимают поперечные изгибы пластов, образующие пологие складки северо-восточного простирания. Высота этих складок достигает 1-2 км. Всего выделяются две антиклинальных и, расположенная между ними, синклинали складки. Осева́я линия юго-восточной антиклинальной складки протягивается в северо-восточном направлении несколько восточнее р.Салбартуй, осевая линия северо-западной - ориентирована субпараллельно первой и прослеживается через верховье р.Большой Уругудей.

Некоторые данные /отношение к более древним складкам, участие в этой складчатости гипербазитов и гранитов и др./ позволяют считать, что поперечные пологие складки являются наложенными структурами и образовались, вероятно, в герцинское время.

Отмечается пространственная приуроченность плутонов герцинских гранитоидов к этим структурам. Они располагаются, как правило, в виде цепочек вблизи замковой части антиклинальных пологих складок. Одна цепочка интрузивов прослеживается от речки Хурлик до истоков речки Тумусун, другая - от вершины речки Биту-Джиды, проходит через среднее течение р.Большой Уругудей и продолжается далее на северо-восток. В пределах антиклинальных складок плутоны герцинских гранитоидов располагаются в тех местах, где осевая линия пологих складок пересекает более древние разрывы.

Герцинские гранитоиды несут в себе редкометальную минерализацию. Поэтому при проведении поисковых работ на редкометаль-

ное сырье в пределах Хамар-дабана необходимо обращать внимание на подобные пологие поперечные складки, а в последних - на места пересечения осевых линий этих складок с разрывами более древнего возраста.

В.С.Шкодзинский /ДВФ СО АН СССР/

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ

В ассоциирующихся с мезозойскими и палеозойскими гранитами основных и средних роговиках Ю.Приморья описаны следующие минеральные парагенезисы: $\text{Hb}^{26-45} + \text{Pl}_{21-45}, \text{Hb}_{32-60} + \text{Bt}_{43-63} + \text{Pl}_{25-54}, \text{Bt}_{48} + \text{Pl}_{44-50}, \text{Pm}_{20-33} + \text{Hb}_{33-49} + \text{Pl}_{26-48}, \text{Pm}_{28-37} + \text{Pl}_{40-60}, \text{Pm}_{36-38} + \text{Hb}_{43} + \text{Bt}_{37} + \text{Pl}_{38-58} + \text{Or}, \text{Pm}_{21+35} + \text{Hb}_{32-42} + \text{Pl}_{30-45} + \text{Or}, \text{Pm}_{21-30} + \text{Pl}_{24-45} + \text{Or}.$

Исходные габбро и диориты имеют состав $\text{Hb}_{25-50} + \text{Pl}_{25-63}, \text{Pm}_{27-37} + \text{Hb}_{37} + \text{Pl}_{36-53}, \text{Hb}_{40-48} + \text{Bt}_{40-50} + \text{Pl}_{17-52}$. В гранитах описаны ассоциации $\text{Bt}_{63-78} + \text{Pl}_{7-26} + \text{Or}(\text{Mt}), \text{Hb}_{32} + \text{Pl}_{18} + \text{Or}, \text{Pm}_{36} + \text{Pl}_{26-34} + \text{Or}$

В магматизированных амфиболитах междуречья Гилюя и Могота установлены парагенезисы $\text{Hb}_{48-60} + \text{Pl}_{27-40}, \text{Pm}_{35} + \text{Hb}_{38} + \text{Pl}_{33-45}, \text{Hb}_{38-61} + \text{Bt}_{36-50} + \text{Pl}_{25-30}, \text{Bt}_{50} + \text{Pl}_{25-30} + \text{Or}$

В гранитах, рогахиках, в большинстве исходных габбро и диоритов, в амфиболитах содержится также кварц и магнетит. Изученные породы без учета кварца и магнетита чаще всего являются трехминеральными, следовательно, по правилу фаз при их образовании должно было существовать три виртуальных инертных компонента.

Главными химическими компонентами рассматриваемых пород являются $\text{SiO}_2, \text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{H}_2\text{O}$. Кварц содержится в подавляющем большинстве пород, поэтому кремнекислота

х. Индексы у символов минералов означают для плагиоклаза его номер, для темноцветных минералов - их частную железистость

$$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%$$

может быть принята избыточным инертным компонентом. Присутствующий почти во всех породах магнетит принимал участие в реакциях минералообразования /развитие биотита и амфибола на контакте магнетита с плагиоклазом/, что указывает на подвижное поведение кислорода при их формировании. В связи с этим железо также может быть отнесено к числу избыточных инертных компонентов. Титан является обособленным инертным компонентом, так как он в рассматриваемых породах входит практически только в состав сфена. Вполне подвижное поведение La_2O_3 , K_2O и H_2O не вызывает особых сомнений. Таким образом остается три компонента - MgO , CaO , Al_2O_3 , которые и являются виртуальными инертными. Судя по рассчитанным при таких условиях инертности - подвижности всевозможным реакциям минералообразования, направление последних определяется главным образом величинами химических потенциалов калия, натрия, воды и кислорода.

В изученных породах не встречаются ни сульфиды, ни сильно окисленные биотиты и роговые обманки, следовательно, изменения величины химического потенциала кислорода при их образовании были невелики и ими можно пренебречь. Если ограничиться рассмотрением только тех пород, которые не содержат низкотемпературных минералов /хлорита, эпидота, актинолита/, то можно предполагать, что минеральные парагенезисы гранитов и контактирующих с ними основных пород, судя по отсутствию в последних таких высокотемпературных минералов как гиперстен, титанистые биотиты и амфиболы, формировались в условиях сравнительно близких температур, а, следовательно, и близких значений величины химического потенциала воды. Таким образом, все разнообразие минеральных парагенезисов рассматриваемых пород должно определяться в основном составом пород в отношении виртуальных инертных компонентов и величинами химических потенциалов натрия и калия

при процессах образования. Это хорошо подтверждается построенной диаграммой химических потенциалов натрия и калия. От известной диаграммы Д.С.Коржинского /1957/ она отличается тем, что на ней рассмотрены также закономерности изменения железистости темноцветных минералов.

Судя по положению минеральных парагенезисов на диаграмме, существует два типа изменений основных пород на контакте с гранитами. В наиболее распространенном случае минеральные парагенезисы гранитов и вмещающих их основных и средних пород в каждом конкретном примере формировались в условиях близких небольших величин химических потенциалов калия, натрия, а также воды и кислорода. Из этого, в частности, следует, что образование большинства гранитов, особенно в мигматитах, происходило без участия интенсивных процессов инфильтрационного метасоматоза, так как в случае инфильтрационного метасоматоза щелочность контактирующих с гранитами основных пород неизбежно бы увеличивалась, вследствие проявления установленного Д.С.Коржинским /1957/ эффекта взаимного усиления активностей оснований. Для мигматитов низкая щелочность условий формирования подтверждается также высокой глиноземистостью химически анализированных роговых обманок и биотитов. Присутствие в большинстве пород кварца и магнетита при вполне подвижном поведении кислорода позволяет сделать вывод о том, что минеральные парагенезисы гранитов и контактирующих с ними основных и средних пород формировались в условиях близких величин химических потенциалов кремниевой кислоты и железа. Судя по положению построенных с помощью метода Д.С.Коржинского /1957/ эквипотенциальных линий на диаграммах состав-парагенезис, этот вывод в большинстве случаев может быть распространен и на величину химического потенциала магния.

Таким образом, граниты и контактирующие с ними основные метаморфические породы формировались чаще всего в условиях близких величин химических потенциалов натрия, калия, воды, кислорода, железа, магния и кремнекислоты. Следовательно, перечисленные компоненты, при прочих равных условиях, не могли перемещаться из основных пород в равновесные кристаллизующиеся с гранитной магмой растворы, ввиду отсутствия необходимых для перемещения градиентов химических потенциалов данных компонентов. Этим объясняется обычно наблюдающаяся в изученных районах четкость контактов между гранитами и ксенолитами основных и средних пород, отсутствие признаков растворения последних под влиянием гранитов. По этой же причине граниты не могут развиваться по основным породам в результате процессов диффузионного метасоматоза. Из анализа диаграмм состав-парагенезис следует, что диффузионный метасоматоз, принимая во внимание очень слабую подвижность алюминия, способен привести главным образом лишь к миграции кальция из основных пород в граниты.

В изредка встречающемся случае на контакте гранитов и основных пород примерно одинаковой щелочности формируются роговики более высокой щелочности. Как показал Д.С. Коржинский /1957/, такое увеличение щелочности связано с проявлением эффекта взаимного усиления активностей оснований и указывает на инфильтрационный метасоматоз. Однако и инфильтрационный метасоматоз также не может сопровождаться замещением основных пород гранитами, так как повышение щелочности растворов в основных породах /вследствие проявления эффекта взаимного усиления активностей оснований/ понижает растворимость таких оснований как магний и железо, поэтому данные компоненты, в условиях их

некоторой подвижности, должны мигрировать не из основных пород в связанные с гранитами растворы, а из растворов в основные породы. Это в значительной степени подтверждается сопоставлением химических анализов исходных основных пород и роговиков повышенной щелочности.

Таким образом, связанный с гранитами диффузионный метасоматоз не способен привести к развитию гранитов по основным и средним породам; формирование большинства гранитов, особенно в глубинных зонах мигматизации, не сопровождается процессами интенсивного инфильтрационного метасоматоза; в случае интенсивного инфильтрационного метасоматоза граниты также не могут замещать основные породы. Вывод о невозможности образования вследствие метасоматических процессов должен, видимо, относиться ко всем гранитам, так как вмещающие их породы чаще всего имеют более основной состав, чем граниты, кроме того метасоматическое развитие гранитов /с выносом магния и железа/ по метаморфическим кислым породам является также очень маловероятным, ввиду близости химических условий при формировании кислых метаморфических пород и гранитов.

Все сказанное свидетельствует в пользу представлений о магматическом происхождении подавляющего большинства гранитов /путем кристаллизации расплава, образовавшегося в результате процессов палингенеза или дифференциации более основной магмы/. Теоретически в породах, очень близких по составу к гранитам, последние могут быть также метаморфическими /образовавшимися только в результате процессов перекристаллизации/ или метасоматическими, если к последним относить граниты, сформировавшиеся с привносом или выносом лишь натрия, калия, воды, кислорода и частично кальция, но без существенных перемещений магния и железа. С таким происхождением гранитов в частности

хорошо согласуется признанный большинством исследователей необъяснимый с точки зрения гипотезы "трансформизма" факт отсутствия выше гранитизированных метаморфических комплексов зон базификации по масштабам сколько-либо сопоставимыми с зонами гранитизации.

И.В.Гордиенко /ИЗК СО АН СССР/

ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ИРКУТНО-ОКИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОГО Саяна

В пределах Иркутно-Окинской структурно-формационной зоны с начала кембрия возник специфический режим геосинклинальных приразломных прогибов, выполненных карбонатно-вулканогенно-терригенными эпиконтинентальными толщами /Бийхем-Утхумский, Сархой-Сагансайрский прогибы/. Их заложение произошло в краевой геосинклинальной зоне кембрийской геосинклинали Тувы, где уже со второй половины нижнего кембрия, а в других частях со среднего кембрия, начались интенсивные поднятия. Эти движения, вызванные раннекаледонской фазой тектогенеза, привели к складчатости кембрийских образований.

После завершения орогенно-геосинклинальной стадии раннекаледонского тектоно-магматического цикла, закончившегося образованием батолитоподобных интрузий габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда /таннуольский, сархойский комплексы/ и послемолассовых малых интрузий гранитоидов /холбинский комплекс/, рассматриваемая территория превратилась в область завершенной складчатости и представляла собой обширное сводовое поднятие.

С конца силура и начала девона на этой территории резко

активизировался процесс сводово-глыбового поднятия. В поднятие были вовлечены гетерогенные блоки области завершенной складчатости с различной предысторией развития /докембрийский фундамент Сибирской платформы, байкалиды Окинского антиклинория, ранние каледониды/. Дифференцированные сводово-глыбовые движения повсюду сопровождались возникновением новых разрывов, активизацией древних глубинных разломов и напряженной вулканоплутонической деятельностью. Образованные структуры и магматические породы силуро-девонской тектоно-магматической активизации Иркутско-Скинской зоны являются юго-восточным окончанием протяженного Саянского вулканоплутонического пояса. Последний развился независимо от предшествующих и одновременно существовавших геосинклиналей и генетически связан с активизацией движений по глубинным разломам, сопряженных с краевым швом Сибирской платформы. Основные черты и различия в развитии силуро-девонского вулканизма, плутонизма и металлогении исследуемой зоны почти целиком обусловлены строением и возрастом фундамента, длительностью перерыва между временем консолидации фундамента и временем тектоно-магматической активизации территории.

Наиболее интенсивно вулканоплутонические процессы проявились в зоне сближения Окинского и Главного Саянского глубинных разломов /Бийхем-Утхумский приразломный прогиб ранних каледонид/. Этот район после значительного перерыва /100-150 млн. лет/ в магматической деятельности и продолжающейся интенсивной эрозии, в результате чего были выведены на поверхность кембрийские гранитоиды, в конце силура и начале девона вновь испытал раздробление и стал ареной мощных излияний кислых лав, которые изливались на эродированную поверхность кембрийских гранитоидов и различных докембрийских пород. Существенно кис-

лый вулканизм сопровождался напряженной интрузивной деятельностью и выбросами крупных масс пирокластического материала. Накопление вулканитов происходило в обстановке вулcano-тектонических горстов и грабенов. Установлен преимущественно ареально-трединный характер наземных извержений. Так образовался трахилипарит-щелочно-гранитный вулcano-плутонический комплекс пород. Последний представлен комагматичным рядом взаимосвязанных фаций /вулканическая, субвулканическая, гипабиссальная, среднеглубинная/, наделенных структурно-геологическим, минералого-петрографическим, петро- и геохимическим родством.

Анализ региональных тектонических напряжений в этом участке земной коры и распределение вулканических и плутонических образований показал, что гранитовая магма, давшая породы комплекса, образовалась в корнях интенсивно воздымающихся гор, в результате анатексиса древних вмещающих пород /гнейсов, мигматитов, гранитов/ в обстановке горизонтального сжатия и дифференцированного поднятия этого участка территории. В дальнейшем своем развитии вулcano-плутонические процессы, протекая в близповерхностных условиях, прошли через механизм образования вулcano-тектонической депрессии и завершились внедрением щелочных и щелочно-известковых гранитов и граносиенитов.

В несколько других структурно-фациальных условиях формировались среднепалеозойские гранитоиды южнее Окинского глубинного разлома, в пределах Окинского антиклинория и вблизи краевого шва Сибирской платформы.

В северной части Окинского антиклинория в процессе продолжительного поднятия сформировались крупные гипабиссальные плутоны щелочноземельных гранитов, граносиенитов и сиенитов. Внедрение последних в отдельных случаях сопровождалось обра-

зованием нефелиновых сиенитов /Ботогол, Нурган, Ута-Жалга/.

Формирование щелочных и щелочноземельных гранитов и сиенитов произошло в единый тектоно-магматический этап и в отличие от зоны сближения Окинского и Главного Саянского глубинных разломов, по-видимому, не сопровождалось вулканической деятельностью.

На крайнем юго-востоке Саянского вулcano-плутонического пояса, вблизи краевого шва Сибирской платформы, сформировались трещинные интрузии гранитов Самсальского комплекса. Они образовались при особо активном участии летучих компонентов магмы и залегают среди высокометаморфизованных докембрийских блоков.

Существенно кислый со щелочным уклоном послекембрийский магматизм Иркутско-Окинской структурно-формационной зоны - следствие активизации тектоно-магматических процессов в мощной осадочно-метаморфической оболочке земной коры этой территории, когда зарождение магматических очагов не выходило за пределы гранито-гнейсового слоя.

Р.М.Файзуллин, Г.А.Питаева /ЗабНИИ,
комбинат "Балейзолото"/

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УНДИНСКИХ ГРАНИТОИДОВ БАЛЕЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В СВЯЗИ С ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТЬЮ

Среди изверженных пород, принимающих участие в строении Балейского рудного поля /Восточное Забайкалье/, доминирующее положение принадлежит каменноугольным гранитоидам ундинского комплекса, слагающим северную краевую часть крупного одноименного плутона.

Ундинские гранитоиды представлены роговообманково-биотитовыми диоритами и гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми

гранитами, жильными телами аплитов, аляскитов и пегматитов. Из указанных типов пород преобладающим развитием пользуются гранодиориты и биотитовые граниты, иногда порфировидного облика, постоянно содержащие многочисленные ксенолиты боковых пород.

В 1964-1965 гг. среди ундинских гранитоидов были выявлены зоны рассеянной вкрапленности самородного золота /Файзуллин, 1966/, фиксирующие, вероятно, ослабленные /повышенно трещиноватые/ участки в теле интрузива. Содержания золота в общем незначительные /0,1-0,3 г/т/. В самородном виде золото выделено только в искусственных шлихах. Размеры его не превышают 0,2-0,5 мм, чаще составляя сотые доли миллиметра. Форма золотинок жилковидно-пластинчатая, пленочная, комковидная, реже дендритовидная; встречаются монокристаллы. Некоторые зерна в сростках с кварцем. Цвет золота золотисто-жёлтый, иногда бледно-жёлтый. Проба колеблется от 900 до 930 и несколько выше. Золото сопровождается следующим комплексом акцессорных минералов: пиритом, арсенопиритом, галенитом, блеклыми рудами, киноварью, ильменитом, магнетитом, монацитом, цирконом, апатитом, рутилом, турмалином, гранатом, сфеном, анатазом, лейкоксером и эпидотом.

Переходя к петрохимической характеристике золотоносных ундинских гранитоидов, необходимо отметить следующие их общие черты.

1. Наличие гранитовых и гипидиоморфнозернистых структур, осложнённых процессами динамометаморфизма и бластеза.

2. Присутствие плагиоклаза от андезина до альбита: андезин № 32-38 в гранодиоритах, андезин № 30 - в плагиогранитах, альбит-олигоклаз № 10-12 и альбит № 5-6 в гранитах. Плагиоклазы, как правило, сдвойникованы по альбитовому закону /граневый тип/, редко в комбинации с карлсбадским. Зерна отлича-

ются четким идиоморфизмом по сравнению с калишпатом и другими минералами.

3. Калишпат представлен в основном микроклин-пертитом, с проявляющейся участками решетчатой двойниковой структурой и четко выраженной пертитовой структурой распада.

4. Биотит сильно разложен, часто обесцвечен или замещается мусковитом с попутным выделением иголочек рутила-сагениита. Показательно также его прорастание зёрнами кварца и апатита /ситовидная структура/.

5. Широкое развитие процессов серицитизации, окварцевания, хлоритизаций, в меньшей степени кальцитизации и сульфидизации. Характерны, кроме того, процессы пелитизации, каолинизации и обохривания.

Особенности химического состава в основном умеренно-кислых и кислых разновидностей ундинских гранитоидов можно свести вкратце к следующему /по данным 45 силикатных анализов/.

1. Практически все члены интрузивного ряда характеризуются химическими составами, пересыщенными глинозёмом; весьма резко это проявлено в кислых породах /лейкократовых гранитах и аплитах/.

2. Богатство пород щелочными алюмосиликатами /удаленность фигуративных точек от оси SB на плоскости ASB прямоугольного тетраэдра/.

3. Примерно равное соотношение калия и натрия, с небольшими отклонениями в основном в сторону увеличения роли натрия.

4. Постоянное преобладание закисного железа над окисным.

5. По классификации А.Н.Заварицкого /1950/ рассматриваемые гранитоиды относятся преимущественно к породам, пересыщенным или слабо пересыщенным кремнезёмом, и богатым, умеренно богатым и бедным щелочами. От средних составов, по р.Дэли, они от-

личаются пониженным содержанием свободной кремнекислоты, величиной отношения $a:s$ и повышенным содержанием титана, натрия и темноцветных компонентов.

6. Ряд петрохимических закономерностей получает количественную оценку при анализе корреляционных связей между основными и дополнительными характеристиками гранодиоритов и гранитов. Все установленные связи обладают практически линейной функциональной зависимостью y/x близок или равен 1/. Интерес представляет отсутствие корреляционной связи между величиной общей щелочности и содержанием цветных компонентов, а также между основными характеристиками и концентрацией железа и магния.

Таким образом, по ряду петрохимических признаков ундинские гранитоиды весьма близки к золотоносным магматическим формациям крупных батолитических интрузий средних этапов развития подвижных зон /Бородаевская, 1960/. А с ними, как известно, связывается образование жильных золото-сульфидно-кварцевых месторождений. С этих позиций площади развития ундинских гранитоидов заслуживают детального опосредования с целью обнаружения как рудных, так и россыпных проявлений золота.

В.М.Яновский /ЧГУ/

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЙ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО
МАГМАТИЗМА В МЕЖДУРЕЧЬЕ МЕНЗЫ И ДЕРЕБУЛА
/Центральное Забайкалье/

Юг Центрального Забайкалья является областью преимущественного развития гранитоидов, характерные петрогенетические особенности которых обусловлены различиями в процессах гранитообразования и путях становления разновозрастных плутонов.

В раннемезозойский комплекс /с которым ассоциирует боль-

шая часть проявлений эндогенной минерализации/ на рассматриваемой территории объединены граниты, имеющие инъекционно-метасоматические взаимоотношения с ультраметаморфогенными образованиями раннепалеозойского мигматит-плутона и эруптивные контакты с отложениями условного пермо-карбона.

Раннемезозойский магматизм связывается с блоковой активизацией области. Крупные массивы гранитов приурочены к подвижной зоне северо-восточного простирания в области Чикоконского синклинория. Более мелкие тела располагаются в пределах жесткого блока /назван Мензинским/ и контролируются дизъюнктивными нарушениями глубинного заложения.

Выходы раннемезозойского комплекса отличаются сложностью конфигурации и внутреннего строения и сложены обычно перемежающимися между собой лейкократовыми и биотитовыми неравномернозернистыми гранитами. Четкая зональность плутона с появлением гранит-порфировой оторочки появляется только в контакте с осадочным пермо-карбоном.

Обращает внимание широкое и повсеместное участие летучих компонентов в становлении интрузии, обусловивших развитие метасоматических процессов в слагающих её гранитах и во вмещающих образованиях. При этом в гранитах происходит не только формирование отдельных пойкилобластических выделений калиевого полевого шпата и кварца, но и значительный бластез породы в целом, сопровождаемый коррозией выделений плагиоклаза и образованием характерных аллотриоморфнозернистых агрегатов, состоящих из кварца, калиевого полевого шпата, свежего кислого-среднего олигоклаза.

Степень метасоматической проработки вмещающих образований и характер контактов с ними различны в связи с разноглубинным положением отдельных сателлитов интрузии.

В глубинных зонах вмещающие раннепалеозойские гранитоиды подвергались инъекционно-метасоматическому воздействию с образованием согласных с их гнейсовидностью "послойных", линзовидных или неправильных гнездообразных выделений лейкократового гранитного материала, имеющего состав близкий к эвтектическому. По характеру выделения напоминают селективные выплавки. При резком увеличении содержания "выплавленных" компонентов формируются гомогенные гранитные породы, отнесенные к образованиям собственно раннемезозойского комплекса. Они слагают серию небольших выходов, расположенных согласно с дизъюнктивными структурами.

В контакте с более крупными массивами раннепалеозойские гранитоиды подвергнуты мусковитизации с образованием больших полей двуслюдяных гранитов.

Обычна повсеместная, но неравномерная калишпатизация вмещающих кристаллических образований, проявленная в экзоконтактах массивов и в значительном удалении от них в пределах линейно вытянутых зон повышенной проницаемости.

С осадками пермо-карбона раннемезозойские граниты обладают типично эруптивными контактами с образованием зоны роговиков шириной 1-2 км.

Значительное развитие метасоматических процессов в раннемезозойских гранитах и широкое распространение продуктов метасоматической проработки вмещающих образований /занимаемые ими площади соизмеримы с размерами выходов интрузии/ позволяет предполагать расход значительного количества летучих компонентов и как следствие - внешний их источник.

Раннемезозойская активизация сопровождалась, таким образом, поступлением легкоподвижного материала и палингенным преобразованием гранитоидного субстрата в промежутках между блоками. Регенерированная магма, согласно с общей вертикаль-

ной миграцией фронта гранитообразования, частично перемещалась, очевидно, в более высокие структурные этажи.

Пульсационное поступление летучих компонентов приводило к периодическому омоложению глубинных частей магматических очагов, поэтому с достаточной уверенностью как геологические образования могут быть датированы, очевидно, только продукты внедрения и кристаллизации магмы в осадочные толщи. Так, для раннемезозойских гранитов, расположенных к востоку Даурского и Чикоконского массивов, которые имеют петрографических аналогов среди описываемых и залегают среди осадочных образований Верхнего палеозоя и мезозоя, по прямым геологическим данным и определениям абсолютного возраста отчетливо устанавливаются три фазы становления, связанные с поздне триасовым, среднеюрским и средне-верхнеюрским тектогенезом /В.П.Краснов, 1966, 1967/.

А.И.Киселев /ИЗК СО АН СССР/

ПОЛОЖЕНИЕ ТРАХИБАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА В СТРУКТУРЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Базальтовый вулканизм в системе складчатых сооружений юга Сибирской платформы связан с мезозойской и кайнозойской активизациями континентальной земной коры. Ему предшествовали различные по своей тектонической природе и масштабам геологические процессы. Так, мезозойский трахибазальтовый вулканизм появился на кривой спада активности тектоно-магматических процессов, проявившихся особенно интенсивно в Западном Забайкалье в нижнем мезозое /Т - 3₁/.

Нижнемезозойский этап отличался здесь накоплением пестрых по составу вулканогенных толщ, нередко сложно дислоцированных и прорванных крупными телами гранитоидов - продуктами коровых оча-

гов.

Верхнемезозойский $S_2 - C_{r1}$ этап характеризуется уменьшением тектонической активности, сокращением масштабов вулканизма и резким изменением его продуктов от существенно кислых к основным /трахибазальтам/. В это время для Забайкалья характерно образование сводовых поднятий /аркогенез/, заложение межгорных впадин и прогибов, выполненных континентальными угленосными молассами, нередко содержащими тела базальтов и пирокластов. Начиная со средней юры Западное Забайкалье находилось в стадии растяжения. Длительно живущие разломы глубинного типа проникали ниже гранитно-гнейсового слоя и выводили на поверхность недифференцированную или слабо дифференцированную в промежуточных очагах щелочную оливин-базальтовую магму.

Мезозойский трахибазальтовый вулканизм в своем развитии обнаруживает пространственную связь со впадинообразованием. Однако, среднеюрские лавовые поля /ичетуйская свита/ составляли обширные плоские прогибы, далеко выходящие за современные контуры юрско-меловых впадин и предшествовали накоплению угленосных моласс.

Верхнеюрская и нижнемеловая фазы вулканизма теснейшим образом связаны с образованием впадин забайкальского типа, причем впадины и сопряженные с ними поднятия контролировали пути выхода лав и характер их аккумуляций. Важно отметить, что по мере стабилизации структуры Западного Забайкалья устанавливается пространственная локализация вулканизма, т.е. лавовые поля и субвулканические тела уже не выходят за рамки впадин. Параллельно с этим отмечается спад дифференциации базальтового расплава. Если среднеюрские эффузивы имеют колебания составов от трахибазальтов до трахитов и трахили-

паритов, то верхнеюрские и нижнемеловые представлены трахи-
базальтами.

Впадинообразование и одновременно протекающий вулканизм не могут рассматриваться в причинно-следственной связи. То и другое - производные каких-то более общих глубинных процессов.

Кайнозойский трахибазальтовый вулканизм в противоположность мезозойскому, появился на кривой подъема активизации тектонических движений на обширных площадях Восточной Азии в неоген-четвертичное время. На юге Восточной Сибири неовулканизм пространственно совмещен со сводообразованием, а иногда и с рифтообразованием /в Тункинской впадине/. В большинстве случаев излияния трахибазальтов протекали вне контуров впадин байкальского типа, причем центры вулканизма часто были приурочены к разломам, поперечным по отношению к простиранию впадин /Флоренсов, 1960/.

Кайнозойский вулканизм проявился в условиях растяжения земной коры, заложения разломов глубинного типа, которые вероятно достигали верхних частей мантии, откуда выносились вместе с расплавом включения ультраосновных пород, наблюдаемых в лавах Хамар-Дабана и Витимского плато. Характер базальтовой поверхности, отсутствие или ничтожно малый объем осадочных толщ среди покровов базальтов, по-видимому, указывают на незначительную амплитуду вертикальных перемещений по сместителям магмовыводящих разломов.

Пространственное совмещение верхнемезозойских впадин и очагов вулканизма обусловлено выбором наиболее удобных магмовыводящих путей в условиях прогрессирующей консолидации мезозойской структуры Западного Забайкалья. Что касается впадин байкальского типа, то разломы внутри последних лишь в единичных случаях выступают в качестве магмоводов. Главные

же магмовыводящие разломы были приурочены к областям сводовых поднятий.

М.Е.Медведев, А.И.Киселев /ИЗК СО
АН СССР/

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН /ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ/

Базальты хребта Хамар-Дабан являются составной частью кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья, связанной с неоген-четвертичными тектоническими движениями, охватившими громадные пространства Восточной Азии. Разнородная геоструктурная среда проявления молодого базальтового вулканизма исключает какие-либо его связи с мезозойским и более древним магматизмом. Глубоко эродированные докембрийские кристаллические толщи и тела плутонов, подстилающие лавовые поля в хр.Хамар-Дабан длительное время находились в стадии сводового развития. Усиление восходящих неотектонических движений сопровождалось расколами земной коры, заложением системы байкальских рифтов и выводом на поверхность значительных объемов щелочной оливин-базальтовой магмы. При этом центры вулканизма в большинстве случаев располагались вне контуров кайнозойских впадин /кроме Тункинской/.

Хамардабанское поле базальтов представлено в разной степени эродированными покровами с максимальной мощностью до 500 м /в верховьях рр.Утулика и Тумусуна/, залегающими на абсолютных высотах от 1800 до 2400 м. Внутренне строение покровов может быть проиллюстрировано на примере разреза Маргасанской сопки, где на поверхности размыта протерозойских

метаморфических сланцев залегает 420-метровая толща базальтов, в которой насчитывается 60 потоков мощностью от 1,0 до 17-20 м. В нижней части покрова залегают два прослоя валуно-галечниковых отложений мощностью 1,0-1,5 м, а в верхней части - два горизонта пирокластических образований /5-7 м/. Венчается разрез 45-метровым экструзивным куполом афанитовых оливин-авгитовых базальтов с включениями /до 4 x 8 см/ оливинита /Медведев, 1966/. В образцах из межбазальтовых линз осадочных пород, отобранных М.Е.Медведевым в 1965 г., обнаружены богатые споро-пыльцевые комплексы миоценового возраста, сопоставимые с таковыми из нижней части /миоцен-нижний плиоцен/ вулканогенно-осадочной серии Тункинской впадины. Вероятно на этот отрезок времени приходится максимум вулканической активности.

Анализ строения внутрибазальтовых осадочных линз и характера добазальтовой поверхности дает основание полагать, что рельеф к началу излияний был умеренно расчлененным с превышениями до 500-600 м. Отсутствие крупных бассейнов аккумуляции осадочного материала, вероятно, было связано с планацией рельефа базальтовыми лавами и с тенденцией к поднятию этой части Байкальского свода.

Отсутствие значительных объемов пирокластов среди базальтов, довольно монотонный состав последних, объясняется тем, что подавляющая масса излияний носила трещинный характер и протекала в условиях растяжения рассматриваемого участка земной коры. Центральный тип извержений проявился более ограниченно. Элементом аппарата центрального типа может служить экструзивный купол Маргасанской сопки с включениями оливинитов.

Базальты Хамар-Дабана относятся к щелочно-известковой серии пород. Главными породообразующими минералами трахибазальтов являются: оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз, щелочной полевой шпат /анортотит/, цеолиты /в том числе анальцит/, магнетит, карбонат и минералы группы хлорита. Трахибазальты подразделяются на оливиновые и оливин-пироксеновые. Структура трахибазальтов часто порфировая, основной массы - гиалопилитовая, интерсертальная и долеритовая в ассоциации с пойкилофитовой /в центральных частях потоков/. Вкрапленники обычно представлены интрателлурическими оливином, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. В полнокристаллических базальтах установлен следующий порядок кристаллизации главных породообразующих минералов. Первым кристаллизовался оливин, а затем выделились почти одновременно пироксен и плагиоклаз /плагиоклаз немножко раньше/, что хорошо согласуется с данными по экспериментальному расплавлению трахибазальтов из Маргасанской сопки. В более поздний этап образовались цеолиты, карбонат и минералы группы хлорита, заполняющие интерстиции и поры в трахибазальтах. Петрографическое изучение и данные химанализов рассматриваемых пород не указывают на сколько-нибудь заметные различия в составе и количестве петрогенных элементов из разных частей потоков, т.е. степень дифференциации базальтового расплава в момент излияний была крайне незначительной.

Важнейшее петрогенетическое значение в настоящее время приобретают оливинитовые включения в трахибазальтах, рассматриваемые многими исследователями как вещество мантии, вынесенное на поверхность. Действительно, включения или нодулы ультраосновных пород в трахибазальтах из разных частей континентальной и океанической коры /Гавайские о-ва, Япония, Маньчжурия, Аляска, Аризона, Африка, Австралия/ имеют удиви-

тельно близкое минералогическое и химическое сходство. Включения оливинитов в лавах Хамар-Дабана и Витимского плато состоят в основном из магнезиального оливина с примесью хромдиоксида и хромсодержащей шпинели. Ультраосновные включения могут служить косвенным признаком, указывающим на глубину зарождения очагов щелочной оливин-базальтовой магмы в Прибайкалье, которая представляется нам верхнемантийным образованием.

М.М.Пухнаревич /ИЗК СО АН СССР/

ЭВОЛЮЦИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА, ОБУСЛОВЛЕННОГО ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ТРАПОВОЙ МАГМЫ

1. Основным условием по теории Коржинского /1953, 1960, 1962/, определяющим течение послемагматического процесса и смену одних минеральных ассоциаций другими, является режим кислотности-щелочности гидротермальных растворов.
2. Возможность судить о ходе этого процесса и его главного определяющего фактора даёт нам выявление реакций последовательного замещения минералов в метасоматитах.
3. Объектом такого рода исследований являлись метасоматические образования железорудных месторождений Ангара-Илимского района /юг Сибирской платформы/, приуроченные к трубкам взрыва.
4. Возникновение трубок взрыва и гидротермальная переработка выполняющих их туфобрекчий, брекчированных осадочных пород и диабазов - следствие деятельности траптовой магмы.
5. Преобразование дезинтегрированного материала трубок взрыва в метасоматиты проходило в условиях инфильтрационного метасоматоза.

6. Предыдущие исследователи /Полунина, 1959, Антипов и др. 1960/ смену одних минеральных ассоциаций другими на железорудных месторождениях объясняли изменениями температуры и состава раствора, отделяющегося от остывающего очага трапповой магмы /синтез эволюционной концепции Эммонса и пульсационной теории Смирнова/. Предложенные ими схемы генезиса месторождений и последовательности минералообразования на основе температуры и пульсации без учёта главного фактора - режима кислотности - щелочности объясняют лишь отдельные стороны, но не весь ход послемагматического процесса.

7. Наблюдаемая на железорудных месторождениях смена одних парагенетических ассоциаций другими в общем ряду метасоматических преобразований позволила нам установить в пространственно-временной последовательности эволюцию /по стадиям/ послемагматического процесса, обусловленную режимом кислотности - щелочности гидротермальных растворов. Нами выделяется 4 стадии.

а/ Ранняя щелочная стадия. Стадия проявилась наиболее полно благодаря богатым основаниями растворов и преобразуемых ими пород. Растворы этой стадии имеют щелочной характер, что подтверждается образованием кислотофобных минералов - пироксена, граната, магнетита и амфиболита. По мере развития стадии, судя по времени образования указанных минералов, отмечается тенденция повышения химических потенциалов более слабых оснований: $\text{Ca} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{V}^{+3}$. Это же подтверждается повышением содержания андрадитовой и геденбергитовой составляющих соответственно в гранатах и пироксенах. Вынос оснований с низкими химическими потенциалами в конце стадии свидетельствует о слабо щелочном характере раст-

воров и наступлении новой - кислотной стадии.

б/ Стадия выщелачивания /кислотная стадия/. Гидротермальные растворы и преобразуемый ими материал трубок содержали в избытке основания, что препятствовало прохождению волны кислотных компонентов. Поэтому стадия кратковременна и не повсеместна. Образование эпидота, гематита и части магнетита проходило в кислой среде, чему способствовали амфотерные свойства Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Карбонатизация в условиях кислой среды может быть пояснена следующим положением Коржинского /1962/: "Растворение и вынос оснований происходит в порядке понижающейся основности, а также малое содержание основного компонента благоприятствует более раннему полному выносу его". На месторождениях CaO значительно преобладает над остальными основаниями.

в/ Поздняя щелочная стадия. После кратковременного воздействия волны кислотных компонентов, которые благодаря кислотно-основному фильтрационному эффекту уходят вперед, растворы приобретают все более щелочной характер. Это подтверждается последовательным возникновением следующих минералов: магнетита, хлорита, серпентина, талька, кальцита. Образование этих минералов указывает на возрастание химических потенциалов слабых оснований к более сильным: $Fe^{+3} \rightarrow Fe^{+2} \rightarrow Mg \rightarrow Ca$, т.е. в условиях возрастающей щелочности растворов.

г/ Заключительная стадия знаменует окончание всех метасоматических преобразований, растворы нейтральны; осаждается кальцит, очень редко кварц и халцедон.

8. Эволюция послемагматического процесса, обусловленная изменением режима кислотности - щелочности гидротерм трапповой магмы /с учетом температуры и глубины/ предопределило

прохождение определенных метасоматических процессов и минералообразования по стадиям и иллюстрируется предлагаемой схемой.

Стадии	Метасоматические процессы	Температура процесса	Глубина проявления процесса
Ранняя щелочная стадия	Известковое скарнообразование /пироксенизация и гранатизация/. Магнетитовое оруденение скарнов, Амфиболизация.	Высокая 400-500° Переходная от высокой к средней 400-800°	СВЕРХКАЧЕСТВЕННЫЕ УСЛОВИЯ
Выщелачивание /кислотная стадия/	Эпидотизация. Карбонатизация пород. Кальцит-магнетит-гематитовые руды	Средняя 800-250°	
Поздняя щелочная стадия	Образование магнетитовых метасоматических руд и хильных тел. Серпентизация и сталькование. Карбонатизация и хлоритизация.	Средняя и низкая 250-150°	
Заключительная стадия	Образование кельцитовых жил, редких гнезд кварца и халцедона.	Низкая 150-50°	

Л.П.Хрянина /ЦИНГРИ/

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ ЭФфуЗИВНОГО МАГМАТИЗМА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ НА ЮГЕ ВИТИМ- СКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

1. В районе Озёрного месторождения и в бассейне р.Ульдау-
туй вскрыта верхняя подсвита Олдындинской свиты нижнего кемб-
рия /по М.М.Язмиру, 1967/.

В районе Озёрного месторождения низы разреза верхней под-
свиты слагаются осадочными и вулканогенными породами - извест-
няками, известняковыми брекчиями с глинисто-туфогенным цемен-
том, туффитами. Вулканогенные породы представлены туфами и иг-
нимбритами. Эффузивные породы сравнительно редки и представле-
ны липаритовыми порфирами. Эта толща прорывается субвулканиче-
скими телами своеобразных автоматматических брекчий липарито-
вых порфиров. Спекшиеся туфы /игнимбриты/ содержат угловатые
обломки андезитовых и дацитовых лав и фьямме кислого состава
размером до 1-2 см. Фьямме, как известно, представляют собой
выбросы жидкой лавы, расплюснутые в пласте игнимбрита под тя-
жестью вышележащего материала, т.е. сложены материалом извер-
жения, образовавшего данный пласт. Угловатые обломки, видимо,
результат прорыва пробки, т.е. материал более ранних изверже-
ний. Присутствие андезитовых обломков в кислых игнимбритах
свидетельствуют о том, что более ранние извержения давали ма-
териал среднего, более поздние - кислого состава.

В бассейне Ульдзуйтуя в той же части разреза одындин-
ской свиты наблюдаются туфы, туффиты, игнимбриты и многочис-
ленные горизонты кислых лав. Фьямме в отдельных пластах игнимб-
ритов достигают размеров 10-20 см.

Очевидно, район Озёрного, где лавы мало развиты, а фьям-
ме в игнимбритах более мелкие, более удалён от центров извер-
жений, чем район Ульдзуйтуя. По этим же данным, хотя и весьма
предварительно, намечается эволюция состава вулканического ма-
териала во времени от средних лав в ранних извержениях до кис-
лых лав и игнимбритов в более поздних. Конечным членом этого
ряда являются автобрекчированные липаритовые порфиры субвулка-
нических тел.

П. Верхи верхней подсвиты одындинской свиты как на Ульд-

зуйтуе, так и в районе Озёрного представлены лавами и туфами среднего состава. На Ульдзуйтуе над ними, по данным М.М.Язми-ра, снова залегают кислые туфы и лавы.

В районе Озёрного, по материалам В.И.Панова и А.П.Филимо-новой, средние туфы и лавы обрамляют антиклинальную структуру и по некоторым признакам, видимо, ложатся на более низкие го-ризонты с размывом. На самом Озёрном интрузия кислых автобрек-чий прорывается субвулканическими телами диабазовых, затем - андезитовых порфиритов, по всем признакам относящихся к ана-логам нижекембрийских лав. Диабазовые тела прорваны субвулка-нической интрузией липарито-дацитовых порфиров, т.е. снова бо-лее кислыми породами. Таким образом, и на Озёрном после авто-брекчий кислого состава внедряются основные и средние, затем - кислые породы субвулканических тел. Всё это свидетельствует о том, что в верхах олдындинской свиты повторяется эволюция про-дуктов вулканизма от основных до кислых пород.

Ш. Всё сказанное выше приводит к следующим основным выво-дам: а/ В пределах верхней подсвиты олдындинской свиты в рай-оне Озёрного - пади Ульдзуйтуу намечаются два цикла вулканиз-ма, в каждом из которых состав питающего очага менялся от бо-лее основных к более кислым разностям /гомодромное развитие/. Эта закономерность может служить подспорьем при стратиграфиче-ском расчленении и картировании толщи. б/ Центры извержений для лав и пирокластов нижнего цикла находились ближе к району Ульдзуйтуу, следовательно, в этом направлении должен меняться литологический облик толщи. Этот вывод вполне согласуется с сопоставлениями разрезов, сделанными М.М.Языром на основании биостратиграфических исследований. в/ Литологический состав вулканогенно-осадочных отложений олдындинской свиты /преобла-дание кислых продуктов извержений, присутствие игнимбритов,

значительное участие в разрезе известняков /позволяет отнести эти отложения к кварц-кератофировой формации /по Ю.А.Кузнецову/, порфировой формации по С.А.Салуну или андезито-порфировой формации по Д.И.Горжевскому и В.Н.Козеренко. Формации подобного типа приурочены обычно к краевым зонам геосинклинальных прогибов или геосинклинальным зонам внутри прогибов.

К.Ф.Каширин /институт геохимии СО АН СССР/

К ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ

1. В массивах щелочных пород /Монукан, Даокша, Якшинский, Синныр/ в среднем и нижнем течении р.Левой Мамы широким распространением пользуются нефелиновые сиениты, среди которых по составу можно выделить две группы: биотитовые и биотит-пироксеновые.

2. По химическому составу как те, так и другие породы являются промежуточными между типичными агпаитовыми и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами с коэффициентом агпаитности, близким к единице, и со значительным преобладанием калия над натрием. Их характерной особенностью является также повышенные содержания кальция.

3. Средние содержания — $Zn, Pb, Zr, Hf, Co, Cr, V, Cu, Ge, La$ и K_2O в нефелиновых сиенитах Северо-Байкальского нагорья близки к кларковым в гранитоидах; содержания бериллия, иттрия и таллия в 1,5-3 раза ниже, молибдена — почти в 3 раза выше, рублидия в 2 раза, бария в 2,5-5 раз, стронция в 10-13 выше кларкового.

4. Основная масса Rb, Cs, Ba и Sr в нефелиновых сиенитах связана с калиевым полевым шпатом, олова — со сфеном, лития и цинка — с биотитом.

5. Содержания Sn , Pb , Zn , Ba , Li , Rb , Cs , и Sr в нефелиновых сиенитах близки к таковым в гранитоидах и щелочных сиенитах конкудеро-мамаканского комплекса, с которыми их связывают также общая геологическая позиция и постепенные переходы в зональных массивах Даокша и Монюкан.

6. Региональной особенностью гранитоидов, щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья является наличие в них высоких концентраций бария и стронция.

Ю.Н. Корнаков
/институт геохимии
СО АН СССР/

ГЕОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ИДАРСКОГО КОМПЛЕКСА И СОПОСТАВЛЕНИЕ ЕГО С ИЛЬЧИРСКИМ / ВОСТОЧНЫЙ САЯН /.

К осевой части Идарского хребта приурочено более 200 мелких интрузий ультраосновных пород. Полоса распространения последних приурочена к древнему выступу кристаллического фундамента /Канской глыбе/, контактирующего на севере с более молодыми образованиями юга Сибирской платформы.

Характерной разновидностью пород ультраосновных интрузий являются серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты.

Кроме того, в районе получили развитие массивы габброидных пород, пространственно связанные с ультраосновными интрузиями. На контактах между упомянутыми интрузиями отмечаются метасоматические диаллагиты.

Сопоставление с известными в литературе данными для аналогичных образований Восточного Саяна и, в частности, с классическими Ильчирскими гипербазитами показывают генетическую близость Идарского комплекса к гипербазитам альпийского типа.

Габброиды относятся к более поздним, генетически не связанным с гарцбургитами, проявлениям основного магматизма.

Вместе с тем, некоторые из исследованных интрузий ультра-основного состава по петрохимическим и геохимическим особенностям значительно отличаются от Ильчирских. В частности, следует отметить большое среднее содержание TiO_2 /до 0,23% и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ /до 12%/ против 0,06% и 8%, соответственно для Ильчирского комплекса, а так же значительно меньшую магнезиальность MgO - 36%, против 44%. Кроме того для Идарских гипербазитов в сравнении с Ильчирскими характерно меньшее количество Cr /0,1% против 0,34% и несколько больше содержания Mn и Co .

Отмеченные особенности заставляют более осторожно подойти к вопросу о генезисе описываемых образований. Не исключена возможность формирования их за счет субстрата более глубоких частей верхней мантии, чем это принято считать для гипербазитов альпийского типа. Различие составов исходных субстратов, возможно, и предопределили специфику обсуждаемых комплексов. В данном случае речь идет о возможности существования пород, являющихся промежуточными по составу между породами габбро-пироксенит-дунитовой формации и гипербазитами альпийского типа. Другой вероятной причиной геохимической специализации Идарского комплекса могут быть процессы регионального метаморфизма.

А.Н. Сутурин /институт геохимии
СО АН СССР/

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И ПЕТРОЛОГИИ УЛАН-САРЬДАГСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

1. Улан-Сарьдагский массив, как и весь Ильчирский комп-

лекс относится к альпинотипным гипербазитам. Это обусловлено тектонической позицией массивов, их существенно дунитовым составом, резко подчиненным распространением габброидов, минимальным содержанием в породах титана, нормальным для гипербазитов фоном хрома и, наконец, высоким значением отношения $\frac{MgO}{\Sigma FeO}$.

2. В отличие от двух других массивов: Оспинского и Харанурского, массив Улан-Сарьдаг характеризуется рядом особенностей. В первую очередь это касается существенно оливинитового его состава, а также слабой степени серпентизации, хотя условия для неё благоприятны, поскольку массив обладает линзовидной формой, небольшими размерами и значительной протяженностью контакта с более молодыми гранитами.

3. В некотором противоречии с оливиновым составом пород находятся большие чем в других массивах содержания SiO_2 , CaO , которые являются показателями пироксеновой составляющей. Характерно уменьшение магнезиальности пород массива, а, следовательно и магнево-железистой составляющей.

4. В массиве отмечаются минимальные для комплекса содержания никеля /0,20%/ и кобальта /0,0135/, которые в процессе серпентинизации и лиственизации уменьшаются и достигают в лиственитах значения по никелю 0,12% и по кобальту 0,012%.

5. Хромит Улан-Сарьдага характеризуется рядом особенностей. Прежде всего это касается высокого содержания хрома /49,3% Cr_2O_3 / по сравнению с Оспинскими /43,05 Cr_2O_3 / и почти полного отсутствия магнетитовой составляющей. Выясняется близость химических составов хромитов из различных жил Улан-Сарьдага, в отличие от рудных хромитов Оспина. При высокой хромитоносности жилки хромита из Улан-Сарьдага не имеют практического интереса вследствие малых размеров.

6. В дунитах Улан-Сарьдага устанавливается увеличение количества пироксена от низких гипсометрических уровней к высоким. В этом же направлении растет количество хромита, рассеянного в породах, а также число хромитовых жил. Максимальные концентрации таких элементов-примесей, как никель и кобальт фиксируются также в гребневой части массива. Вероятно как образование пироксена, так и рудная минерализация явились следствием одного процесса.

7. Особенности массива могли быть обусловлены его тектоническим положением, контролируемым линейным разломом, в отличие от Оспинского и Харанурского массивов, располагающихся в зоне сопряжения различно ориентированных тектонических нарушений. Замедленное проникновение гипербазитового материала в линейном канале могло послужить причиной некоторого обогащения его верхних частей SiO_2 , CaO , FeO . Этим же процессом мог быть обусловлен оливиновый состав пород.

8. На химизме массива могли сказаться и процессы метасоматоза, тем более, что массив располагается в зоне регионального разлома, контактируя с одной стороны с более молодыми гранитами, а с другой - с известняками.

9. Близкий по составу к Оспинскому Улан-Сарьдагский массив, благодаря различию в условиях образования, не несет заслуживающего практического интереса хромитового оруденения.

Л.П.Хрянина /ЦИНГИР/

О НИЖНЕКАМЕРИЙСКИХ ИНТРУЗИЯХ АВТОМАГМАТИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ В СЕВЕРНОЙ БУРЯТИИ

1. При изучении Озерного месторождения в Северной Бурятии было установлено, что оно подстилается субпластовым инт-

рузивным телом, своеобразным по строению, а также по составу и структуре слагающих пород, относящихся к типу автомагматических брекчий. При картировании района В.И.Панов установил еще несколько тел автомагматических брекчий.

Группа автомагматических брекчий была выделена в пятидесятых годах Е.Б.Яковлевой, изучавшей вулканогенные породы Рудного Алтая и Казахстана. Она установила, что эти породы имеют интрузивное залегание, обычно геологически одновозрастны с вмещающей их толщей и характеризуются следующими главными признаками: 1/ Большим /40-70%/ содержанием идиоморфных фенокристаллов и их осколков. 2/ Стекловатой или девитрифицированной основной массой со структурами, типичными для лав, иногда флюидальными текстурами. 3/ Присутствием обломков, совершенно аналогичных по составу и структуре вмещающей породе, т.е. автообломков, а также ксенолитов других пород, что придает породам сходство с туфами. 4/ Присутствием, наряду с идиоморфными вкрапленниками и осколками, округлых зерен, придающих породе сходство с туффитами. 5/ Присутствием сростков фенокристаллов, сходных с участками полнокристаллических пород.

Автоматматические брекчий на Озерном обладают всеми перечисленными выше признаками и слагают центральную часть субплас-тового тела. У кровли интрузии залегают мощные /до 50-70 м/ зоны эруптивных брекчий, представляющих собой трещиноватые вмещающие породы, инъецированные по трещинам автомагматической брекчий. В зоне эруптивных брекчий интенсивно проявлены авто-метасоматические процессы - хлоритизация и серицитизация.

П. На Рудном Алтае и в Казахстане интрузивы автомагматических брекчий обычно приурочены к нарушениям, оперяющим крупные региональные разломы. Таково же структурное положение рудных месторождений, часто приуроченных к этим субвулканическим телам. Поэтому автобрекчий на Рудном Алтае считаются одним из

косвенных поисковых признаков полиметаллических месторождений. Пространственная связь их с оруденением наблюдается и в Северной Бурятии. Поэтому при съёмочных и поисковых работах необходимо отличать и картировать автомагматические брекчии.

Ш. На Озерном месторождении предрудные изменения, а также колчеданное и полиметаллическое оруденение накладывается на нижнекембрийские автомагматические брекчии дацитовых порфиров, которым предшествовало внедрение автобрекчий липаритовых порфиров, интрузий диабазовых и андезитовых порфиров. Этот факт не позволяет говорить о сингенетичности колчеданно-полиметаллического оруденения с рудовмещающей нижнекембрийской толщей и доказывает наложенный характер оруденения.

1У. Просмотренный нами материал по субвулканическим телам порфировых формаций Северной Бурятии, Рудного Алтая, Среднего Урала и Северного Кавказа показал, что автомагматические брекчии есть во всех этих провинциях. Очевидно, они представляют одну из фаций, свойственных данной формации, и должны быть включены в число типичных ее признаков.

В.Ананин /БГУ/

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЕ

1. Среди исследователей магматизма Восточного Саяна нет единого мнения о наличии верхнепротерозойских гранитоидов. Сходство гранитоидов верхнего протерозоя и кембрия с архейскими ортогнейсами /гнейсовидность, катаклиз, гибридность и т.д., обычно приводит к тому, что эти гранитоиды часто относят к архею.

2. На одном из золоторудных месторождений буровыми сква-

жинами установлено, что гранитоиды Сумсунурского массива прорывают верхнепротерозойские карбонатные монгошинские образования и в свою очередь рвутся кембрийскими малыми интрузиями среднего и основного состава. Это позволяет отнести гранитоиды к верхнему протерозою.

3. Формирование верхнепротерозойских гранитоидов происходило в 2 этапа.

1 этап - интрузии конкордатные с широким проявлением ассимиляции и контаминации, 2 этап - интрузии дискордантные с многими гибридными разновидностями.

4. При внедрении верхнепротерозойских гранитоидов образовалась полоса скарнированных пород мощностью 30-50 метров. В салаирский этап складчатости, в первые стадии гидротермальной минерализации, предшествующие золотому оруденению, скарны были минерализованы молибденом.

5. Роль скарнов отрицательная в отношении золотого оруденения, но они должны изучаться как потенциально молибденоносные.

Ю.П.Гусев /БГУ/

ПСЕВДОТАХИЛИТЫ ВОСТОЧНОГО ПРИБАЙКАЛЯ И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В береговых обнажениях оз. Байкала, севернее п.п. Гремячинска и Турки, среди биотитовых мигматитов катковской и амфиболовых гнейсов черногривенской свиты архея наблюдались весьма своеобразные породы, отнесенные по своим петрографическим особенностям и генезису к псевдотахилитам. Залегают они в виде разноориентированных жил и прожилков, пересекающихся порой так густо, что образуют небольшие участки брекчий. Мощности

жил и прожилков изменяются в широких пределах - от первых миллиметров до метра. Псевдотахилиты формируются в процессе интенсивных тектонических движений, развиваясь по трещинкам, идущим в направлении сжатия и истирания пород. Контакты их с вмещающими породами резкие, четкие, реже расплывчатые, неясные. Макроскопически - это почти черные очень плотные афанитовые породы. Под микроскопом в них обнаруживаются угловато-округлые, оплавленные обломки плагиоклаза и темно-бурая неполяризуемая стекловатая масса с многочисленными обломками полевых шпатов и кварца и пустотами, выполненными кальцитом. На наиболее крупных обломках видна как бы изъеденная оплавленная периферическая часть, постепенно переходящая в стекло. Структура псевдотахилитов порфировкластовая, участками с гипоглиановой микролитовой центрической структурой связующей массы.

Г.В.Андреев /Бурятский филиал СО
АН СССР/

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МАССИВОВ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

1. На территории Западного Забайкалья, охватывающего площадь около 280 тыс. кв. км, в настоящее время известно 20 массивов нефелиновых сиенитов. Они входят в состав следующих интрузивных комплексов: 1/ витимканского /нижний палеозой/, 2/ синнирского /верхний палеозой/, 3/ сайженского /верхний палеозой/, 4/ малокуналейского /средний мезозой/.

2. Размещение массивов нефелиновых сиенитов на тектонической схеме Западного Забайкалья, отражающей представления Н.С.Шатского, Н.А.Флоренсова, М.М.Олинцова, П.М.Хренова, Л.И. Салопа, В.Г.Беличенко, Ц.О.Очирова, В.А.Дворкина-Самарского,

В.П.Арсентьева и других исследователей, позволяет подметить следующие закономерности их распространения.

3. Массивы нефелиновых сиенитов витимканского комплекса /Бамбуйский, Окуневский, Тучинский, Комский, Зимовьечинский/ располагаются в зоне сочленения эвгеосинклинали и краевой геосинклинали. Отмеченные крупные тектонические структуры представляют по В.Г.Беличенко, П.М.Хренову, В.П.Арсентьеву структурно-фациальные зоны раннекаледонской геосинклинали. В полосе сочленения отмеченных структур по материалам ряда исследователей устанавливаются глубинные региональные разломы. Они-то, по нашему мнению, явились одной из главных причин появления щелочных пород.

4. Массивы нефелиновых сиенитов Синнырского комплекса четко контролируются глубинными региональными разломами северо-восточного простирания. Эта особенность была подмечена в свое время А.Я.Жидковым /1962/.

5. Интрузии сайженского комплекса приурочены к крупной тектонической зоне, представленной серией разломов северо-восточного простирания. Эта зона пересекается небольшими разломами северо-западного простирания. Устанавливается четкая приуроченность массивов щелочных пород к участкам пересечения разломов различных систем.

6. Интрузии нефелиновых сиенитов малокуналейского комплекса представлены всего двумя массивами. Поэтому говорить о закономерностях их распространения было бы преждевременно.

7. Имеющийся материал по массивам нефелиновых сиенитов позволяет прийти к выводу, что главным фактором, контролирующим распределение щелочных пород, являются глубинные региональные разломы.

ТЕКТОНИКА

В.П.Арсентьев /БГУ/

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Наши познания о структуре Саяно-Байкальского складчатого пояса в последние годы резко возросли. Этому способствовало прежде всего то, что почти на всей территории пояса к настоящему времени проведена геологическая съёмка. Широкое распространение получили формационный и структурный методы исследований, в большом объеме развернуты геофизические работы. Много ценной информации дали биостратиграфические исследования и радиогенные методы определения абсолютного возраста пород.

Обилие геологической информации, полученной в последние годы, позволяет более детально и в ряде случаев иначе рассматривать вопросы полицикличности и структурно-фациальной зональности Саяно-Байкальского пояса. В его центральной части, охватывающей территорию Бурятии, в настоящее время достаточно уверенно выделяются области ранних и поздних карелид, байкалид и ранних каледонид, которые в свою очередь латерально неоднородны и разделены на структурно-фациальные зоны /внешние и внутренние геосинклинальные, геоантиклинальные и т.д./. О структурно-фациальной зональности архея говорить пока трудно. Средне-, позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская история развития структуры складчатого пояса рассматривается в настоящее время как последовательно сменяющиеся стадии его тектоно-магматической активизации.

Структурно-фациальную зональность центральной части Саяно-

Байкальского пояса на различных этапах его развития можно представить в следующем виде:

Структурно-фациальные зоны	Структурные комплексы и их возраст
1	2

Докембрийские

1. Муйская складчатая эвгеосинклинальная зона ранних карелид	а/ Эпигеосинклинальный орогенный вул- кано-плутонический комплекс - сред- ний протерозой. б/ Эвгеосинклинальный комплекс - ниж- ний протерозой. в/ Комплекс основания - архей.
2. Олотская и Чуйская внешние геосинклиналь- ные зоны ранних каре- лид	а/ Эпигеосинклинальный орогенный вул- кано-плутонический комплекс - сред- ний протерозой. б/ Геосинклинальный комплекс - нижний протерозой в/ Комплекс основания - архей.
3. Присаянская складча- тая геосинклинальная зона поздних карелид	а/ Эпигеосинклинальный орогенный комп- лекс - верхний протерозой б/ Геосинклинальный комплекс - средний протерозой. в/ Комплекс основания - нижний проте- розой, архей.
4. Верхне-Витимская и Ир- кутно-Окинская склад- чатые геосинклиналь- ные зоны байкалид	а/ Геосинклинальный комплекс - верх- ний протерозой, средний протерозой б/ Комплекс основания - нижний проте- розой, архей.
5. Байкало-Витимская глы- бово-складчатая гео- антиклинальная зона байкалид.	а/ Орогенный геосинклинальный комп- лекс - верхний протерозой. б/ Комплекс основания - средний и ниж- ний протерозой, архей.

1	2
6. Прибайкальская глыбово- складчатая миогеосинкли- нальная зона байкалитид	а/ Эпимиогеосинклинальный ороген- ный комплекс - венд. б/ Миогеосинклинальный комплекс - верхний протерозой. в/ Комплекс основания - нижний и средний протерозой.

Палеозойские

7. Хамсаринская, Дзидинская и Удино-Витимская склад- чатые эвгеосинклинальные зоны ранних каледонид.	а/ Эпигеосинклинальный орогенный комплекс - верхний кембрий, ор- довик. б/ Эвгеосинклинальный комплекс - венд, нижний и средний кембрий. в/ Комплекс основания - протеро- зой, архей.
8. Окино-Китойская, Хамар- Дабанская и Баргузино- Муйская глыбово-складча- тые краевые геосинкли- нальные зоны ранних ка- ледонид.	а/ Эпигеосинклинальный орогенный комплекс - верхний кембрий, ор- довик. б/ Орогенный геосинклинальный комплекс - венд, нижний и сред- ний кембрий. в/ Комплекс основания - протерозой, архей.
9. Ангаро-Ленский перикра- тонный прогиб	а/ Катаплатформенный орогенный комплекс.
10. Средне-Окинская и Сын- нырская зоны эпикаледон- ской тектоно-магматиче- ской активизации.	а/ Орогенный вулcano-плутонический комплекс - средний и верхний па- леозой.
11. Хилокская глыбово-склад- чатая краевая геосинкли- нальная зона герцинид.	а/ Орогенный геосинклинальный комп- лекс - средний и верхний палеозой. б/ Комплекс основания - нижний палео- зой, протерозой.

Мезозойские

12. Западно-Забайкальский	а/ Верхний орогенный вулcano-молас-

1	2
вулкано-плутонический пояс области мезозойской активизации.	совый комплекс - средняя юра - нижний мел.
13. Внешний пояс глыбовых поднятий.	б/ Нижний орогенный вулкано-плутонический комплекс - верхняя пермь - нижняя юра. а/ Орогенный молассовый комплекс - юра.

Кайнозойские

14. Саяно-Байкальская рифтовая зона	Орогенный вулкано-молассовый комплекс - неоген-плейстоцен.
15. Присаянская и Прибайкальская зоны погружения Сибирской платформы.	Орогенный молассовый комплекс - неоген-плейстоцен.

В последние годы получено много новых данных о глубинных разломах Саяно-Байкальского складчатого пояса, разграничивающих его различные структурно-фациальные элементы, о его краевых швах, о их роли в размещении магматических и рудных формаций, регионального метаморфизма. Большой интерес представляют сведения о сдвигах и покровных структурах, свидетельствующих о значительных горизонтальных перемещениях земной коры в пределах складчатого пояса, сведения о поперечных структурах, складчатых и разрывных, выявлению которых во многом помогли геофизические методы исследований и т.д.

Эти вопросы еще далеки от своего окончательного решения, но применяемый в настоящее время комплекс геологических и геофизических методов исследований позволяет успешно работать в этом направлении.

О РОЛИ СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ /НА ПРИМЕРЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ/

Складчатые и разрывные дислокации, являющиеся одними из основных форм развития земной коры, издавна привлекают внимание исследователей и служат неизменным объектом широкой научной дискуссии. С одинаковым интересом обсуждается проблема об участии и роли складчатых и разрывных нарушений в образовании и развитии как архейско-протерозойских, так и палеозойско-мезокайнозойских структур. Этому вопросу посвящено немало опубликованной литературы.

Широкие и планомерные геологические и геофизические исследования, проведенные за последнее десятилетие, дали много новых материалов, дополняющих наши представления о морфологических особенностях и типах, о строении и развитии разновозрастных структур Забайкалья и сопредельных территорий. При проведении тектонических исследований нами уделялось основное внимание на выявление роли разрывных и складчатых дислокаций в мезозойском тектогенезе. В тесной связи с этим делалась попытка выявить в общих чертах значение тех же процессов в предмезозойской и послемезозойской истории тектонического развития.

Комплексные геолого-геофизические исследования, проведенные различными организациями, в том числе и нашим коллективом, показывают, что разрывные дислокации, наряду с пликативными, играют важнейшую роль в развитии земной коры, начиная с докембрия до наших дней. Крупные структурные элементы Забайкалья, сложенные геосинклинальными образованиями, основы которых были заложены еще в архее или раннем протерозое, четко ограничены

глубинными и долгоживущими разломами. Такие глубинные шовные зоны служат границами раздела разновозрастных структур, каковыми являются байкальская, каледонская и герцинская складчато-глыбовые области Забайкалья. Каждая из них состоит в свою очередь из ряда обособленных и существенно разнородных структурных элементов, отличающихся по типу своего развития, времени консолидации и другим признакам. К подобного рода внутренним структурам, в частности байкальской складчато-глыбовой области, относятся отдельные глыбообразные выходы докембрия, такие, как архейские образования Прибайкалья, Амалатская и Муйская глыбы; нижне-верхнепротерозойские структуры и т.д.

Выходы нижнепротерозойских структур широко распространены в Хамар-Дабане, в Морском, Икатском и Заганском хребтах, в Северном Прибайкалье и Витимском плоскогорье.

Верхнепротерозойские структуры имеют несколько ограниченное развитие в хребтах Цаган-Хуртэй, Малханском, Яблоновом, Морском, Баргузинском, Икатском, Улан-Бургасн, Хамар-Дабане, в бассейне р.Джиды, Северном Прибайкалье, Витимском плоскогорье и других местах. В верхнем протерозое происходит сокращение геосинклинальных прогибов и увеличение площади платформы, расширение уже существовавших и образование новых внутренних массивов.

К началу палеозоя происходит дальнейшее сокращение геосинклиналей и расширение разделяющих их жестких выступов. В раннем палеозое формируются локальные геосинклинальные прогибы в Джидинской, Удино-Витимской и некоторых других зонах Забайкалья.

Характерно, что эти геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия ограничены зонами тектонических разломов. Возникновение геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, по-видимому, связано с образованием глубинных разломов

в обстановке растяжения крупных геотектонических элементов земной коры. А.В.Пейве /1960/ считает, что первичные геосинклинали развиваются в зонах разломов на коре океанического типа и вдоль границ материковой океанической коры, вторичные геосинклинали возникают на коре континентального типа вдоль швов между различно построенными глыбами.

Осадочные отложения, заполнившие геосинклинальные прогибы, в результате движения ограничивающих их блоков по глубинным разломам, сопровождаемого сжатием, по-видимому, образуют складчатые структуры. Складчатым дислокациям подвергаются, в основном, слабо метаморфизованные осадочные образования. Возможны появления в них также и разрывных нарушений. В древнейших глубоко метаморфизованных толщах Забайкалья, выходящих на поверхность в виде крупных глыб, наблюдаются как складчатые, так и разрывные формы дислокации.

В среднем и верхнем палеозое геосинклинальный режим резко сокращается сперва в Западном и позже Восточном Забайкалье. Страна испытывает общее воздымание. В конце палеозоя и начале мезозоя происходит активизация тектонических движений, начинается оживление старых разрывных дислокаций и заложение новых разломов. С этого времени формируются горстово-грабеновые структуры мезозоя, ограниченные разрывными нарушениями. Одновременно происходит интенсивная вулканическая деятельность и осадконакопление в грабенах. При возобновлении тектонических движений в фундаменте, сопровождающихся перемещением отдельных блоков по разломам, формируются складчатые формы дислокаций в осадочных толщах мезозоя и нередко с участием разрывных нарушений в зависимости от характера строения, величины и метаморфизованности пород и т.д.

Таким образом, крупные разновозрастные складчатые области Забайкалья и составляющие их структурные элементы второго или третьего порядков представляют собой глыбы различных величин, ограниченные глубинными и региональными разломами. При их движении и развитии образуются новые структуры, сопровождаемые как разрывными, так и складчатыми нарушениями.

А.Л.Додин, В.К.Маньковский /ВСЕГЕИ/

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С БАЙКАЛЬСКИМИ И КАЛЕДОНСКИМИ ПОДВИЖНЫМИ ПОЯСАМИ

1. Сибирская платформа представляет собой крупнейшую гетерогенную структуру постверхнепротерозойской стабилизации: в это время началось образование общего для разновозрастных ее блоков платформенного чехла. В границы платформы оказались включенными протерозойские внешние геосинклинальные прогибы, их побочные ветви, а также внутриплатформенные авлакогены.

2. Граница энипротерозойской платформы с окружающими складчатыми сооружениями проходит по краевому шву - системе крупнейших глубинных разломов. Последние заложились в начале протерозоя; они тектонически и магматически активны до настоящего времени. Вдоль разломов располагаются интрузивные массивы разновозрастных магматических комплексов, а также рифтовая система впадин байкальского типа.

3. Краевой шов, по данным геофизических исследований, разделяет геоблоки с резко различными мощностями земной коры: для платформы - 35-40 км, для обрамляющих ее складчатых сооружений - 70-80 км.

4. В историческом отношении краевой шов платформы является унаследованным элементом: система его разломов являлась грани-

цей внешнего и внутреннего тектоно-формационных поясов геосинклинальной системы байкалид. В конце верхнего протерозоя структуры внешнего пояса претерпели инверсию, консолидацию и при-
членились к платформе; граница поясов становится краевым швом эпипротерозойской платформы.

5. Каледонский подвижный пояс заложился на раздробленном байкальском основании в пределах внутреннего пояса байкалид. Существует два типа взаимоотношений каледонских и байкальских структур: а/ Внешние прогибы каледонид отделены от внутреннего пояса барьерным поднятием и глубинными разломами. Простира-
ния основных структур байкалид и каледонид совпадают. б/ На-
блюдаются своеобразные "входящие углы" областей каледонской складчатости в консолидированную область байкалид. В одних слу-
чаях "входящие углы" с эвгеосинклинальным типом разреза пересе-
кают внутреннюю зону байкалид, достигая границы Сибирской плат-
формы, в других наблюдается постепенный переход от эвгеосинкли-
нального типа разреза к миогеосинклинальному. Простираения основ-
ных структур каледонид и байкалид могут не совпадать.

6. Нижнепалеозойские структуры обрамления Сибирской платфор-
мы являются частью обширнейшей каледонской геосинклинальной об-
ласти, образовавшей "заливы" в тектонически переработанные и
частично восстановившие свою подвижность участки области завер-
шенной байкальской складчатости.

7. Установленные взаимоотношения Сибирской платформы с об-
рамляющими складчатыми сооружениями характерны для древнейших
платформ Земли.

И.В.Лучицкий, П.М.Бондаренко /ИГ и Г
СО АН СССР/

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ БУРЯТИИ В СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ БАЙКАЛЬСКОГО СВОДА

В системе впадин сигмоидально изогнутого в плане байкальского свода весьма типичен резкий поворот простираний от почти широтных на юго-западе Бурятской АССР до меридионального на озере Хубсугул. Предпринятые нами для объяснения своеобразных черт строения байкальского свода экспериментальные исследования на моделях из эквивалентных материалов /Лучицкий, Бондаренко, 1967/ выявили существенную зависимость рисунка возникающей системы трещин, главным образом от формы астенолита, и его последующей деформации. Над изометричным астенолитом постоянно образуется система радиальных ветвящихся трещин растяжения. Линейные трещины возникали лишь тогда, когда астенолит имел резко выраженное удлинение в каком-либо одном направлении. В полученных моделях создавался характерный рисунок грабена, вытянутого вдоль оси свода и обладающего всеми свойственными ему особенностями строения, вплоть до типичного ветвления окончаний.

Опыты показали, что расширение модели астенолита приводит к возникновению касательных напряжений вдоль края арочного изгиба и появлению наклоненных под углом около 60° к горизонту зон скалывания, вдоль которых происходит деформация слоев, особое значение которой выявилось при моделировании структуры байкальского свода. Типичный для этого свода рисунок сложно изогнутый цепи разрывов и рифтовых впадин представилось возможным получить лишь в обстановке воздействия на растущий свод пар сил, вызывающих вращение модели в горизонтальной плоскости.

Вняснилось, что в результате сдвига и вращения на границах свода вдоль отмеченных зон скалывания образуются полосы смятия и огибающие свод валообразные вздутия, на которых вследствие общего растяжения появляются системы диагональных и поперечных трещин, наибольшего размера достигающих в участках максимального вздымания валов. В таких именно условиях образовались крупные поперечные трещины в участках модели, отвечающих к концу окончанию байкальской системы впадин, районам озер Хубсугул и Доднур, расположенным в депрессиях долготного направления. Общее вздымание рельефа в пределах байкальского свода наиболее значительно как раз в той местности, которая прилегает непосредственно к этим озерам.

Предложенный по данным опытов механизм образования байкальской рифтовой системы можно привлечь, по-видимому, к объяснению закономерного расположения вулканических полей, сопровождающих байкальский свод.

Различные построения, объясняющие проникновение магматических расплавов из глубин к поверхности, в конечном счете, сводятся к концепции, предполагающей формирование открытых трещин в областях растяжения. Так, например, для африканских рифтовых структур Б.Виллис /1936/ отмечал связь вулканических каналов с трещинами растяжения. Детальное исследование Рейнского свода позволило Г.Клоосу /1939/ установить определенную роль в размещении вулканических полей поперечных прогибов, расчленяющих общую структуру свода и обуславливающих появление зон растяжения.

Для западной части байкальского свода связь излияний лав с зонами растяжения отмечалась С.В.Обручевым /1950/, а для всего свода в целом Н.А.Флоренсовым /1960/, который указывает, что базальтовый вулканизм в области байкальского свода сосредото-

чен, главным образом, внутри пояса, непосредственно не связанного со впадинами байкальского типа. На размещение вулканических полей существенное влияние, по мнению Н.А.Флоренсова, оказали растягивающие усилия, возникшие в обстановке рано начавшихся поднятий и в условиях сложного и интенсивного раздробления фундамента, приведшего к стыку разломов разного направления. Такая обстановка, по его данным, типична для Тункинско-Хубсугульского и Каларско-Удоканского вулканических полей. Обширное Витимское плато с этих позиций не может быть объяснено. Между тем, положение этого плато нам представляется весьма типичным. Оно закономерно размещается на северо-западном продолжении поперечного прогиба, заложившегося в позднем мезозое на территории Чингисской области и Бурятской АССР и развивавшегося затем в кайновое. Этот прогиб, ориентированный в общем поперек удлинения байкальского свода, в процессе своего развития достиг, по-видимому, края свода и вызвал формирование сложной системы трещин растяжения подобной тем, какие хорошо известны на Рейнском своде.

Для объяснения размещения вулканических полей в юго-западной Бурятии необходимо обратиться к оценке роли трещин растяжения, возникающих, как показало моделирование, на валлообразных поднятиях, представляющих характерную черту байкальского свода, обусловленную его деформацией под действием горизонтальной пары сил. Наложенные же поперечные прогибы, как структуры, способствующие образованию вулканических полей, типичны, по-видимому, для различных сводов. Составленная для Африкано-Аравийского сводового поднятия схема дает общее представление о взаимоотношениях свода с наложенными поперечными прогибами и размещением вулканических полей, весьма недвусмысленно указывая на тесную связь вулканизма с тектоникой

именно в указанном плане.

Таким образом, процесс формирования сводовых поднятий, связанный с развитием магматического очага, создает, по-видимому, только общую благоприятную обстановку для внедрения магмы. Размещение же вулканических полей в пределах сводовых поднятий определяется влиянием на растущий свод наложенных поперечных структур /прогибов/ формированием краевых зон складывания в обстановке действия горизонтальных сил.

Известную роль играют и другие факторы, способствующие образованию систем открытых трещин, такие, в частности, как резкие коленообразные изгибы простираения складчатых структур и разломов.

Ю.В.Комаров /ИЗК СО АН СССР/

ВОЛНОВАЯ МИГРАЦИЯ МЕЗОZOЙСКИХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

До последнего времени разработка схем мезозойского магматизма для Западно-Забайкальского пояса орогенной активизации исходила из представлений об однотипности разновозрастных тектонических явлений и движений на всей его территории, из чего как следствие вытекает положение об идентичности разновозрастного магматизма как по масштабам проявления, так и по продуктам магматической деятельности. Однако в настоящее время выясняется, что мезозойские тектоно-магматические циклы и их отдельные фазы не охватывали весь пояс сразу, а перемещались с запада на восток, постепенно распространяясь на весь пояс. При этом если на западе данные движения уже затухали,

то в более восточных частях они только начинались или достигали максимума. Каждому такому импульсу соответствовал определенный магматизм, который и выступает как самостоятельная единица в виде вулканогенной свиты или интрузивного комплекса. При этом один и тот же комплекс в восточных частях будет иметь возраст несколько более молодой, чем в западных. Это обстоятельство могло создавать условия для одновременного внедрения разных интрузивных комплексов в разных частях пояса, особенно в раннемезозойский этап развития Западного Забайкалья, когда подобные импульсы магматической деятельности следовали через относительно небольшие промежутки времени. Одновременное внедрение в разных частях пояса двух несопоставимых интрузивных комплексов, имеющих разный состав и относящихся к разным формационным типам, необъяснимо, если подходить к нему с прежних методологических позиций, с позиций однотипного магматизма, одновременно охватывавшего все Западное Забайкалье. Между тем на таких позициях строились все предыдущие схемы мезозойского магматизма.

Широкое внедрение в практику геологических исследований метода абсолютной геохронологии магматических пород не внесло какой-либо ясности в схему мезозойского магматизма и в частности интрузивного, ибо получалось, что разные интрузивные комплексы имели близкий или даже один и тот же возраст. Объяснения этому пытались найти в несовершенстве методов определения, некачественности отбора проб, омоложения за счёт наложенных процессов метаморфизма и т.д. Безусловно, что все это в какой-то степени имеет место, однако главное, видимо, в волновой миграции магматизма и в действительной одновозрастности некоторых несопоставимых между собой интрузивных комплексов. Так большинство бичурских интрузий в западной части Малханского хребта имеет возраст 220-200 млн. лет, в восточной его

части 200-190 млн.лет, а еще восточнее, в Яблоновом хребте, 190-180 млн.лет. Однако в то время, когда заканчивалось формирование бичурского комплекса в восточной части пояса, на западе уже началась новая интрузивная деятельность, которая привела к формированию кудунского интрузивного комплекса, имеющего на западе возраст 210-190 млн.лет, а на востоке, в пределах Витимского плоскогорья, 175-165 млн.лет. В момент окончания формирования кудунского комплекса на востоке, в западных районах началось внедрение щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса, максимум деятельности которого приходится на 180-170 млн.лет.

В верхнемезозойский этап развития Западно-Забайкальского пояса происходила подобная же миграция тектоно-магматических процессов. Она проявилась во времени заложения впадин и в постепенном смещении максимума вулканической деятельности с запада на восток. Так на западе формирование впадин началось в конце лейаса и сопровождалось обильным наземным вулканизмом /ичетуйская свита/, который имел место здесь и в средней юре. Далее к востоку время заложения впадин и сопровождающий их магматизм все более омолаживаются. В бассейне Уды все это приходится на верха средней-низы верхней юры.

В юго-западной части пояса довольно широко распространены трахибазальты верхнеюрской хилокской свиты, возрастные аналоги которых отсутствуют во впадинах, расположенных восточнее Кижингинской. В то же время здесь, наоборот, появляются обильные излияния нижнемеловых трахибазальтов, которые распространяются и на Витимское плоскогорье, в то время как на юго-западе подобные излияния довольно редки и не характерны для гусиноозерских отложений. В данном случае также вырисовывается общее смещение максимального проявления верхнеюрского-нижне-

мелового трахибазальтового вулканизма и в пространстве и во времени.

Миграция геотектонических процессов с юго-запада и на северо-восток подтверждается и биостратиграфическим анализом, о чем говорят выделенные В.М.Скобло биостратиграфические горизонты, хотя здесь и проявляется нивелирующее значение палеогеографической обстановки и климатических условий.

Волновая миграция, естественно, сопровождалась локальным изменением поля напряжений в участках максимального проявления импульса на фоне общего поля, свойственного для всего пояса. Это обстоятельство и является причиной появления поперечных разломов относительно генерального, северо-восточного направления, исторически и унаследованно сохранившегося с домезозоя. Вполне возможно, что волновое смещение тектоно-магматических процессов происходило как в домезозойское, так и в послемезозойское время. В последнем случае оно подтверждается волновым перемещением поля напряжений с юго-запада на северо-восток в современных структурах Байкальского рифта.

Становится несомненным, что волновое перемещение оказывало заметное влияние на геологическое развитие региона и проявилось как в осадконакоплении, так и в магматизме. Поэтому его следует учитывать при стратиграфических построениях, при разработке схем стратиграфии и магматизма мезозоя, при сопоставлении магматизма разных частей пояса. В то же время следует помнить, что волновая миграция тектонических процессов и магматизма - это не строгая закономерность, а общая тенденция, которая может принимать во времени различные формы и разную степень конкретности.

ТЕКТНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Доклад посвящен решению вопросов тектоники и глубинного строения земной коры Западного Забайкалья по геофизическим данным, главным образом, гравиметрических и магнитометрических исследований. По характеру геофизических полей с учетом Геолого-структурных особенностей Западного Забайкалья проводится тектоническое районирование региона. Выделяются области преимущественного развития ранне- докембрийских структур, позднего докембрия /байкалиды/, каледонид и герцинид и области проявления мезокайнозойских активизаций. Все выделенные области ограничиваются глубинными и региональными разломами, в основном, северо-восточного и северо-западного простирания. Особый интерес представляет крупная гравитационная ступень, названная Торейской, которая имеет северо-, северо-западное простирание. Возможно, она является зоной сочленения областей Алтае-Саянских и Западно-Забайкальских каледонид, которые имеют много различий по типу раннекаледонского геологического развития.

На геолого-геофизическом разрезе хорошо заметно различие региональных и наблюдаемых гравитационных и магнитных полей, которые соответствуют складчатым областям и платформенной части. Принципиальный схематический разрез земной коры вкрест простирания основных структурных элементов, построенный по характеру геофизических полей и их количественной и качественной интерпретации, довольно наглядно иллюстрирует различие строения земной коры разновозрастных складчатых структур.

Так, например, по мере удаления от платформенной части и более поздним складчатым сооружениям Забайкалья наблюдается постепенное увеличение мощностей земной коры вообще, "гранитно-метаморфического" слоя в частности. В местах резкого изменения характера региональных аномальных полей предполагаются глубинные разломы - структурные швы, совпадающие, в основном, с зонами сочленения разновозрастных складчатых областей.

Различия в распределении мощностей земной коры на платформе /около 40 км/ и в складчатых областях /около 50 км/, вероятно, подтверждает вывод о том, что две крупные мегаструктуры Восточной Сибири развивались по-разному со времени заложения Саяно-Байкальского краевого разлома, который некоторые исследователи датируют поздним археем.

Различия более контрастные в мощностях земной коры наблюдаются внутри складчатых систем: наибольшие прогибы поверхностей Мохо и Конрада отмечаются в районах бывших устойчивых геосинклинальных прогибов и наименьшие - в пределах устойчивых поднятий и срединных массивов.

Такие различия в мощностях коры в первом приближении сопоставляются с районами различного проявления неотектонических движений и созданных им морфоструктур. Очевидно, дифференциация мощностей слоев земной коры происходила в эпохи позднего докембрия и палеозоя, когда проявилось окончательное становление геологических структур данной области. Становление, в частности, "гранитно-метаморфического" слоя происходило в различных частях региона в различное время; вероятно, области устойчивого прогибания, а затем поднятия, гранитизации и складчатости имеют большую мощность земной коры и, естественно, характеризуются относительно отрицательными региональными гравитационными и магнитными полями.

Обобщение геофизических материалов показало, что в пределах Западного Забайкалья, кроме известных мегаструктур Восточной Сибири, выделяются структуры второго порядка: Джидинский, Курба-Витимский и Хилок-Кондинский раннепалеозойские геосинклинальные прогибы и Удино-Витимский и Селенгино-Яблоновский геосинклинальные поднятия и Селенгино-Туркинский устойчивый срединный массив, разделенные региональными разломами. Выясняется "торцовое" сочленение складчатых и разрывных структур "саянского" и "байкальского" направлений; позднемезозойские впадины представляют асимметричные ступенчато-блоковые структуры, осложненные продольными и поперечными разломами; геофизические данные устанавливают широкое развитие разломов поперечного северо-западного направлений; наблюдается дифференцированное распределение мощностей земной коры в рассматриваемом регионе.

Особенностью развития земной коры Западного Забайкалья является то, что основные тектонические элементы создавались в результате последовательной смены геосинклинального, орогенного и сводового пути развития. Причина такого сложного развития региона, заключающегося в разновременном заложении и консолидации подвижных структурно-формационных зон, по-видимому, объясняется своеобразным становлением "гранитно-метаморфического" слоя под влиянием процессов, происходящих в более глубоких слоях земной коры и верхней мантии.

В.А.Варламов /ЗабНИИ/

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ, ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПОГРАНИЧНЫХ РАЙОНОВ МНР В ПАЛЕОЗОЕ

Исследователи Восточной Сибири, начиная с ранних работ

В.А.Обручева и кончая новейшими работами В.Н.Козеренко, М.С.Нагибиной, В.В.Старченко, А.Л.Яншина, Л.И.Салопы, В.Г.Беличенко, Ц.О.Очирова, Яамира, В.А.Амантова и К.А.Калитина, отмечают наличие в Прибайкалье и Забайкалье крупной тектонической перестройки в верхнепротерозойское время. В этот период рассматриваемая площадь разбивается на ряд крупных геоблоков, отличающихся друг от друга историей геологического развития, выразившейся в различной глубине опускания и тектонической активности, что отразилось на мощностях, составе и строении слагающих их формаций.

1. Байкальская горная страна, описанная наиболее полно в работах Л.И.Салопы, начиная с верхнего протерозоя и на протяжении всего палеозоя, имела тенденцию к воздыманию и была все это время областью сноса. На начало поднятия этой области указывают развитие по восточному и западному ее обрамлению формации предгорных моласс /татауровская и ушаковская свиты/, а отсутствие в пределах области средне- и верхнепалеозойских образований свидетельствует о континентальном режиме ее развития в эти периоды. Нижнепалеозойские /кембрийские/ отложения Байкальской горной области представлены молассовыми и карбонатными, близкими по составу к галогенным формациями. Рассматриваемая территория по данным аэромагнитной съемки характеризуется относительно спокойными и положительными аномалиями ΔT , близкими по строению магнитным аномалиям хребта Становик, где развиты ранние протерозойды.

2. Селенгино-Витимский геоблок в отличие от Байкальской горной страны в нижнем палеозое был опущен. Глубина опускания блока, по-видимому, была небольшой, о чем свидетельствуют развитие в его пределах молассовая /татауровская и тыпинская свиты/, липаритовая /химгильдинская и сорхойская свиты/ и карбо-

натная /олдундинская и боксонская свиты/ формации, из которых две первые формировались в континентальных или близких к ним условиях, а карбонаты, как правило, наибольшее развитие имеют в мелководных морских бассейнах. В целом эта область рассматривается в нижнем палеозое, как переходная зона /"краевая система"/ от типичной геосинклинали, развитой южнее и юго-восточнее, к платформе - Алданский щит и квазиплатформе - Байкальская горная страна. Со второй половины кембрия и на протяжении всего среднего и верхнего палеозоя рассматриваемая область постепенно становится поднятием; строение последнего в этот период осложняется дислокациями разрывного характера, которые очень часто проявлялись синхронно с тектоническими движениями в рядом расположенной геосинклинальной области. Разрывные нарушения обусловили проявление в пределах рассматриваемого геоблока магматизма /андезитовая и липаритовая формации/ и образование межгорных прогибов, в которых накапливалась континентальная моласса /ортинская свита/, и которая к настоящему времени в большинстве случаев уничтожена эрозией.

По данным аэромагнитной съемки территория Селенгино-Витимского геоблока в настоящее время характеризуется резко-переменным геомагнитным полем.

3. Нерча-Бутулинурская геоантиклинальная структура отделяет Селенгино-Витимскую "краевую систему" от Шилко-Орхонской эвгеосинклинальной области. Она фиксируется в настоящее время в основном по данным аэромагнитной съемки и выражена в виде прерывистой узкой полосы устойчивых положительных аномалий ΔT . Ее геоантиклинальная природа определяется на основании геологических исследований В.И.Сизых и М.В.Кудрявцевой:

первый откартировал здесь нижнепалеозойские аэральные андезитовые порфириты /катаевская свита/, а вторая описала конгломераты в основании нижнекембрийских /?/ образований, развитие у границы этой структуры с эвгеосинклинальным прогибом. В среднем и верхнем палеозое развитие Нерча-Бутулиннурской геоантиклинали такое же, как Селенгино-Витимского геоблока.

4. Шилко-Орхонский эвгеосинклинальный прогиб расположен между Нерча-Бутулиннурским и Приаргунско-Срединно-Монгольским геоантиклинальными поднятиями, с юго-запада он ограничен Западно-Хангойским, а с северо-востока-Аргунским поперечными, геоантиклинального типа, поднятиями.

Шилко-Орхонский эвгеосинклинальный прогиб разделяется Монголо-Охотским глубинным разломом на две структурно-формационные зоны, которые в начальные этапы развития прогиба имеют одинаковые черты строения, выразившиеся в формировании спилито-диабазовой /бывшая кулиндинская свита/ и спилито-кератофировой /дарханская, арангатугольская и хохортовская свиты/ формаций. В дальнейшем обе зоны развиваются по-разному.

Северная, Букача-Дарханская, зона испытывает тенденцию к поднятию: в ее пределах в нижнем палеозое накапливается мощная карбонатная формация, а в среднем и верхнем палеозое она становится сушей. В ней в это время широко проявились интрузивный и эффузивный магматизм и, по-видимому, накапливались континентальные и прибрежно-морские отложения типа чачинской свиты. В пограничных с этой структурой районах геосинклинали отлагались флишевые /в понимании Н.М.Страхова/ осадки /чиронская и урмуктейская серии/. Геоманнитное поле рассмотренной структурно-формационной зоны характеризуется резкопеременными значениями ΔT .

Южная часть Шилко-Орхонского прогиба, Агинско-Даурская структурно-формационная зона, на протяжении венда и всего нижнего палеозоя является типичной эвгеосинклиналью. Здесь, выше спилито-диабазовой формации, широкое развитие получили аспидная и песчаниковая формации. В среднем и верхнем палеозое территория Агинско-Даурской зоны остается покрытой морем. В ее пределах в это время выделяется два прогиба - Даурский эвгеосинклинальный и Хангайский миегеосинклинальный; в первом происходит накопление осадков вулканогенно-осадочной /Киркунская свита/, глинисто-сланцевой и песчаниковой /хэнтэйская и ингодинская серии/ формаций, во втором - развиты только две последние формации /Хангайская серия/. Прогобы разделены между собой Верхнеорхонским выступом протерозойских и нижнепалеозойских пород, на которых с резким несогласием залегают флишевые осадки урмуктейской серии. По обе стороны от прогибов формировались "краевые системы", с севера - Букача-Дарханская, с юга - Борзинско-Восточно-Монгольская. В пределах последней отмечаются морские /Баильзитская свита/ и континентальные /хараайракская свита/ молассы, карбонатная /усть-борзинская и оцаобская свиты/ молассовая и флишеидная /модотинская и борзинская серии/ формации. Между Аргунским поперечным геоантиклинальным поднятием и Даурским прогибом в верхнем палеозое формируется весьма своеобразная Агинская структура, в пределах которой широкое развитие получили песчаниковая /Агинская свита/, паралическая и молассовая формации.

Средне-верхнепалеозойские прогибы, по-видимому, оказали большое влияние на характер магнитного поля рассматриваемой структурно-формационной зоны. Так, над Даурским прогибом в настоящее время фиксируется спокойная отрицательная магнитная

аномалия, а над "краевыми системами" магнитное поле характеризуется то резко-, то слабопеременными аномальными значениями ΔT .

5. История геологического развития Приаргунско-Срединно-Монгольского геоантиклинального поднятия в нижнем палеозое и верхнем протерозое весьма сходна с развитием Селенгино-Витимской зоны. Здесь так же разрез нижнего палеозоя начинается с образования моласс /возможно - континентальных/, а заканчивается формированием карбонатных формаций. В среднем палеозое рассматриваемая геоантиклинальная зона периодически покрывалась морем и тогда здесь накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные, местами красочные толщи; в периоды, когда территория геоантиклинального поднятия становилась сушей, в ее пределах формировалась липаритовая и молассовая формации.

Накопление осадков верхнепротерозойского-нижнепалеозойского возраста в Западно-Хангайском и Аргунском поперечных геоантиклинальных поднятиях началось с образования нижнепалеозойских моласс /низы быстринской свиты/ или с излияния кислых эффузивов /дзабханская свита/, выше эти образования сменяются карбонатными формациями /быстринская и цаганоломская свиты/, а заканчивается разрез нижнего палеозоя формированием карбонатно-терригенных толщ /алтачинская свита/. В среднем палеозое Хангайское поперечное геоантиклинальное поднятие становится сушей, а Аргунское испытало лишь частичное воздымание, что отразилось на составе среднепалеозойских отложений, которые представлены морскими молассами /яковлевская и газзаводская свиты/ и карбонатной формацией /ильдиканская и устьуровская свиты/. В верхнем палеозое Аргунская структура становится сушей.

Касаясь геофизической характеристики рассматриваемой территории, необходимо отметить, что те ее части, которые не были вовлечены в юрский морской прогиб, характеризуются резко-переменными значениями ΔT .

Как видно из изложенного выше, в докладе дается лишь общая характеристика направленности развития крупных сегментов территории Прибайкалья, Забайкалья и близлежащих районов МНР. Такая тематика доклада вызвана тем, что тектоническому строению отдельных районов достаточно много уделялось внимания в геологической литературе. К сожалению, многие существующие тектонические схемы не увязываются между собой ни в смысле границ, ни в смысле единого подхода к интерпретации исходного фактического материала. Все это и обусловило направленность нашего сообщения.

Ю.П.Бутов /БГУ/

К ВОПРОСУ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ БАЙКАЛЬСКОГО И КАЛЕДОНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО НА- ГОРЬЯ /В ПРЕДЕЛАХ БУРЯТСКОЙ АССР/

1. Как известно, идея байкалид, выдвинутая Н.С.Шатским /1932/ и наиболее последовательно развиваемая Л.И.Салопом /1963/, основывается на предположении, что складчатые движения нижнего палеозоя являются отголоском мощной байкальской складчатости, завершившейся на рубеже позднего протерозоя - нижнего кембрия.

2. По представлениям Л.Делона /1911/, М.М.Тетяева /1915/, А.А.Борисяка /1923/, Е.В.Павловского /1948, 1960/ и других исследователей каледонский тектонический этап имел самостоятель-

ное значение. Е.В.Павловский выделяет также байкальскую складчатость, но в отличие от Н.С.Шатского ограничивает ее докембрием.

3. По мнению Е.В.Павловского /1948, 1960/ байкальские каледониды отличаются от каледонид Западной Европы явным неравномерным развитием и кратковременностью. Эта точка зрения сейчас поддерживается практически всеми тектонистами, признающими самостоятельность каледонского этапа развития Саяно-Байкальского нагорья.

4. В последние годы установлено, что кембрийские отложения в пределах Саяно-Байкальского нагорья пользуются значительно большим распространением, чем считалось ранее. Остатки кембрийской фауны обнаружены в Верхне-Ангарском хребте, в бассейнах рек Бамбуйки, Турки и Уды /Д.Ц.Цыренов, В.И.Дубченко, 1962; В.И.Давыдов, Г.А.Кибанов, 1962; В.Г.Беличенко, Ю.С.Тарасов, Ю.А.Ивойлов, 1963; Э.П.Перинова, 1966/. Фаунистически охарактеризованные карбонатные отложения /ленский ярус/ согласно подстилаются мощными палеонтологически немymi толщами /от 2 до 10-13 км/. Ф.К. Волкожаков, М.М.Ямир и некоторые другие исследователи вполне обоснованно предполагают, что большая часть разреза этих толщ, по-видимому, относится к вендскому комплексу. Абсолютный возраст нижней границы нижнего палеозоя Саяно-Байкальского нагорья /включающего предполагаемый вендский комплекс/ не ясен. Не исключена возможность, что он близок к абсолютному возрасту нижней границы вендского комплекса в западном обрамлении Сибирской платформы /Енисейский край/, равному 745 млн. лет /Келлер, 1963/.

5. В настоящее время верхнепротерозойские и палеозойские отложения достаточно четко разграничиваются в пределах всего

Саяно-Байкальского нагорья, за исключением Витимского плоскогорья и, в какой-то мере, Баргузинского хребта. Автор придерживается представлений В.Г.Беличенко, П.М.Хренова и Ю.А.Чернова /1966/ о раннепалеозойском возрасте витимканской серии /Витимское плоскогорье/. Он также допускает возможность, что к палеозою, точнее к вендскому комплексу, вероятно, относится и катерская серия /Баргузинский хребет/.

6. Для анализа особенностей байкальского и каледонского этапов развития Саяно-Байкальского нагорья использован формационный метод. Основной упор сделан на рассмотрении формаций Восточного Саяна, Южного Прибайкалья, юго-западной части Витимского плоскогорья и Северного Прибайкалья. Формации центральной части Витимского плоскогорья и Баргузинского хребта, учитывая дискуссионность стратиграфии этих двух районов, в качестве аргументов не фигурируют. Необходимо отметить, во-первых, незначительность размеров данных районов по сравнению со всей рассматриваемой территорией, а, во-вторых, отсутствие противоречий с нашими выводами при любой схеме стратиграфии Витимского плоскогорья и Баргузинского хребта.

7. По характерным парагенетическим комплексам пород в составе верхнепротерозойских осадочных образований Бурятии выделяются следующие формации /снизу/: а/ Восточный Саян. Карбонатная /монгошинская свита/ и верхняя терригенная /дибинская свита/. б/ Южное Прибайкалье. Терригенная /хангарульская подсерия/. в/ Северо-Байкальское нагорье. Нижняя терригенная /олокитская и ондокская свиты/, карбонатная /иткильская свита/ и порфировая /?/ /синньрская свита/.

Все эти формации относятся к миогеосинклинальным и промежуточным между миогеосинклинальными и платформенными /порфировая/?/ и карбонатные/. Следует отметить, что в пределах

Баргузинского хребта и Витимского плоскогорья вообще не известны мощные вулканогенные толщи. Следовательно, и в этих районах при любых схемах стратиграфии в числе верхнепротерозойских формаций нет типично эвгеосинклинальных.

8. Многие гранитоидные массивы Саяно-Байкальского нагорья, ранее относившиеся к верхнему протерозою, сейчас "омоложены" в результате находок остатков кембрийской фауны во вмещающих породах. В настоящее время масштабы верхнепротерозойской магматической деятельности представляются значительно более скромными, чем десять лет назад.

9. В целом можно считать, что развитие Саяно-Байкальского нагорья в позднем протерозое протекало сравнительно спокойно. По всей видимости, тектонический режим в его пределах был миеосинклинальным и временами /на отдельных участках около границы с Сибирской платформой/ переходным к платформенному. Выделение Л.И.Саломом /1964/, С.П.Смеловским /1966/ и, с некоторыми оговорками, В.П.Арсентьевым /1965/ внутреннего эвгеосинклинального пояса, на наш взгляд, недостаточно аргументировано.

10. В составе нижнепалеозойского осадочного комплекса Саяно-Байкальского нагорья можно выделить следующие формации /снизу/: а. Восточный Саян. Бассейн р.Оки. Осадочно-вулканогенная /сархойская свита/, карбонатная /боксонская серия/, флишеидная /мангатгольская свита/, верхнемолассовая /яматинская свита/. Бассейн р.Китоя. Аспидная /барунгольская свита/, карбонатная /гарлыкская свита/, верхнемолассовая /сагансайрская свита/. б. Южное Прибайкалье. Бассейн р.Джиды. Осадочно-вулканогенная /хохюртовская свита/, флишевая /джидинская свита/. в. Юго-западная часть Витимского плоскогорья. Осадочно-

вулканогенная /олдундинская и мыдынгенская свиты/, верхняя терригенная /химгильдинская свита/, верхнемолассовая /исташинская свита/. г. Северо-Байкальское нагорье и Средне-Витимская горная страна. Нижняя терригенная /холодненская, туолабийская, аматканская, падроканские и сидельтинская свиты/, карбонатная /кооктинская, бамбуйская и янгудская свиты/, флишодная /чулегминская свита/.

11. Почти во всей южной половине Саяно-Байкальского нагорья базальной формацией нижнего палеозоя является осадочно-вулканогенная. Ее обычная мощность от 4000 до 6000 м. Главные члены формации: эффузивы различного, преимущественно среднего состава и, на отдельных участках, полимиктовые песчаники и биогермные известняки. По всем своим признакам нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные формации Саяно-Байкальского нагорья характерны для геосинклинальных прогибов с эвгеосинклинальным тектоническим режимом.

12. Мощности нижнепалеозойских формаций часто значительно превосходят мощности соответствующих /одинаковых этапов развития прогибов/ верхнепротерозойских формаций этого же района. Например, в Северо-Байкальском нагорье нижнепалеозойская нижняя терригенная формация, по данным В.И.Дубченко, Д.Ц.Цыренова и Ю.М.Бажина, имеет мощность до 10000-13000 м. Мощность верхнепротерозойской нижней терригенной формации в пределах этого нагорья не превышает 5700 м.

13. Существование в раннепалеозойское время прогибов с эвгеосинклинальным режимом, не известных в позднем протерозое, и более интенсивное погружение региона, отразившееся в мощностях формаций, свидетельствует что каледонский тектонический этап развития Саяно-Байкальского нагорья был не только самостоятельным, но и про-

явился значительно сильнее верхне-протерозойского /байкальского/. Учитывая большую вероятность наличия в Саяно-Байкальском нагорье мощного вендского комплекса, реальным выглядит предположение о значительной длительности каледонид Саяно-Байкальского нагорья, вполне сопоставимой с длительностью каледонид Западной Европы. На наш взгляд, различия в интенсивности каледонских тектонических движений в указанных регионах также значительно меньше, чем считается в настоящее время. По всей видимости, наиболее существенной особенностью каледонид Саяно-Байкальского нагорья является то, что каледонский тектонический этап здесь начался значительно раньше, чем в Западной Европе.

14. В ближайшие годы можно ожидать "омоложения" до нижнего палеозоя некоторых осадочных и магматических комплексов, ныне считающихся верхнепротерозойскими.

В.С.Доржиев /Бурятский филиал
СО АН СССР/

О ТИПАХ ВЕРХНЕМЕЗОZOЙСКИХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В последние годы большое внимание уделяется всестороннему изучению многочисленных и весьма разнообразных континентальных впадин Азии и предприняты первые шаги по пути их систематизации /Флоренсов, 1960; Нагибина, 1960, 1963; Косыгин и Лучицкий, 1962; Хоментовский, 1962, Боголепов, 1963 и др./. Однако предложенные схемы классификации охватывают огромные территории Азиатского континента и в них по вполне понятным причинам межгорные впадины Западного Забайкалья, обладающие

большим внешним сходством, рассматриваются в целом как однотипная группа или система.

Автором предпринята попытка систематизации верхнемезозойских впадин рассматриваемой территории. В основу определения типов впадин положены следующие критерии: время заложения и наиболее интенсивного развития, формационный состав и особенности разреза выполняющих отложений, характер и интенсивность тектонических процессов, взаимоотношения со структурами предшествующего этапа развития. Сравнительный анализ структур позволяет выделить два генетических типа впадин - тугнуйский и гусиноозерский.

Формирование впадин тугнуйского типа относится к интервалу времени с конца лейаса примерно до середины мальма, в течение которого шло накопление грубообломочных, вулканогенных и угленосных отложений тугнуйской серии. Под тугнуйской серией нами понимается непрерывный структурно-формационный ряд отложений березовской /харьугатинской/, ичетуйской /удинской/ и тугнуйской свит, отвечающий самостоятельной стадии верхнемезозойского тектогенеза.

Заложение и наиболее интенсивное развитие впадин гусиноозерского типа происходило в конце верхней юры и в нижнем мелу, когда стираются различия в геологическом развитии между Восточным и Западным Забайкальем и всюду идет накопление вулканогенно-осадочных образований гусиноозерской серии. В хронологическом аспекте формирование выделенных типов впадин относится к различным стадиям верхнемезозойского тектогенеза. Между юрской и верхнеюрско-нижнемеловой стадиями устанавливается перерыв и структурная перестройка.

Различия в характере разрезов тугнуйской и гусиноозер-

ской серии заключаются в следующем;

а. В основании разреза угленосных отложений гусиноозерской серии присутствует толща базальных конгломератов мощностью до 150-200 м. Базальные слои тугнуйской свиты сложены преимущественно тонкообломочными породами, а конгломераты и гравелиты слагают среди них лишь отдельные прослои и линзы.

б. Для отложений гусиноозерской серии характерна обильная угленасыщенность средней и верхней частей разреза. Угли бурные, переходные к каменным. Угольные пласты имеют сложное строение, часто расщепляются, отмечаются факты размыва и переотложения углей, что свидетельствует о дифференцированном характере и прерывистости тектонических движений в период нижнемелового осадконакопления.

В тугнуйской свите продуктивный горизонт приурочен к низам разреза и вмещает несколько сравнительно выдержанных угольных пластов. Угли каменные, газовые, длиннопламенные.

в. Для юрских угленосных отложений характерны более высокий диагенез и некоторые признаки метаморфизма.

г. В разрезе нижнемеловых отложений впадин гусиноозерского типа сравнительно велика роль вулканогенного материала. Эффективные и туфы распространены не только в низах разреза, но и встречаются в стратиграфически вышележащих горизонтах.

Тектонические условия времени формирования впадин тугнуйского и гусиноозерского типов существенно различаются по знаку и интенсивности движений и отчетливо выявляются при сравнительном анализе разрезов юрских и нижнемеловых угленосных отложений.

Накопление отложений гусиноозерской серии происходило на фоне интенсивных и знакопеременных движений с преобладанием погружения. Об интенсивности движений и расчлененности рельефа

В нижнем мелу свидетельствуют значительная скорость осадконакопления /около 100 м/млн лет/ и наблюдающееся во многих впадинах фаціальное замещение песчано-глинистых и углистых пород конгломератами по мере приближения к активному краевому разлому. Различия в ритмичности осадконакопления в пределах одних и тех же впадин гусиноозерского типа, литолого-фаціальная невыдержанность разрезов в вертикальном и латеральном направлениях, сложное строение, расщепления и выклинивания угольных пластов, широкое развитие локальных внутриформационных размывов и местных несогласий обусловлены, очевидно, дифференцированным характером и неоднократной сменой знака движения.

Накопление отложений тугнуйской свиты происходило в целом в сравнительно спокойной тектонической обстановке в условиях медленного и направленного погружения фундамента. Скорость юрского осадконакопления составляет около 40-50 м/млн лет. В разрезе юрских отложений Тугнуйской впадины наблюдается определенная ритмичность, крайне редки внутриформационные размывы, угольные пласты немногочисленны /4-5/ и обладают сравнительно простым строением и выдержанностью на площади. Тектонический режим юрского угленакопления отличается некоторым своеобразием лишь в восточной части Тугнуйской впадины, в пределах Олонь-Шибирской структуры, что обусловлено, на наш взгляд, активным влиянием главной зоны Тугнуй-Кондинского разлома, проходящей в непосредственной близости от месторождения.

Взаимоотношения рассматриваемых впадин со структурами предшествующего раннемезозойского этапа развития весьма сложны и разнообразны. В целом верхнемезозойские впадины представляют совершенно новые тектонические формы, лишь приспособляющиеся по своему расположению к ранее созданному тек-

тоническому плану.

Известные юрские депрессии обычно пространственно несколько смещены по отношению к раннемезозойским прогибам, а также иногда не совпадают с последними по ориентировке основных структурных элементов. Впадины гусиноозерского типа имеют более отчетливо выраженный наложенный характер по отношению к юрским и раннемезозойским структурам. В то же время в некоторых депрессиях /например, Чикойской/ обнаруживается длительное и унаследованное развитие впадин, начиная с палеозоя до нижнего мела включительно, что объясняется активным влиянием разломов.

Большинство впадин Западного Забайкалья /Хилок-Чикойская, Сухаринская, Тарбагатайская, Кижингино-Кудунская и др./ по совокупности признаков отвечают гусиноозерскому типу. Однако внутри этой группы каждая впадина обладает некоторыми индивидуальными чертами - неодинаковой полнотой разреза выполняющих отложений, различной степенью проявления вулканизма, своеобразием морфологии и т.д.

Второй тип впадин менее распространен. Он выделен нами на примере сравнительно хорошо изученной Тугнуйской впадины. В других юрских депрессиях разрез тугнуйской континентальной серии представлен неполностью, в частности, нигде достоверно не установлена верхняя собственно угленосная часть разреза. Есть некоторые основания для предположения о том, что юрско-меловые отложения Чикойской впадины отвечают суммарному разрезу осадочных формаций тугнуйской и гусиноозерской серий.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАЗРЫВОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И ОСТРОВА ОЛЬХОН И НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Главной тектонической структурой, определяющей ряд специфических особенностей геологического развития Западного Прибайкалья, является краевой шов Сибирской платформы. Начиная с временной границы архея и протерозоя, на этой узкой территории сложилась вполне определенная локальная динамическая обстановка земной коры, которая в последующем предопределяла многие геологические процессы, в том числе и формирование сети разрывов.

Статистический анализ разрывных смещений, установленных по результатам геологических и геофизических исследований, дает относительно простую розу простираний этих структур. В количественном выражении преобладают разрывы антибайкальского простирания, в меньшей степени развиты нарушения байкальского простирания, и наименьшее значение имеют смещения субмеридионального направления, или диагональные по отношению к региональной складчатой структуре региона. Различные по простиранию группы разрывов отличаются и генетическим типом.

Разрывы северо-восточного простирания - наиболее важная по геологическому значению группа. Она отчетливо подразделяется на два генетических класса: взбросо-сдвиги и надвиги. Взбросо-сдвиги - самые глубокие по заложению и самые древние по возрасту разрывы северо-восточного простирания в Западном Прибайкалье. Их заложение происходило одновременно с формированием структур краевого шва Сибирской платформы. В процессе

геологического развития изменялось поле напряжений в земной коре на этой территории, менялась динамическая обстановка в зоне краевого шва, что нашло отражение в изменении во времени знака движений вдоль характеризующихся взбросо-сдвигами. Для многих из них в течение кайнозойского этапа развития отмечается сбросо-сдвиговая составляющая движений, с доминирующей сбросовой компонентой. Примером описываемого класса разрывов является Приморский взбросо-сдвиг, заложенный на границе архея и протерозоя как взбросо-сдвиг и существенно оживившийся в кайнозое как сбросо-сдвиг.

Второй генетический класс из группы разрывов северо-восточного простирания - надвиги. Эта серия разрывов с отдельными перерывами прослеживается вдоль западных склонов Приморского и Байкальского хребтов и часто территориально тяготеет к границе нижнекембрийских и верхнепротерозойских отложений или проходит непосредственно в верхнепротерозойских образованиях. Изредка подобного генетического типа смещения фиксируются вдоль восточных склонов названных хребтов. Амплитуда горизонтального смещения вдоль надвигов редко превышает первые сотни метров.

Разрывы северо-западного, антибайкальского простирания, - наиболее развитая в количественном отношении группа. По генетическому типу они представлены сбросо-сдвигами, причем амплитуда как вертикальной, так и горизонтальной составляющей не превышает десятков и сотен метров, реже больше. Характерно, что вдоль по простиранию пликтивных структур Западного Прибайкалья фиксируется чередование левосторонних и правосторонних сбросо-сдвигов, что приводит к формированию структур типа горстов и грабенов. Судя по небольшой амплитуде смещения,

глубина заложения разрывов этого типа невелика. Тем не менее они прекрасно выражены в рельефе и большинство из них хорошо фиксируется магнитометрической съемкой. К ним почти не приурочены интрузивные внедрения.

Субмеридиональные разрывы не пользуются широким распространением в Западном Прибайкалье /за исключением северо-западной части/. Генетически они представлены чаще всего небольшими сдвигами, слабо проявленными в рельефе, и почти не фиксируются геофизической съемкой.

Особое место в геологической истории Прибайкалья занимает кайнозойский этап развития. В этот период вдоль всего западного побережья озера Байкал с ответвлениями на восточный берег острова Ольхон происходит активное формирование крупной сбросовой структуры, которую В.В.Ломакин предложил именовать Обручевским сбросом. Обручевский сброс состоит из целой системы отдельных сбросов и сбросо-сдвигов, нередко представляющих собой отдельные отрезки более древних взбросов и взбросо-сдвигов, по которым произошли новые подвижки с обратным знаком движения /Приморский взбросо-сдвиг/.

Изучение разрывов на о-ве Ольхон, который представляет собой геологически единое целое со структурой Западного Прибайкалья, проведенное автором в 1966 году, подтвердило установленную для Западного Прибайкалья закономерность. Разрывы северо-восточного простирания по возрасту также представляют собой наиболее древнюю группу смещений, по генетическому типу относящиеся к взбросо-сдвигам. Наиболее крупные из них омоложены в кайнозойский период с обратным знаком движения. Разрывы антибайкальского направления представлены сдвигами или сбросо-сдвигами с небольшой амплитудой смещения. Кайно-

зойский этап развития выразился в обновлении ряда разломов северо-восточного простирания с образованием сбросов и сбросо-сдвигов, причем в последних превалирует сбросовая составляющая.

Механизм образования разломов в Прибайкалье, в частности в Западном Прибайкалье, для кайнозойского этапа развития в большинстве работ последнего времени рассматривается с точки зрения формирования свода и его раскалывания. Автор в согласии с Ю.А.Зориным не считает эту причину достаточной и отводит существенную роль влиянию дополнительных сил растяжения. Существование последних доказывается современными сейсмологическими исследованиями. Насколько позволяют судить эти и некоторые геологические данные растяжение земной коры в Прибайкалье привело к формированию впадины акватории и серии многочисленных сбросов. Поскольку общая ориентировка растягивающих напряжений, начиная с этого периода и вплоть до настоящего времени, простирается в направлении СЗ-ЮВ и вектор их располагается в субгоризонтальной плоскости, а вектор максимальных напряжений сжатия ориентируется в субвертикальной плоскости, происходит оживление древних взбросо-сдвигов северо-восточного простирания. При такой ориентировке регионального поля напряжений названные разрывы функционируют как сбросы и сбросо-сдвиги. Сопоставление сбросов и сбросо-сдвигов западного и восточного побережья Малого моря - центральной части Западного Прибайкалья - показывает, что последние имеют опущенные крылья, обращенные навстречу друг другу в сторону Малого моря. Это дает основание полагать, что пролив Малое море представляет собой нормальный грабен второго, или даже третьего порядка по сравнению с главной впадиной озера Байкал. Более того, грабеновая струк-

тура к юго-западу от Малого моря прослеживается с постепенным затуханием почти до пос. Еланцы.

Образование большой группы надвигов северо-восточного простирания связано главным образом с формированием свода в мезокайнозойский этап тектогенеза и за малым исключением все они могут быть отнесены к группе аркогенных надвигов /по В.Н.Даниловичу/. Надвиги, генетически связанные с байкальской складчатостью, широкого распространения не имеют или во всяком случае настолько затуханы последующими геологическими процессами, что современными структурно-геологическими методами картируются очень трудно.

Заложение сбросо-сдвигов северо-западного простирания также связано с развитием свода в мезокайнозойский этап тектогенеза. Кинематически их образование может быть объяснено периодичностью роста свода и его оседанием, что типично для подобного рода структур. Вместе с аркогенными надвигами сбросо-сдвиги образуют парагенез разрывных структур, характерных для мезокайнозойского этапа развития Западного Прибайкалья.

На более ранних этапах развития формирование разрывов подчинялось динамике краевого шва Сибирской платформы.

А.Н.Булгатов /БГУ/

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ /БАУНТОВСКИЙ РАЙОН БУРЯТСКОЙ АССР /

1. Баунтовский район занимает площадь в 76 тыс.км², что составляет почти четвертую часть территории Бурятской АССР. Здесь открыты месторождения и проявления золота, хризотил-асбеста, цветных и редких металлов, ртути, угля, флюорита,

мусковита и других полезных ископаемых. Однако район в экономическом отношении развит слабо. Сейчас создаются благоприятные условия для оживления экономики района. Поэтому усиление геологических работ на его территории приобретает актуальное значение.

2. Региональные, в основном, маршрутные работы по изучению геологического строения и полезных ископаемых района в дореволюционный /1909-1912 гг./ период были проведены Ленской экспедицией. Планомерные геологические площадные исследования и разведочные работы начались после победы Октябрьской революции. В начале - это поисковые и разведочные работы на золото и мелкомасштабная геологическая съёмка, которые проводили "Баргузинзолото", "Золоторазведка" и Восточно-Сибирское /Иркутское / геологическое управление. Затем / 1946-1957 гг./ продолжались и были начаты специализированные поиски и разведка месторождений золота, черных и редких металлов и других видов полезных ископаемых, тематические и геологосъёмочные исследования, в которых участвовали, кроме вышеупомянутых организаций, "НИГРИЗолото", институты Академии Наук и Министерства геологии СССР.

Интенсивное изучение территории Баунтовского района началось с момента организации Бурятского геологического управления. За 10 лет его деятельности открыты и разведаны в районе новые месторождения золота, хризотил-асбеста, цветных и редких металлов, угля, значительные успехи достигнуты в изучении стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении. Ценные материалы по геологии и полезным ископаемым в это время были собраны и обобщены научными учреждениями,

в частности, ВСЕРЕИ, ВИМС и ЦНИГРИ Министерства геологии СССР, ИЗК СО АН СССР, ВГ СО АН СССР, ИГГ СО АН СССР, ГИН АН СССР.

3. В геологическом строении территории Баунтовского района участвуют разновозрастные и различные по составу породы. Здесь установлены породы, образования которых произошло в добайкальский, байкальский, раннекаледонский, мезозойский и кайнозойский этапы геологического развития.

Добайкальские образования слагают Северо-Муйскую, Южно-Муйскую и Амалатские глыбы, и они представлены глубоко метаморфизованными породами осадочного и магматического происхождения. Эти глыбы как структурные элементы формировались в начале заложения и развития байкальской геосинклинальной системы. В это же время обособились структурно-формационные зоны: Муйская и Верхневитимская. В пределах Муйской зоны возможно выделение двух структурно-формационных подзон. В первой из них внизу развиты мощные толщи эффузивных и пирокластических пород, вверху - карбонатно-терригенные отложения, во второй толща песчано-сланцевых пород внизу и карбонатных в верхней части. В Верхневитимской зоне в основании разреза распространены песчано-сланцевые отложения, которые перекрыты толщами преимущественно известняков и карбонатно-терригенных ритмичных осадков. В геосинклинальную стадию байкалид в Муйской зоне внедрились интрузии гипербазитов, габброидов и гранитоидов. В процессе развития геосинклинальная стадия сменилась орогенной /эпигеосинклинальной/. Формируются межгорные прогибы и впадины. В одних из них распространены толщи доломитов и конгломерато-песчано-сланцевых пород, в других - кислые эффузивы, в третьих - груботерригенные осадки, в четвер-

тых-кислые эффузивы и груботерригенные осадки. Эта стадия завершилась внедрением интрузий габбро-диоритового состава и формированием гранитных батолитов.

В раннекаледонский этап в разных частях территории района одновременно развивались геосинклинальная и орогенные системы. В пределах геосинклинали, располагавшейся на юго-западе, установлены два типа отложений, каждый из которых приурочен к определенной структурно-формационной зоне. Первая зона - Олдында-Холойская - характеризуется развитием эффузивов кварц-кератофировой формации /в нижней части разреза/ и песчано-сланцевых пород, вторая - Джилинда-Бутуйская - развитием песчано-сланцево-конгломератовых отложений. Во второй половине среднего кембрия произошло замыкание геосинклинали, которое сопровождалось внедрением крупных батолитов гранитоидов. Затем на фоне дальнейшего поднятия формируются мелгорные впадины, которые фиксируются развитием пестроцветных груботерригенных осадков. Раннекаледонскую орогенную систему можно охарактеризовать как область воздымания, которое сопровождалось формированием вдоль зон разломов изолированных и полуизолированных впадин и прогибов. Впадины, развитые в бассейнах рр. Витимкана, Горбылка /Ципицанского/, Амалата выполнены конгломератами и песчаниками. В бассейне среднего течения Витима в пределах прогибов в нижней части устанавливаются груботерригенные породы, которые вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатными отложениями. Замыкание их произошло также во второй половине среднего кембрия, но в конце среднего кембрия и начале позднего кембрия и начале позднего кембрия они, по-видимому, на отдельных участках развития орогенной системы внедрились малые по размерам интрузивные тела габбро-диабазов и довольно крупные батолиты гранитов.

Мезозойские образования распространены на юге и юго-востоке территории района. Они представлены эффузивами трахипаритового и андезито-базальтового состава, конгломерато-песчано-сланцевыми отложениями, выполняющими межгорные впадины, малыми интрузивными телами основно-щелочного, щелочного и кислого состава. Пространственное размещение мезозойских эффузивных и интрузивных образований, межгорных впадин контролируется зонами разломов, а в целом же они приурочены к мезозойской активизированной /орогенной/ области, которая развивалась на гетерогенном /байкальском и раннекаледонском/ фундаменте.

С неотектоническими движениями связано формирование активизированной /орогенной/ области /абсолютная высота до 2700м/, ассоциирующихся с ней впадин, и слабоактивизированной области, которой соответствует Витимское плоскогорье с абсолютными отметками 1000-1500 м. Впадины в пределах активизированной области выполнены мощными толщами галечников, песков и глин. На Витимском плоскогорье развиты базальты, пространственное размещение которых контролируется разломами, а также озерно-аллювиальные отложения мощностью до 100 и более метров, которые приурочены к позднемезозойским впадинам, что свидетельствует об их унаследованном развитии в кайнозой.

4. В настоящее время перед геологами, изучающими Северо-Восточное Забайкалье, стоит ряд важных проблем, которые должны изучаться поисково-съёмочными работами крупного масштаба и специализированными исследованиями. Представляется, что в ближайшем будущем должно быть начато специализированное изучение металлогении: 1. геосинклинальных образований байкалид-основных и ультраосновных массивов и мощной вулкано-

генно-осадочной толщ муйской серии, с которыми могут быть связаны, кроме асбеста, месторождения платиноидов, ^{хрома} никеля, кобальта, титана, полиметаллов, меди, фосфора, марганца, железа, редких металлов и т.д.; 2. орогенных /эпигеосинклинальных/ образований байкалит-конгломерат-песчано-сланцевые отложения прогибов и впадин, которые нами рассматриваются как перспективные на золото.

О.В.Павлов, М.Г.Демьянович /ИЗК СО АН СССР/

СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПРИ- БАРГУЗИНЬЯ

В пределах Прибаргузинья отчетливо выделяются следующие главнейшие неотектонические морфоструктуры: Баргузинский горст, глыбовое поднятие полуострова Святой Нос; сводовое поднятие Икатского хребта, Баргузинская и Усть-Баргузинская впадины.

Баргузинский горст на северо-западе граничит с Байкальской впадиной, а на юго-востоке обрамляет Баргузинскую и Усть-Баргузинскую впадины. Для него характерно монолитное глыбовое строение. Максимальный разнос блоков /фундамент Баргузинской впадины - вершины хребта/ составляет не менее 4,5 км.

Глыбовый характер движений Баргузинского хребта наиболее отчетливо выражен в области его сочленения с Баргузинской впадиной. Здесь проходит Баргузинский разлом, которому принадлежит главнейшая роль в становлении основных морфоструктур района. Представляя часть крупного регионального структурного шва, Баргузинский разлом ограничивает с северо-запада Баргузинскую впадину, являясь одновременно границей распространения

рыхлых внутривпадинных неоген-антропогенных отложений, при-
мыкающих к крутой стене Баргузинского горста.

Морфологически разлом представлен в виде четырех кулисо-
образно расположенных разрывов /Флоренсов, 1960/. Захождение
кулис друг за друга приводит к образованию небольших впадин-
сателлитов, к которым приурочены заливы рыхлых отложений, от-
ветвляющихся от основного поля кайнозойских осадков Баргузин-
ской впадины и вторгающихся вглубь хребта.

В ряде случаев Баргузинский тектонический шов осложнен
параллельными /"сопутствующими"/ разломами, расположенными
уже не в переходной зоне, а в теле хребта.

Заложение зоны Баргузинского структурного шва произошло,
скорее всего, еще в верхнем протерозое или нижнем палеозое.
Широкая полоса динамометаморфически измененных пород с ярко
выраженными бластическими структурами, дайки основных пород,
зоны дробления и брекчии - основные свидетели продолжительной
тектонической активности Баргузинского разлома.

О кайнозойской тектонической активизации Баргузинского
разлома можно судить по контрастности рельефа, развитого на
его крыльях, по переломам продольных профилей рек, пересека-
ющих его зону, термальным и минеральным источникам и ряду
других признаков. О современной жизни разлома свидетельству-
ют эпицентры слабых землетрясений, записанные сейсмическими
станциями за последние годы.

Глыбовое поднятие полуострова Святой Нос занимает нес-
колько особое положение в системе морфоструктур Прибаргузинья.
Его можно отнести к типу линзовидной глыбы, вовлеченной в
поднятие совместно с Баргузинским хребтом. Но устойчивая изо-
лированность от последнего и характер геофизического поля
делают более вероятной связь полуострова с Байкальской внут-

ривпадинной структуры, с которой также связан архипелаг Ушканьих островов.

Икатское сводовое поднятие ограничивает Баргузинскую впадину с юго-востока. По своей морфологии Икатский хребет резко отличается от Баргузинского. При плавном сочленении с Баргузинской впадиной, нарастание высотных отметок в сторону осевой части хребта происходит постепенно, что придает ему массивность. Склоны гор крутые, водоразделы широкие и ровные, часто заболоченные, с унаследованными чертами древнего плоскогорья. Сглаженные поверхности водоразделов Икатского хребта часто рассечены глубокими долинами с крутыми склонами, узкое дно которых завалено крупноглыбовым материалом. Местами в долинах встречаются корытообразные расширения, в которых идет накопление рыхлого материала, мощностью до нескольких десятков метров. Можно предполагать, что такие расширения могут оказаться аналогичными эмбриональным впадинам, тем более, что к одной такой структуре /Под-Икатской/ приурочена большая концентрация эпицентров слабых и умеренных землетрясений.

В области Икатского сводового поднятия установлен ряд разрывов, хотя и носящих локальный характер, но в определенной степени сказывающихся на морфоструктуре хребта. Эти разрывы общего северо-восточного простирания в рельефе выражены эрозионно-тектоническими уступами высотой 25-50 м. Уступы, имея длину в несколько десятков километров, сохраняют единство формы на всем своем протяжении и часто являются пограничными линиями между различными элементами мезо- и микрорельефа.

Наиболее четко выражены разломы: Маректаканский, Гаргинский, Аргодинский и Улан-Бургинский.

Распльвчатый характер переходной зоны между Баргузинской впадиной и Икатским хребтом с его мягкими сглаженными формами рельефа, отсутствие в переходной зоне разломов и целый ряд других признаков позволяют с большой долей уверенности говорить о том, что здесь основную роль играют медленные изгибовые деформации. Разломы северо-восточной ориентировки лишь усложняют неотектоническую структуру наложенными глыбовыми перемещениями.

Баргузинская впадина протягивается на 200 км при ширине 30-40 км. Днище ее плоское, слабо изрезано эрозионно-аккумулятивными формами рельефа. По периферии впадины, главным образом, со стороны Баргузинского хребта, развиты конусы выноса, часто наложенные на конечные морены максимального оледенения. Рельеф морен обычно холмисто-грядовый, усложненный тектоническими явлениями, обусловленными близостью сейсмоактивной зоны Баргузинского разлома. Многократные подвижки по разлому привели к деформациям морен и сказались в возникновении на их поверхности узких протяженных рвов, глубиной до 15-20 м.

Большие площади во впадине заняты крупными песчаными массивами - "куйтунами", приподнятыми над дном впадины на 100-150 м. Н.А.Флоренсов считает эти образования останцами сильно эродированного и частью перенесенного водными потоками поля водно-ледниковых отложений, ранее развитого во всей впадине и сохранившегося в настоящее время лишь на выступах фундамента.

Ось максимального прогиба впадины, согласно геофизическим данным, резко смещена в сторону Баргузинского горста. Намечается, по крайней мере, три участка, где амплитуда опус-

kania достигает 1,5-2,0 км. Наряду с максимально опущенными частями впадины, по-видимому, можно выделить в некоторых местах и приподнятые блоки фундамента, которые, скорее всего, будут на поверхности соответствовать "куйтунам". Кроме того, в области, тяготеющей к переходной зоне, по данным электро-разведки устанавливаются одна или две погребенные ступени, аналогичные по своей структуре блокам, отколотым от Баргузинского хребта параллельными "сопутствующими" разломами. Эти ступени отделяются от тела горста также разломами, что является несомненным свидетельством разрастания впадины за счет хребта. Свидетельством современной тектонической жизни Баргузинской впадины является и ее высокая сейсмическая активность. Наиболее яркие следы катастрофических землетрясений сосредоточены в зоне Баргузинского разлома. Они выявляются по целому ряду сейсмодислокаций /Нестериха, Саранхур, Шаманка, Алла, Сухитке, Дырэн/, разного масштаба и разного возраста, почти равномерно распределенных вдоль трассы разлома.

Амплитуды смещений по отдельным палеосейсмодислокациям колеблются от 1-3 до 10-13 м.

Усть-Баргузинская впадина имеет в плане изометричные расплывчатые очертания, что объясняется сглаженностью рельефа и отсутствием резких контрастов, а также положением ее в области перехода к Байкальской Депрессии.

На основании палеосейсмогеологических данных, находящихся в соответствии с типом, темпом и контрастностью неотектонических движений, вероятная максимальная интенсивность землетрясений Баргузинской зоны разломов определяется в X, а остальных сейсмогенных структур - в IX баллов.

В соответствии с этим в Прибаргузинье выделяются следующие сейсмические районы:

Районы с возможной интенсивностью землетрясений до X баллов выделяются в зоне Баргузинского тектонического шва и области Аргодинского горного отрога, связанного с Аргодинским и Улан-Бургинским сейсмоактивными разломами, в которых и имеются следы недавних десятибалльных землетрясений.

Районы с возможной интенсивностью землетрясений до IX баллов повышенной опасности выделяются в зонах разломов, активизированных в кайновое, но без видимых следов их недавнего обновления.

Районы с возможной интенсивностью землетрясений до IX баллов, как правило, не имеют непосредственной связи с крупными, хорошо выраженными морфологически и геологически сейсмогенными структурами и оконтуривают десятибалльные районы. Для них характерны "транзитные" землетрясения, хотя не исключены местами и собственные сейсмические очаги. Обладая исходной балльностью, эти районы отражают фоновую сейсмичность территории, в связи с чем они охватывают до 50% всей площади Прибаргузинья.

Районы с возможной интенсивностью землетрясений до VIII баллов повышенной опасности выделяются в двух местах: в Баргузинской впадине, на участке погружения Аргодинского горного отрога под мощную толщу рыхлых отложений и на участке Маректаканского расширения долины р. Гарги, где можно предполагать наличие скрытого разлома с неясным уровнем сейсмической активности.

Районы с возможной интенсивностью землетрясений VIII баллов выделяются в областях развития мощных толщ песчаных отложений в Баргузинской впадине, так называемых "куйтунов". Мощные толщи осадочных пород выступают здесь в роли аморти-

зационных горизонтов, гасящих сейсмические волны даже при близко расположенных эпицентрах сильных землетрясений.

В.С.Хромовских /ИЗК СО АН СССР/

СЕЙМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БЛИЖНЕГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ /УСТЬСЕЛЕНГИНСКАЯ И БОРГОЙСКО-ГУСИНО-ИВОЛ-
ГИНСКАЯ СИСТЕМЫ ВПАДИН/

В структурно-тектоническом отношении районируемая территория включает кайнозойские Устьселенгинскую и Селенгино-Итанцинскую депрессии и мезозойские впадины: Боргойскую с ее сателлитами, Гусиноозерскую, Иволгинскую, Убукунские и частично Удинскую. Сюда входят важнейшие в народнохозяйственном отношении районы Бурятской АССР. Помимо большого количества колхозов, совхозов и ряда районных центров, здесь расположено крупнейшее Гусиноозерское бурогольное месторождение Бурятии и столица - г.Улан-Удэ. Поэтому актуальность изучения сеймотектоники и сейсмичности указанной территории не вызывает сомнения. У всех свежи в памяти события, связанные с Ташкентским землетрясением 26 апреля 1966 года. Оно имело интенсивность 8 баллов. Аналогичное потрясение в будущем может испытать и г.Улан-Удэ. На значительной же части рассматриваемой территории эффект потрясения может достигать 9 и даже 10 баллов.

До сего времени изучению "живой" тектоники Забайкалья и установлению её связи со структурно-геологическими особенностями региона не уделялось должного внимания, хотя вопросы кайнозойской сеймотектонической активизации древних разломов Забайкалья и прогноза транзитного сейсмического воздействия

освещены в единичных работах. Вместе с тем их дальнейшая разработка имеет принципиальное значение для понимания современного геотектонического развития Забайкалья. Наши наблюдения показывают, что в недавнем прошлом ряд древних структурных швов этого региона испытал и сейсмогенное обновление в ходе 9-10-балльных землетрясений. Кайнозойская сеймотектоническая активность разломов подтверждается и особенностями современного эпицентрального поля слабых землетрясений. Есть основания полагать, что истоки этой активности уходят в мезозой. В некоторых случаях об этом свидетельствует характер разреза мезозойских отложений во впадинах.

Особенно высокой сейсмической активностью отличается район дельты р.Селенги. Он является средоточием эпицентров не только большого числа слабых, но и сильных землетрясений, происшедших в последнее столетие в Байкальской сейсмической зоне. Это объясняется становлением и развитием выявленных здесь неотектонических структур.

Фундамент Устьселенгинской депрессии имеет блоковое строение. Глубина его погружения за неоген-четвертичное время достигла 5500 м. Общий размах дифференцированных вертикальных движений превышает здесь 6000-6500 м. По сравнению с неогеном скорость погружения ложа депрессии в антропогене возросла в 3 раза. Повторяемость сильных землетрясений в дельте р.Селенги очень высокая. Экстраполяция графика повторяемости по двенадцатилетним наблюдениям показала, что в Устьселенгинской депрессии на площади 4600 км² в течение 1000 лет можно ожидать землетрясений с интенсивностью 8 баллов /K=14/ - 38, 9 баллов /K=15/ - 18, 10 баллов /K=16/ - 9 и 11 баллов /K=17/ - 5.

На карте сейсмического районирования Устьселенгинской депрессии и сопряженной с ней Селентино-Итандинской впадины выделяются территории с 7,8,9 и 10 - балльной сейсмической опасностью.

Полевое сейсмогеологическое обследование Боргойско-Гусино-Иволгинской системы впадин позволило выявить места фрагментарного обновления древних разломов /сейсмоструктуры Гусинозерская и Иволгинская/. Исходя из всего имеющегося геологического и геофизического материала, учитывая структурно-сейсмогеологическую позицию региона, потенциальная сейсмичность глубинных швов в приконтурной полосе депрессий определяется в 8 баллов с возможным повышением до 9 баллов в районах сеймогенных структур.

Сейсмическое районирование Боргойско-Гусино-Иволгинской системы впадин проведено с учетом сеймотектонических и структурно-неотектонических особенностей отдельных участков.

Районы с интенсивностью землетрясений 9 баллов охватывают зоны сеймотектонически обновленных швов. Эпицентры землетрясений расчетной интенсивности могут иметь место в любой точке 9-балльных районов, однако наиболее вероятны они вблизи главных трасс разломов и их саттелитов. Последние, к тому же, могут определять размеры и ориентировку плейстосейстовых областей.

Ввиду того, что нет оснований предполагать активность нагорных крыльев разрывов в момент сеймогенной подвижки, ширина максимального потрясения не превысит здесь 1-1.5 км на скальных грунтах. Во впадинах теоретическая 9-балльная изосейста не выйдет за пределы 300-400 метровой изопакиты, располагающейся, как правило, не далее 2-2.5 км от стволых

трасс разломов. Таким образом, суммарная ширина 9-балльной полосы может изменяться в пределах 3-4 км. Она несколько увеличивается на тех участках, где выявленные сейсмогенные сбросы и грабены имеют оперяющие разрывы, не испытывавшие обновления.

Районы с интенсивностью землетрясений 8 баллов повышенной сейсмической опасности и /8^a/ вытягиваются вдоль структурных швов, в той или иной мере испытывавших мезокайнозойскую активизацию. Известно, что перед сильнейшими землетрясениями в напряженное состояние /близкое к пределу прочности пород/ приводится объем земной коры равный сфере с радиусом до 50 км. Для очагов 8-балльных землетрясений, зарождение которых можно ожидать в корневой зоне Боргойско-Гусино-Иволгинских депрессий, эта цифра будет значительно меньше.

Учитывая анизотропность верхних слоев литосферы и, в первую очередь, обилие здесь разрывов разного масштаба и глубины заложения, нельзя уверенно сказать, в зоне какого из них произойдет очередная разрядка упругих напряжений. С этих позиций эпицентры землетрясений расчетной интенсивности могут ожидать прежде всего на всей территории 8-и и 9-балльных районов, так как именно здесь проходят зоны сочленения разнонаправленно движущихся блоков земной коры с максимальными градиентами вертикальных смещений.

В Боргойской впадине в район 8^a входят линейно-вытянутые глубокие приразломные прогибы мезокайнозойской и неоген-четвертичной активизации /Баян-Ундурский и Чандинский/, днища и борта которых осложнены многочисленными разломами различной ориентировки. Обилие мезокайнозойских разрывов обуславливает

заливообразную конфигурацию района 8^а в пределах хребта Даб-хор, Хонхорской и Гусиноозерской впадин.

В район 8^а включается кристаллическое ядро Соленопадской перемычки и сопряженная с ней Убукунская депрессия - миниа-турные структуры, ограниченные со всех сторон разломами.

Повышенная сейсмическая опасность районов 8^а обусловлена тем, что интенсивность землетрясений в их эпицентральных зонах может несколько превышать расчетную по причине физического состояния /разрыхленности/ структурных швов. Однако здесь нельзя ожидать значительных деформаций земной поверхности, разумеется, при отсутствии неблагоприятных инженерно-геологических условий.

Р а й о н ы с и н т е н с и в н о с т ь ю 8 б а л - л о в в пределах рассматриваемой территории включают хребты Хамар-Дабан, Хоруха, Ганзауринский, а также Иволгинскую, Удинскую и часть Гусиноозерской впадины. Расчетная сейсмичность территории северо-западного горного обрамления изученной полосы депрессий определяется его близостью к высокобалльным районам Южного Прибайкалья и возможной морфоструктурной принадлежностью отдельных элементов к собственно Байкальскому сейсмическому поясу. Транзит потрясения расчетной интенсивности из южнобайкальских 9-10-балльных очагов в эту область основан на величинах радиусов соответствующих изосейст. Зона же разломов, которая могла бы сыграть в этом случае роль естественной защиты, поглотив часть энергии сейсмических волн, располагается у юго-восточного подножия Хамар-Дабана. Она служит сейсмическим экраном лишь для полосы впадин и остальной части их горного обрамления. Это, в частности, подтверждается аномалиями землетрясений в г.Улан-Удэ, на что указывает

В.П.Солоненко.

8-балльные районы на остальной территории выделены с учетом размеров потрясения из местных 9-балльных очагов.

Районы с интенсивностью землетрясений 7 баллов расположены в пределах Боргойской, Гусиноозерской, Оронгойских, Петропавловской впадин и на их кристаллических перемычках. Сюда же относятся хребты Хоготский, Боргойский и Моностойский. Активные разрывные структуры здесь отсутствуют, а пассивную реакцию отдельных зон разломов на встряхивание следует ожидать лишь при максимальном транзитном сейсмическом воздействии.

Снижению сейсмического эффекта до расчетного способствуют скальные и полускальные грунты горной части 7-балльных районов и мощная толща рыхлых отложений во впадинах.

С.С.Красинец /ЗабНИИ/

К ВОПРОСУ ОБ ЭТАПАХ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОГО РАЗВИТИЯ
И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ БАЛЕЙСКОГО ГРАБЕНА
/ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ/

В связи с тем, что к Балейскому грабену приурочено крупное золоторудное месторождение, необходимо при разработке комплексных критериев поисков подобных месторождений расшифровать его основные этапы развития и определить геотектоническую позицию.

Балейский грабен является типичной конседиментационной структурой, развивающейся как составной, но вполне самостоятельный элемент позднемезозойской Ононо-Удинской депрессион-

ной зоны Восточного Забайкалья. Конседиментационное развитие Балейского грабена, происходившее в конце поздней юры и раннем мелу, подразделяется, как показал тектоно-стратиграфический анализ слагающих его отложений. /Красинец, 1967/, на три главных взаимосвязанных этапа.

Первый из них протекал в условиях тектонической активизации, приведшей к относительно быстрому воздыманию южного обрамления грабена и образованию здесь высокогорного Пропетровского хребта. Последний служил основным источником грубообломочного материала, накапливавшегося в грабене в субазральной обстановке подгорно-веерной области в виде толщи красноватых валунчатых и валуноносных плохо отсортированных конгломератов /тергенская свита мощностью до 400 м/. Одновременно с горстовым воздыманием южного обрамления грабена происходило ступенчатое опускание его фундамента по разломам северо-восточного направления, которые предопределили, вместе с субмеридиональными разломами, положение рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур. Фациальный анализ тергенской свиты указывает на существование, кроме южного борта грабена, также западного и восточного бортов, что свидетельствует о его изолированности поперечными поднятиями.

Следующий этап развития Балейского грабена, постепенно сменивший начальный этап активных тектонических движений, напротив, протекал в условиях относительного тектонического успокоения. Этому этапу соответствует накопление значительно более тонкозернистых отложений, представленных в центре грабена толщей алевролитов, гравелитов и песчаников и более грубообломочными породами около северного борта, который был главным источником сноса. Отложения этого этапа выделяются нами в Балейскую свиту, максимальная мощность которой около

200 м.

Новая резкая тектоническая активизация, последовавшая после накопления Балейской свиты, определила переход грабена в последний, заключительный этап его конседиментационного развития, который также как и начальный протекал в условиях активных тектонических движений. В отличие от первого, в рассматриваемый этап происходит быстрое воздымание не южного, а северного обрамления грабена, где в это время сформировался высокогорный Правоборщевочный хребет. В грабене у подножья этого хребта накапливаются грубообломочные и крайне плохо отсортированные отложения зоны осыпей и обвалов горных склонов и конусов выноса бурных водотоков и селей. По периферии веерно-грубообломочной зоны отлагались более тонкозернистые отложения /алевролиты, песчаники/ периферии конусов выноса и мелких озер. Отложения данного этапа объединяются нами в Каменско-Новотроицкую свиту, мощность которой достигает, в наиболее погруженных блоках грабена, 400 м.

Интенсивные тектонические движения данного, заключительного этапа развития Балейского грабена не только моделировали высокогорный рельеф в его обрамлении и вызвали значительное опускание фундамента, но были, скорее всего, причиной вспышки гидротермальной деятельности, которая и привела к формированию золоторудного месторождения. Такое представление вполне согласуется с мнением геологов комбината "Балейзолото" Н.А.Ерохина, С.В.Чеглокова и В.Г.Хомича о связи золотого оруденения Балейского грабена с конседиментационным его развитием.

В региональном геотектоническом положении Балейского грабена, на наш взгляд, наиболее существенное значение имеет его приуроченность к месту пересечения двух протяженных глубинных

разломов: Борщовочного северо-восточного простирания и поперечного к нему северо-западного Балеиско-Дарасунского.

Важность этого обстоятельства, впервые отмеченного Н.А.Фогельман, определяется тем, что к настоящему времени выявлена значительная роль этих и аналогичных им глубинных структур в геологическом развитии и металлогении Забайкалья /Фогельман, 1960, 1962; Томсон и др., 1962; Архангельская и др., 1962; Мاستюлин, 1966; Огородников, 1966 и другие/.

Роль Борщовочного и Балеиско-Дарасунского глубинных разломов в формировании мезозойских структур была существенно различна. Борщовочный разлом контролировал положение Ононо-Удинской региональной депрессионной структуры, которая протягивается почти на 150 км от среднего течения р.Онона и низовий р.Унды до р.Куренги. Следует отметить, что указанная зона ограничивается поперечными к ней северо-западными глубинными разломами: с запада - Восточно-Агинским и с востока - Нерзаводско-Сретенским /Мастюлин, 1966, 1967; Огородников, 1966/.

Геологическое строение Ононо-Удинской региональной структуры показывает, что в позднем мезозое она проявила себя как депрессионная зона сложного развития, в пределах которой происходило интенсивное осадконакопление. Так, в юго-западной части накапливались морские и континентальные нижнеюрские отложения, а в средней юре формировался Караксарский межгорный прогиб, заполненный грубообломочными отложениями мощностью до 2000 м. К северо-восточной части этой же депрессионной зоны приурочен крупный средне-позднеюрский Шадаронский прогиб, заполненный осадочно-вулканогенными образованиями, и позднеюрско-раннемеловая Ундино-Далинская впадина и еще более молодые раннемеловые грабенсинклинали. Таким образом, в позднем мезозое в

рассматриваемой зоне происходило дифференцированное во времени и пространстве прогибание: в более ранний этап интенсивное прогибание происходило в юго-западной части, а в более поздний - в северо-восточной.

Роль структурного барьера, разделявшего названные, различно развивавшиеся части Ононо-Ундинской депрессионной зоны, выполнял Балеиско-Дарасунский глубинный разлом.

Н.А. Фогельман /1965/ отнесла последний к системе скрытых разломов фундамента и отметила, что в месте пересечения его с "приборщовочным юрским прогибом" в предмеловое время обособился относительно приподнятый Балеиский блок, осложненный одноименным грабеном. Этим исследователем подчеркивались глубинность и древнее заложение рассматриваемого разлома. В позднем мезозое Балеиско-Дарасунский глубинный разлом в месте пересечения с Ононо-Ундинской депрессионной зоной проявлял себя как относительное поднятие, ограничивающее в начале, с востока Каракарский прогиб, а затем с запада Шадаронский прогиб и Ундино-Даинскую впадину.

В строении и развитии Балеиского грабена нашло отражение его специфическое геотектоническое положение, а именно, его одновременная приуроченность к депрессионной зоне северо-восточного простирания и поперечного к ней поднятия в зоне глубинного разлома северо-западного направления. С одной стороны, сравнительно интенсивное опускание отдельных блоков фундамента, наличие конседиментационных разломов северо-восточного простирания являются отражением положения грабена в зоне глубинного разлома северо-восточного простирания. С другой стороны, сокращенная мощность отложений Балеиского грабена по сравнению с одновозрастными образованиями Ундино-Даинской

Впадины, его изолированность с востока и запада поперечными поднятиями, наличие субмеридиональных разломов как в фундаменте грабена, так и по периферии указывают на одновременную его связь с глубинной северо-западной структурой.

А.С.Флаасс

МОДИФИКАЦИЯ УНАСЛЕДОВАННЫХ СТРУКТУР СКЛАДЧАТЫМИ
ДВИЖЕНИЯМИ
/Северо-Байкальское нагорье/

Специфика структурного плана мамско-бодайбинской толщи верхнего протерозоя заключается в смене северо-восточного простираения /мамские структуры/ на субширотное /бодайбинские структуры/. Существует несколько точек зрения на характер сочленения этих структур /Т.М.Дембо, 1955; Д.А.Великославинский, 1957; А.К.Кондратенко и С.Д.Шер, 1960; В.М.Таевский и З.К.Таевская, 1961/

Новые данные по этому вопросу были получены В.С.Некрасовым и автором при геологосъемочных работах в 1962-1965 гг. в районе нижнего течения реки Тахтыги и в центральной части Мамско-Витимского водораздела. Здесь наблюдались три основных способа сочленения структур: 1/ плавная смена простираений; 2/ бифуркация осей и осевых плоскостей; 3/ примыкание субширотных структур к северо-восточным под значительным углом. При расшифровке внутреннего строения карбонатной толщи резкость в смене направлений значительно сглаживается.

Все эти способы сочленения структур не могут быть объяснены ни глубинным разломом северо-восточного направления на стыке мамских и бодайбинских структур, ни одновременным возник-

новением их в процессе складкообразования. Важным для понимания генезиса этих структур являются наблюдения А.К.Кондратенко и С.Д.Шера в бассейне верхнего течения реки Тахтыги, где авторами отмечается значительное сокращение мощностей свит по мере приближения к крупным антиклинальным формам, что несвойственно собственно складчатым структурам. Особенности сочленения наиболее удовлетворительно объясняются в том случае, если эти формы относить к унаследованным, т.е. к формам конседиментационного заложения.

Для Витимо-Патомского нагорья на первичность дугообразной конфигурации геосинклинального бассейна и находящихся в его пределах основных структурных форм указывают В.К.Головенок /1961/ и Л.И.Салоп /1962/.

Ориентировка и морфология наиболее крупных структур была, таким образом, в значительной степени predetermined в доскладчатый период в результате неоднородных колебательных движений дна геосинклинального бассейна.

Унаследованность крупных геологических структур на протяжении значительных отрезков времени неоднократно доказывалась палеогеографическими исследованиями, проводившимися в различных геосинклинальных областях. Наблюдения показывают, что нередко даже отдельные антиклинальные и синклинальные формы образуются одновременно с накоплением слагающих их толщ /Л.Б. Рухин, 1962/.

Исследования, проведенные Н.С.Шатским в пределах Большого Кавказа, убедительно показали, что даже структурн, не превышающие в поперечнике 1,5-2 км, заложены в период осадконакопления и формировались на протяжении десятков миллионов лет. Складки шириной в 3-7 км среди среднепалеозойских отложений

Южной Ферганы, изучавшиеся Н.М.Синицыным /1951/, также имеют конседиментационное заложение. К аналогичным выводам пришел Д.С.Кизевальтер /1948/, изучая развитие узких /4-5 км/ зон в Передовом хребте северного склона Большого Кавказа. Примеры унаследованности структур приводятся различными авторами для Урала-Тянь-Шаня и других районов с геосинклинальным развитием.

После этапа осадконакопления и образования конседиментационных структур породы мамско-бодайбинской толщи испытали региональный метаморфизм и интенсивное смятие, что внесло значительные изменения в морфологию структур доскладчатого заложения. С этим периодом связано возникновение собственно складчатых форм.

В местах значительных отклонений в простирании конседиментационных структур от нормали к господствующим силам тангенционального сжатия /в данном случае - структур субширотного заложения при северо-западном направлении сил/ возникли своеобразные особенности мелких структурных элементов, накладывающихся на доскладчатые формы. Наиболее полно эти особенности выражены в Тахтыгинской синклинали. При общем субширотном простирании структуры мелкие складки, осложняющие её крылья, имеют шарниры, падающие в северо-восточном направлении. Параллельно шарнирам располагается бороздчатость и линейность скоплений слюдоносных минералов. Линейность дистена ещё в большей степени отклоняется к северу.

По своей морфологии складки в Тахтыгинской синклинали, осложняющие как её нормальное крыло юго-восточного простиранения, так и запрокинутое, простирающееся от замковой части к северо-востоку, относятся к типу асимметричных. В береговых

обнажениях реки Тахтыги амплитуда их колеблется от 1-2 метров до первых десятков метров. По характеру узора эти складки близки к складкам волочения: в левом крыле синклинали они имеют левый рисунок, в правом - правый. В участках крыльев, наиболее удаленных от замков структуры, породы смяты в узкие сильно вытянутые изоклинали типа складки. По мере приближения к замковым частям структуры степень сжатости складок уменьшается. Наряду с изоклинальными появляются плавные формы, позволяющие более уверенно устанавливать относительные возрастные взаимоотношения различных пластов и пачек. В непосредственной близости к замкам развиты складки плавного и флексурообразного типа /по классификации А.Н.Казакова, 1960/. Наклон их осевых плоскостей к югу несколько уменьшается, и оба крыла имеют, как правило, нормальное залегание. Закономерное расположение различных по морфологии асимметричных складок относительно элементов унаследованной структуры в однородных по компонентности породах является результатом неодинаковой амплитуды дифференциальных межпластовых подвижек в различных частях синклинали.

В Тахтыгинской синклинали ярко выступает еще одна особенность, заключающаяся в значительном несоответствии элементов слоистости, замеренной в коренных обнажениях, простиранию и падению крыла в целом. Простиранию крыла отвечает зеркало складчатости - плоскость, проходящая через шарниры мелких асимметричных складок в кровле или подошве соответствующей пачки. Так в запрокинутом крыле Тахтыгинской структуры эта плоскость имеет азимут падения $340^{\circ} \angle 70^{\circ}$, а слоистость - $0^{\circ} \angle 50^{\circ}$. В другом крыле азимут падения зеркала $45^{\circ} \angle 30^{\circ}$, слоистость - $0^{\circ} \angle 50^{\circ}$.

Недооценка этой особенности может привести к грубым ошибкам в определении залегания монотонных литологически, но ин-

тенсивно смятых пачек и к неточной характеристике структуры в неоднородных породах.

Д.В.Лопатин, В.А.Белова /ИЗК СО АН СССР/

К ТЕКТЕНИКЕ И СТРАТИГРАФИИ КАЙНОВОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАРСКОЙ ВПАДИНЫ

Чарская впадина является классическим примером больших сухоходольных котловин Байкальской рифтовой зоны. Она заключена между двумя крупными морфоструктурами - Кодаром с севера и Удоканом с юга и отражает черты развития обеих в своём строении. Согласно новейшим данным магнитометрии максимальное погружение фундамента впадины составляет 2300 м относительно современного уровня рельефа, составляющего 650-750 м. В результате асимметричного строения впадины ось максимальных погружений смещена к кодарскому борту. В рельефе коренного ложа её наблюдаются две депрессии - в низовьях р.Средний Саукан глубиной 1250 м и в приустьевой части р.Апсат - 2300 м. В сторону Удокана наблюдается пологий откос, в строении дна, осложненный разрывами и неровностями донеогенового рельефа. К Кодару же наблюдается резкий крутой уступ, осложненный отдельными блоковыми ступенями. Подобное строение фундамента в основных чертах нашло свое выражение в современном рельефе, что говорит об стабильности развития впадины на протяжении рифтообразования и наличия, таким образом, конседиментационной складчатости кайнозойского рыхлого чехла.

Большинство исследователей считает, что впадина полностью загружена кайнозойскими образованиями. Но есть и другая точка зрения, утверждающая возможность залегания более древних /юр-

ских/ толщ. При этом одни считают, что Чарская впадина развивалась унаследованно с мезозоя, другие отвергают это, считая, что в кайнозойе произошло пересечение юрской депрессии рифтом, в результате чего получилось суммирование мощностей погружения, чему и обязано такое прогибание в районе Апсатской депрессии. Отсюда видно, что вопрос о наличии или отсутствии мезозойских отложений в разрезе осадочного чехла впадины остается открытым. Поэтому точно определить мощность кайнозойских толщ не представляется возможным. Предположительно она будет составлять разность между отметками максимально опущенной точки и максимальной мощностью юрских отложений, обнаруженных в прибортовой части впадины в Кодаре /1300 м/ и будет достигать 1000 м.

Отсутствие в обнажениях нижних отделов кайнозоя древнее среднего квартала затрудняет расчленение толщ. Особую трудность составляет выяснение возраста верхних толщ разреза в отрыве от нижних. Она, кроме того, заключается в расплывчатости биостратиграфических критериев, базирующихся на данных, отражающих слишком большие временные диапазоны и в том, что даже эти отправные моменты разработаны для равнинных областей Советского Союза, а мы имеем дело с изолированными котловинами. В сложившейся ситуации нами применялся синтетический морфофациально-палинологический метод, состоящий из органического единства морфологического, литолого-фациального и доведенного до нового качественного уровня спорово-пыльцевого анализов. Все остальные общепринятые методы датировки отложений существенно дополняли основной.

Основные положения применяемого нами палинологического анализа разработаны В.А.Беловой. Было установлено, что механический перенос спорово-пыльцевых комплексов, разработанных

для равнинных территорий, в условиях внутригорных котловин дает искаженные результаты. А Чарская котловина принадлежит именно к такому типу ландшафтов и характеризуется чрезвычайно резкой микрокомплексностью природных объектов, что находит отражение в сложности растительного покрова, с одной стороны, и фациального строения, с другой. На ограниченной площади здесь соседствуют различные лесные, болотно-кустарниковые /физиономически сходные с перигляциальными группировками позднего квартала/, горно-тундровые, ксерофитные и другие растительные сообщества. Подобная пестрота неравнозначных местообитаний, по-видимому, существовала и раньше, поэтому можно предположить, что ископаемые спорово-пыльцевые спектры возникли в условиях, сходных с современными, то есть при постоянном интенсивном приносе пыльцы и спор со склонов гор, что сильно затрудняет их интерпретацию. Такой осредненный спектр мало надежен для палеогеографических и прочих построений. В этих условиях основная задача заключается в выяснении адекватности спорово-пыльцевого спектра коренной фациальной растительности, то есть выделение из осредненного спектра его инситной части. С этой целью была сделана попытка применить статистические методы исследования. Выявление зависимостей и их количественных выражений целесообразнее начинать со спектров из поверхностных проб. В этом случае появляется возможность сопоставить их с современной растительностью опробованных участков. Только после этого нужно переходить к анализу ископаемых спектров. С помощью дисперсионно-регрессионного анализа спорово-пыльцевых спектров поверхностных отложений нам удалось установить цифровое значение степеней зависимости /коэффициентов детерминации и множественной криволинейной корреляции/ между компонентами этих спектров. Сопоставление с современной растительностью дало воз-

возможность оценить их качественно. Подсчет коэффициентов детерминации и множественной криволинейной корреляции дал возможность судить о степени участия того или иного вида в растительном сообществе на опробованном участке и выделить те формы, пыльца которых является принесенной. Применение методов математической статистики дает возможности значительно увеличить объективность и точность палинологических данных для целей стратиграфии и палеогеографии.

На основании вышеизложенного подхода удалось выработать стратиграфическую схему четвертичных отложений Чарской впадины. Выделяется два базальных горизонта. Первым является моренные образования, вторым - отложения первой надпойменной террасы. На основании палеогеографических реконструкций мы рассматриваем возраст морен как верхнечетвертичный Q_3^1 /. Возраст террасовых отложений установлен синтетическим методом, описанным выше, в комплексе с находками мамонтовой фауны, изучением диатомовых водорослей и остатков флоры ископаемых торфов. Он определен как поздне-последлединовый и соответствует границе верхнего квартера и нижнего голоцена. Возраст всех остальных отложений рассматривался относительно базальных горизонтов.

Наиболее древними из обнаруженных отложений Чарской котловины являются древнеаллювиальные галечники и озерные супеси, залегающие в основании морен. Возраст их рассматривается как среднечетвертичный Q_2 /. Синхронно моренам накапливалась толща песков /около 100 м видимой мощности/. По данным А.И.Музиса, они являются среднечетвертичными /по схеме В.Н.Сакса/ озерно-аллювиального генезиса и соответствуют оледенению. По нашим данным они формировались в период отложения базальных морен на протяжении длительного этапа, включая верхний и средний квартал, по И.А.Музису, и имеют задровое происхождение. К задрам при-

слонены или наложены на них песчано-галечниковые образования континентальных дельт. В самостоятельный горизонт они выделяются по сочетанию и распространению определенных групп фаций и микрофаций, а по времени формирования сопоставимы с позднеледниковым Q_3^2 . Фациально эти образования переходят в русловых первой надпойменной террасы, имеющий тот же возраст. С ним голоценом сопоставляются валунно-галечниковые отложения аллювиальных дельт, так как они накладываются на континентальные и одновременно в некоторых местах фациально замещаются русловым комплексом пойм. К образованиям верхнего голоцена относятся супеси и пески аллювиально-озерного генезиса и пойменные комплексы пойм, поскольку они тоже находятся в согласном взаимозамещении.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ
РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ

А.Д.Щеглов /ВСЕГЕИ/

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ
БАЗЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА БЛИЖАЙШИЕ ГОДЫ**

1. Создание десять лет тому назад Бурятского геологического управления явилось переломным моментом в изучении геологического строения Западного Забайкалья - интереснейшего региона Восточной Сибири, обладающего значительными перспективами развития минерально-сырьевой базы.

2. Крупнейшим достижением в познании особенностей геологического развития Западного Забайкалья, определяющим общие перспективы поисковых работ в регионе и представляющим результат огромных усилий многих исследователей различных организаций, является установление на территории Западного Забайкалья самостоятельного металлогенического значения трех разновозрастных складчатых зон: байкальской, каледонской и герцинской, характеризующихся определенными комплексами месторождений, проявляющихся в разных структурных обстановках. Особо важно выделение самостоятельной зоны каледонской складчатости, с развитием которой связано возникновение крупных концентраций колчеданных руд в связи с вулканогенными геосинклинальными толщами нижнего кембрия.

3. Другим важным итогом геологических исследований последних лет является установление и изучение процессов автономной мезозойской активизации, накладывающихся на протерозойские и раннепалеозойские структуры и играющих совершенно особую роль в металлогении Западного Забайкалья. С этими процессами связано формирование крупных месторождений эндогенных руд.

4. В последние годы выяснено, что различные группы эндогенных месторождений Западного Забайкалья проявляются в разных, но характерных для каждой группы геологических обстановках, и их размещение контролируется присущими только данной группе факторами, определяющими основные закономерности локализации месторождений в пространстве и во времени. Это обстоятельство позволяет на подлинно научной основе определять направление поисковых работ, даже в еще недостаточно изученных районах.

5. На территории Бурятии в пределах Западного Забайкалья необходимо сосредоточить усилия поисковых работ в нескольких наиболее перспективных районах, целеустремленно раскрывая их потенциальные возможности. Приводится характеристика районов. Дается характеристика основных геологических факторов, контролирующих размещение месторождений важнейших промышленных групп.

6. Важной задачей ближайших лет является создание в верховьях Витима принципиально нового оловорудного района, что требует не только всестороннего изучения известных в настоящее время рудопроявлений и организации широкого фронта поисковых работ, но и постановки тематических исследований для всесторонней характеристики оловоносных интрузий, установления времени и особенностей их локализации в пространстве. Намечается, что рудопроявления олова связаны с трещинными интрузиями гранит-порфиров условно раннемезозойского возраста, размещение которых контролируется зонами разрывных нарушений. По данным И.Я.Кузьмина, такие интрузии приурочены к разломам северо-западного простирания, которые развиваются наподобие лестничных жил, будучи ограниченными региональными разрывами северо-восточного направления. В.А.Попеко на территории Читинской области установлено

зонально-кольцевое строение массивов, сопровождающихся оловянной минерализацией, и их тесная связь с покровами кислых эффузивов.

7. Одной из сложных задач расширения минерально-сырьевой базы Западного Забайкалья является выявление крупных редкометалльных месторождений в Джидинском районе. Здесь основное внимание должно быть уделено поискам слепых месторождений в ареалах интрузий, не выходящих на поверхность, с учетом наблюдающейся на Джидинском месторождении горизонтальной зональности оруденения. Необходима разработка новых методов поисков слепых месторождений на основе составления трехмерных /объемных/ прогнозных карт. Общие перспективы молибденового оруденения в Джидинском районе представляются ограниченными.

8. По-прежнему острой проблемой остается вопрос поисков флюоритовых месторождений с запасами, необходимыми для работы крупных горнорудных предприятий. В этом отношении особое значение приобретает разработка методов поисков слепых стратиформных рудных тел. Последние могут быть выявлены среди карбонатных толщ в бассейнах рр. Джиды и Темник, а также севернее трансибирской магистрали в пределах байкальского складчатого пояса.

9. Заслуживают более пристального внимания вулканогенные отложения нижнего кембрия, развитые южнее г. Улан-Удэ, среди которых не исключено открытие подиметаллических месторождений колчеданного типа.

10. В Западном Забайкалье крайне недостаточно изучены мезовойские вулканогенные формации в аспекте их рудоносности. В настоящее время даже потенциальные перспективы открытия связанных с ними эндогенных месторождений весьма иллюзорны. В то же время более чем вероятно, что с комплексами наземных эффузивов ассоциируют/ся/ значительные рудные концентрации,

которые могут быть представлены сложной гаммой различных по минеральному составу месторождений. Изучение рудоносности вулканогенных образований должно явиться одной из первоочередных задач научно-исследовательских работ в регионе.

11. Характерной особенностью многих областей автономной активизации является тесная связь с ними районов развития телетермальных полиметаллических и флюоритовых месторождений. Сходная картина наблюдается и в Западном Забайкалье, где кроме Прибайкальского свинцово-цинкового рудного пояса могут быть выявлены новые рудоносные структуры по северной периферии области автономной активизации.

12. Общие геологические перспективы развития минерально-сырьевой базы Западного Забайкалья весьма благоприятны. Они указывают на реальную возможность открытия новых крупных месторождений разных типов, в том числе еще не известных для данного региона. К их числу, например, могут относиться эпитеермальные марганцево-вольфрамовые месторождения или месторождения "пятиэлементной" формации. Правильность установленных ранее на территории Западного Забайкалья закономерностей размещения эндогенных месторождений подтверждается практическими открытиями.

Отрадно, что геологи Бурятского геологического управления встречают славную годовщину 50-летия Октября и десятилетний юбилей Управления не только значительными успехами в развитии минерально-сырьевой базы Западного Забайкалья, но и имеют благоприятные геологические перспективы, определяющие направление поисковых работ на ближайшие годы.

В настоящее время уже несомненно, что очень скоро Западное Забайкалье превратится в новую крупную полиметаллическую рудную провинцию Советского Союза.

В.А.Дворкин-Самарский /Бур. филиал СО АН СССР/

ФОРМАЦИИ, ФАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Большинство современных классификаций метаморфических пород составлено с учетом минерального и химического состава, структур и текстур пород, вида их метаморфизма и физико-химической обстановки, в которой они образуются. При этом одни исследователи придадут большее значение фации глубинности /У.Грубенман, П.Ниггли/, другие - давлению и температуре /П.Эскола, Н.А.Елисеев/, третьи - фациям и видам метаморфизма /Н.П.Семененко/. Однако, ни в одной из классификаций метаморфических пород не учтен геологический фактор, т.е. тектоническое положение метаморфических комплексов; так, как это сделано Ю.А.Кузнецовым при выделении формаций магматических пород. Вместе с тем ясно, что принципы выделения метаморфических и магматических формаций и их более мелких подразделений в общих чертах должны быть близкими, так как метаморфизм и магматизм в земной коре вызываются общими тектоническими причинами, часто совпадают по времени и пространственному размещению.

Важное значение геологического фактора видно из следующих примеров: в платформенных условиях на глубинах 3-8 км встречаются месторождения нефти и лишь изредка проявляется цеолитовая фация метаморфизма. Такие же глубины в орогенных областях могут характеризоваться очень высоким метаморфизмом вплоть до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Существенные различия имеются в метаморфизме орогенных и собственно геосинклинальных областей. Для собственно геосинклинальных этапов развития подвижных поясов обычно характерен метаморфизм фации зеленых сланцев, аутометаморфизм и другие сравни-

тельно низкотемпературные изменения. В орогенных областях, как отмечалось выше, развивается прогрессивный региональный и регионально-контактовый метаморфизм, формируются батолитовые грайтоидные интрузии, на поздних этапах развития широким распространением пользуется динамометаморфизм и около-трещинный термально-метасоматический тип метаморфизма. Своеобразны условия метаморфизма щитов и ранних стадий развития древних платформ. В этих структурах широким распространением пользуются фации гиперстеновых гнейсов и ультраметаморфизма, развиваются диафторез и биметасоматические изменения. Считается, что появление гиперстена свидетельствует об исключительно высоких температурах и давлении при метаморфизме. Однако, Д.С. Коржинский указал на то, что образование гиперстена может происходить при определенных изменениях активности щелочей.

В последние годы Б.Я. Хорева рассмотрела специфические особенности линейно вытянутых метаморфических поясов, связанных с зонами глубинных разломов. Нередко с такими поясами связаны проявления золота, бора, цинка, меди и других металлов, иначе говоря, наблюдается определенная металлогеническая специализация этих поясов. Для объяснения формирования метаморфических поясов в зонах глубинных разломов интерес представляют экспериментальные работы Д. Кеннеди, доказавшего полную растворимость летучих в силикатном расплаве при высоких температурах и давлении. По подсчетам Е.К. Лазаренко в земной коре на глубине ниже 35 км невозможно существование водной /летучей/ фазы, а, следовательно, там не происходит гидротермальное и пневматолитовое минералообразование. В зонах глубинных разломов имеет место резкое понижение давления и может осуществляться дегазация верхней мантии, что вызывает приразломный метаморфизм и геохимическую специализацию

растворов.

Из сказанного следует, что геологический фактор оказывает решающее влияние на распределение различных типов метаморфогенных месторождений полезных ископаемых. Так, например, только для древнейших толщ характерны джеспилиты, апатитовые залежи и флогопит-диопсид-кальцитовые околотрещинные биметасоматиты. При прогрессивном метаморфизме орогенных областей, преимущественно в протерозое и палеозое, формируются месторождения графита, дистена, а при околотрещинном метасоматозе - рутил - хлоритовые и силлиманитовые сланцы. Для спилито-кератофировых толщ геосинклинальных областей характерны зоны пиритизации и золоторудные месторождения. Большинство контактово-метасоматических, аутометасоматических, а также некоторые телетермальные рудные месторождения формируются в зонах разломов на поздних этапах развития орогенных областей и т.д.

На основании изложенного, мы предлагаем формационно-генетический принцип классификации метаморфических комплексов, который после детальной характеристики формационных типов может стать чисто формационным /табл.1/. Приведенная схема является предварительной и не претендует на строгое выделение метаморфических формационных типов. Однако, она может стать принципиальной основой для создания классификации метаморфических формаций и выявления закономерностей размещения метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.

Таблица 1

С Х Е М А

классификации формаций, фаций и металлогенических особенностей
метаморфических комплексов

Ряды формаций	Тип метаморфизма	Фация глубинности / или фация Рт/	Формационный тип	Пример месторождений полевых ископаемых
1	2	3	4	5
Формации шкотов и ранних стадий развития древних платформ	Прогрессивный / региональный /	Абиссальная / ? /	Эклогитов, гиперстенных гнейсов	?
	Регрессивный / термомо- и динамометаморфизм /	Абиссальная	Мигматитов, гранатамфиболовых гнейсов	Джеспилиты, мраморы, графит
	Околотрепшинный / биметасоматический /	Мезоабиссальная	Эпидиот-амфиболитовый	?
	Прогрессивный	Мезоабиссальный	Кальцит-диопсидовый	Флогопит, апатит
Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон	Прогрессивный	Гипабиссальная	Эпидиот-актинолитовый	?
	Регрессивный / автотометасоматический /	Гипабиссальная	Зеленых сланцев	Сульфидные залежи, золото?
	Прогрессивный / регионально-контактовый /	Абиссальная	Мигматитов, гранатамфиболовых гнейсов	Силлиманит
		Мезоабиссальная	Гранат-двусплюдных и биотит-амфиболовых гнейсов	дистен, графит
Формации орогенных, главных орозов, геосинклинальных этапов развития подвижных зон		Гипабиссальная	Двусплюдных, филлитовых сланцев	Андалузит, тальк

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5
	Регрессивный / регионально-контактный /	Мезоабиссальная	Серпичито-хлоритовых сланцев	Золото ?
	Окологребнистый / диамонометаморфизм	Мезоабиссальная	Эпидиот-альбит-кварцевых сланцев	?
	Окологребнистый / термально-метасоматический /	Мезоабиссальная	Биотит-микроклиновые, силлиманит-мусковитовые и др. сланцы	Апатит-сфен-редкоземельные / в диоритах /, рутил, силлиманит
		Гипабиссальная	Кварц-серпичитовые, хлорит-серпичитовые сланцы, пропилиты	Колчеданные, редкометальные-метасоматические м-я, кварц альпийских жил
Формации современных платформ	Диagenетический	Мезоабиссальная	Цеолит-хлоритовых сланцев	Исландский шпат
		Гипабиссальная	Гнауконитовых сланцев	Гнауконит, нефть

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Региональная зональность эндогенного редкометального оруденения северной части Витимского плоскогорья различна по масштабам ее проявления. Здесь выделяется три соподчиненных порядка зональности этой категории:

1/ зональность рудных поясов; 2/ зональность металлогенических зон; 3/ зональность поперечных рудных зон.

Зональность рудных поясов имеет наиболее общее значение в региональном распространении редкометального оруденения района. Через описываемую территорию проходит Туркино-Бамбуйский рудный пояс, контролируемый одноименным структурным швом.

В составе эндогенных полезных ископаемых рассматриваемой структуры кроме золота и алюминия /нефелиновые породы/ весьма существенную, если не главную роль, играют редкие металлы, поэтому выделение ее как рудного /редкометального/ пояса очевидно достаточно обосновано.

Туркино-Бамбуйский редкометальный пояс характеризуется полициклическостью развития, редкие металлы здесь связаны не менее чем с двумя главными металлогеническими эпохами: раннекаледонской и раннемезозойской. Определяющая роль в становлении Туркино-Бамбуйского редкометального пояса, как перспективной региональной рудоносной структуры безусловно принадлежит раннемезозойской металлогенической эпохе. По классификации А.Д.Щеглова /1966/ он относится в большей степени к типу наложенных поясов, связанных с явлениями активизации земной коры негеосинклинального характера.

Туркино-Бамбуйский пояс в пространстве ассоциируется с внешней зоной Западно-Забайкальской орогенной области раннего мезозоя и, контролируясь долгоживущим одноименным структурным швом, ограничивается системами краевых продольных разломов последнего /Имакан-Олиндинский, Горбылокский, Малоамалатский разломы/. Рассматриваемый район северной части Витимского плоскогорья располагается в центральной части пояса, продолжающегося как к СВ, так и к ЮЗ от него, куда протягиваются пришовные активизированные сиалические /магматические/ зоны раннего мезозоя. Здесь также распространены перспективные проявления редких металлов: молибдена, вольфрама, олова и других.

К ЮВ Туркино-Бамбуйский пояс, уже за пределами района, сменяется другим редкометальным поясом - Джидинским /Щеглов, 1966/, или как его называют, по пространственному положению Джидо-Витимским, связанным уже с внутренней частью Западно-Забайкальской раннемезозойской области. В северной части Туркино-Бамбуйский пояс отделяется от Джидо-Витимского устойчивым жестким выступом древнейших позднеархейских пород района. К ЮЗ граница между поясами менее отчетлива и определяется в известной степени условно. А.Д.Щеглов установил, что Джидо-Витимский пояс является юго-западным продолжением золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья /Щеглов, 1966/, выделенного в свое время С.С.Смирновым /1944/. В сравнении с Туркино-Бамбуйским Джидо-Витимский пояс характеризуется близкой по составу металлогенической специализацией, с известными месторождениями молибдена и вольфрама /Первомайское, Инкурское, Булуктайское и др./. Вместе с тем для Джидо-Витимского пояса, и особенно для его центральной части /Селенгино-Хилокское междуречье/, в сравнении с Туркино-Бамбуйским, менее характерно олово. Это, очевидно, обусловлено теми отличиями в условиях формирования внешней и внутренней

зон раннемезозойской области, а, возможно, и связано с первичной неоднородностью земной коры в отношении распределения в ней различных химических элементов. Геологическое развитие центральной части Джидо-Витимского пояса Селенгино-Хилокского междуречья в раннем мезозое, как известно, проходило по профилю сиалическофемической металлогенической провинции с существенным значением основных магм. Здесь неизвестно не только оловянной минерализации, но и крупных проявлений молибдена, вольфрама и других редких металлов, проявляющихся в пределах пояса к ЮЗ и СВ от этого района - в участках, где характер раннемезозойской активизации ближе отвечает сиалическому типу. Подобная поперечная зональность в строении рудных поясов, проявляющаяся в неоднородной металлогенической специализации отдельных районов по простиранию этих региональных рудоносных структур, в последние годы устанавливается и в других регионах и в частности в Восточном Забайкалье /Томсон, 1964; Мистник, 1967/. Она имеет место и в строении Туркино-Бамбуевского редкометалльного пояса, где эти вопросы пока еще изучены недостаточно полно, особенно для всей рассматриваемой рудоносной структуры /пояса/ в целом.

Региональная зональность типа металлогенических зон, подчиненная Туркино-Бамбуевскому поясу, определяется лишь отдельными фрагментами рудоконтролирующего шва /глубинными продольными разломами/. Металлогенические зоны в отличие от рассмотренного пояса имеют сравнительно ограниченные размеры /100-200 км в длину и 15-60 км в ширину/ и являются в большей степени моноциклическими рудоносными структурами /зонами/, по времени своего становления подразделяясь на раннекаледонские и раннемезозойские. В этой связи естественно, что одним из главных факторов развития зональности

эндогенного редкометального оруденения этого порядка является одновременность проявления соответствующей минерализации. При этом раннекаледонские и раннемезозойские редкометальные зоны занимают в районе несколько разное положение и, хотя частично и совмещены в пространстве, в основном подчинены различным структурным элементам рудоконтролирующего шва, что обусловлено спецификой развития последнего по времени.

Раннекаледонские редкометальные металлогенические зоны устанавливаются по северо-западной и юго-западной периферии Туркино-Бамбуйского пояса и рудоконтролирующего шва и согласны с общим их направлением. В соответствии с представлениями В.И.Смирнова /1965/ и А.Д.Щеглова /1966/, по своему положению в общем ходе развития района они относятся к зонам стадии общих восходящих движений и главных фаз складчатости Нами, а также Е.Е.Батуриной, в пределах района установлены Талойская, Витимканская и Амалатская металлогенические зоны рассматриваемого типа.

Раннемезозойские редкометальные металлогенические зоны в пределах района устанавливаются, главным образом, в центральной части Туркино-Бамбуйского пояса и в меньшей степени на северо-востоке описываемой площади - по северо-западной периферии вышеотмеченной региональной рудоконтролирующей структуры /пояса/. В основном на данной стадии изученности, здесь имеет место одна структурно-металлогеническая единица этой категории, названная в свое время нами Нырокской и связанная с раннемезозойской активизированной магматической зоной, наследующей контуры ниже-среднекембрийского шовного прогиба. В северо-восточном направлении Нырокская зона сопряжена с подобной Бамбуйской зоной, которая располагается, главным

образом, уже за пределами района. Эти металлогенические зоны субпараллельны по отношению друг к другу и разделены древним гранитизированным Талой-Ципинским поперечным поднятием.

Нырокская металлогеническая зона как с северо-запада, так и с юго-востока четко ограничена продольными разломами: Талойским, Витимканским и Мало-Амалатским, играющими не последнюю роль в ее формировании, также как и подобные глубинные структуры, выделяющиеся в осевой части зоны /Талой-Усойский, Коганский, Чининский разломы/. В длину рассматриваемая структурно-металлогеническая единица в пределах района достигает 150 км. При этом в юго-западном направлении здесь она не замыкается, протягиваясь дальше на соседнюю площадь, что подтверждается продолжением рудоконтролирующих разломов. Ширина зоны составляет 50-60 км. Ею в районе определяется распространение проявлений наиболее перспективного одноименного редкометального рудного комплекса раннемезозойской металлогенической эпохи. В центре зоны располагается известное Точерско-Нырокское поперечное поднятие, сочленяющееся к СЗ с Чинюканским выступом. Казалось бы, оно должно было являться определенным структурным барьером в металлогении раннего мезозоя, разделяющим разнохарактерные зоны или блоки, как это имело место в развитии раннекаледонской металлогении района и при выделении подобных структур в Восточном Забайкалье и в других регионах /Томсон, 1964; Мистник, 1966/. Однако роль его в этом отношении, как представляется в настоящее время, была незначительной и несопоставимой с той, которую оно играло в раннем палеозое, что свидетельствует о несколько пассивном развитии рассматриваемого поднятия в раннем мезозое.

Вместе с тем значение последнего отчасти было весьма

существенным в другом, а именно-в конкретной локализации редкометального оруденения в пределах Нырокской металлогенической зоны. Обрамляющие древнее поднятие поперечные глубинные разломы, тесно связанные в своем заложении именно с этой геоструктурой, принадлежат к тем структурным элементам, которые во взаимодействии с продольными разломами, определяют следующий несколько своеобразный порядок зональности редкометальной минерализации - зональность поперечных рудных зон.

Зональность редкометального оруденения типа поперечных рудных зон, наиболее четко проявившаяся в районе лишь в пределах Нырокской металлогенической зоны и подчиненная последней, имеет здесь исключительно важное значение. Она находит выражение в локализации структурных узлов с редкометальным оруденением в своеобразных линейных ослабленных участках земной коры, связанных как пространственно, так и генетически с зонами поперечных разломов. Причем непосредственно структурные узлы, как уже неоднократно отмечалось, контролируются пересечениями продольных и поперечных разломов. Редкометальная и сопутствующая минерализация, а также рудообразующие процессы /окварцевание, флюоритизация, альбитизация/ местами проявлены и за пределами этих ослабленных и наиболее высоко проницаемых участков, распространяясь вдоль зон поперечных разломов /Точерская, Верхне-Багдаринская, Сайгинская и др. зоны поперечных разломов/.

Развитие в районе нескольких систем рудоконтролирующих поперечных разломов обуславливает выделение четырех типов поперечных рудных зон /табл.1/

Типы поперечных раннемезозойских рудных зон с северной части Витимского плоскогорья и факторы, контролирующие их положение.

Табл. № 1

Рудные зоны	Факторы, контролирующие их положение
I-й тип	Поперечные поднятия и обрамляющие их крупные зоны разломов, а также разломы, связанные со структурой нижнепротерозойского фундамента и ориентированные подобно первым /аз.315-340/.
II-й тип	Скрытые протяженные зоны разломов фундамента субширотного, северо-западного простирания, заложенные в верхнем протерозое в связи с аналогично ориентированными прогибами.
III-й тип	Мелкие второстепенные поперечные нарушения, заложенные в раннем палеозое в процессе сдвиговых поперечных напряжений и большей частью связанные, как оперяющие, с разломами первых 2 групп.
IV-й тип	Субмеридиональная система разломов, проявленная по биссектрисе угла пересечения разнонаправленных СВ и СЗ-го направлений складчатых структур.

В целом поперечные рудные зоны в районе изучены еще далеко недостаточно, в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Вместе с тем в итоге проведенных исследований устанавливается, что при общей редкометальной специализации рассматриваемых рудоносных структур /Нырокский рудный комплекс/ значение того или иного элемента может быть возрастающим или убывающим. Очевидно, между отдельными зонами и особенно типами зон существуют определенные различия в характере металлогенической специализации. В частности, судя по распространению соответствующих проявлений /шлиховых и отчасти металлометрических ореолов и отдельных рудопоявлений/, выявляется, что оловоносными, главным образом, являются лишь зоны, выделяющиеся в юго-западной части района, связанные с субширотными - северо-западными разломами /П-й тип/ и с поперечным Точеро-Нырокским поднятием /1-й тип/ и обрамляющими его глубинными разрывными структурами.

Рудные зоны, распространенные в северо-восточной части района и принадлежащие исключительно к 1 типу, отличаются бедностью в отношении олова при обилии проявлений других редких металлов. Объяснения этому пока еще не найдено.

По своим масштабам зональность типа поперечных рудных зон в районе скорее имеет промежуточное значение между региональной и более частной зональностью эндогенного оруденения /зональность рудных полей/. Однако причины ее образования в северной части Витимского плоскогорья также как и при выделении зональности поясов и металлогенических зон обусловлены особенностями развития складчатого фундамента и наложенной раннемезозойской зоны активизации и неразрывно связаны с глубинным строением земной коры и дифференциацией последней, что, как показывают В.И.Смирнов /1965/ и А.Д.Щеглов /1966/, является определяющим началом при выделении зональности регионального типа.

В.И.Гальченко., А.И.Гинзбург.,
Н.П.Заболотная., М.И.Новикова/БГУ, ВИМС/

НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОДНОГО ИЗ
ФЛЮОРИТ-ФЕНАКИТ-БЕРТРАНДИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Месторождение располагается в пределах краевой части мезозойской депрессии, характеризующейся развитием крупных тектонических нарушений, оперяющих региональный долгоживущий разлом глубокого заложения. Месторождение приурочено к узлу пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, которые получили развитие в области замыкания синклинальной складки и являлись последовательно путями проникновения интрузивных пород и рудоносных растворов.

2. Оруденение генетически связано с развитием киммерийского магматического комплекса, для которого, судя по составу интрузивных пород, развитых в пределах Центрального участка месторождения: /представленных лейкокрастовыми гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами/, характерна повышенная щелочность, с резким преобладанием калия, обогащение летучими /главным образом, фтором/ и бериллием.

Форма интрузивных тел /мелкие штокообразные и дайкообразные тела/ и структура магматических пород свидетельствуют о гипабиссальных условиях их образования.

3. При формировании рудных тел месторождения, преимущественно метасоматическим путем, значительное влияние на их морфологию и состав оказывают вмещающие породы, представленные толщей переслаивающихся кислых алемосиликатных и карбонатных пород. Карбонатные породы наиболее благоприятны как для определенной направленности дифференциации рудоносного очага, так и для активного развития метасоматических процессов.

Особенно благоприятными участками для локализации оруденения являются контакты карбонатных и алюмосиликатных пород скарнов, биотитовых сланцев, сиенитов, сиенит-порфиров и других.

Рудные тела, локализуясь в узлах пересечения разнонаправленных даек с межпластовыми нарушениями, развитыми на контактах мраморизованных известняков, представлены линзообразными метасоматическими залежами, имеющими значительно большее распространение на глубину, чем по простиранию.

4. Формирование месторождений было длительным многостадийным, причем минерализация различных стадий проявилась в пределах единых долгоживущих тектонических структур, обусловивших образование выдержанных по падению рудных зон с высоким содержанием бериллия.

5. Уникально-высокие содержания окиси бериллия, обусловленные равномерно распределенной густой вкрапленностью двух главных минералов фенакита и берtrandита, содержащих в своем составе 40-44% окиси бериллия, позволяет при несложном обогащении получать высококондиционные концентраты.

6. Месторождение является комплексным флюорит-бериллиевым. Содержание флюорита, второго промышленно-ценного компонента, составляет в среднем ~ 25%.

7. На месторождении выделяется 2 группы руд - прожилково-гнездовые бериллиевые и массивные флюорит-бериллиевые, определяющие основные запасы. Среди последних намечается три основных типа руд: флюорит-берtrandитовый, флюорит-фенакитовый и флюорит-фенакит-берtrandитовый.

Образование фенакита и берtrandита происходило близко одновременно в одну стадию процесса с некоторым опережением во времени фенакита.

В распределении фенакита и берtrandита существует четкая

зональность, обусловленная условиями отложения и эволюцией растворов, выражающаяся в том, что берtrandит с глубиной сменяется фенакитом и что основная масса фенакита приурочивается к лежащему боку рудных тел.

Для бериллиевых минералов характерна почти исключительно кристаллическая форма выделений и образование радиально-лучистых агрегатов - сноповых и типичных сферолитов /для фенакита/ и листоватых розеток для берtrandита.

8. Основными жильными минералами в рудах являются полевые шпаты, кальцит и кварц. Широкое развитие в рудах полевых шпатов - альбита и микроклина, из которых последний предшествовал образованию флюорита и бериллиевых минералов, а альбит развивался по микроклину в процессе реакционного воздействия фтор-натрий-бериллийсодержащих растворов, свидетельствует о богатстве щелочами рудоносного источника.

9. Для месторождения характерна не только пространственная, но и генетическая связь с полиметаллическим оруденением. Бериллиевые минералы образуются в промежутке между максимумами выделения наиболее широко распространенных сульфидов-пирита и галенита /сфалерита/.

10. Помимо сульфидов на месторождении большим развитием пользуется барит, минерал, типичный для гидротермальных низкотемпературных полиметаллических месторождений. Он выделяется в флюорит-бериллиевый этап минерализации в конце его проявления, часто в ассоциации с галенитом.

11. Процесс формирования месторождения заканчивается широким проявлением низкотемпературного халцедоновидного кварца и опала, накладывающихся непосредственно на зоны флюорит-бериллиевых руд и скарнов.

12. Зональность существует не только в распределении бериллиевых минералов, но и основных жильных /полевого шпата,

кварца, карбоната/, выражающаяся в том, что в рудах Южного фланга месторождения преобладает полевой шпат, а Северного фланга - кварц и карбонат. Кроме того на Северном фланге в рудах значительное развитие имеет барит и низкотемпературная кварц-хальцедоновая минерализация.

Отмеченные различия в характере проявления минерализации Северного фланга свидетельствуют о более высоком эрозионном срезе его относительно южного, который представляет собой более глубокие горизонты рудных тел.

13. Таким образом, по генетическим особенностям месторождение относится к наиболее перспективной флюорит-фенакит-берtrandитовой формации, к новому флюорит-фенакит-берtrandитовому типу с уникально-высокими содержаниями окиси бериллия при крупных масштабах месторождения и с характерными особенностями минерального состава, обусловленными парагенетической ассоциацией бериллиевых минералов /фенакита и берtrandита/ с флюоритом и с минералами сульфидных типично низкотемпературных гидротермальных образований: кальцитом, баритом, галенитом, сфалеритом, станнином.

Наличие барита в рудах поверхностной части месторождения, вместе с особенностями локализации рудных тел, позволяет предполагать значительное распространение оруденения на глубину и подтверждает большую перспективность месторождения.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛЮОРИТА ЗАПАД-
НОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГОРНОГО АЛТАЯ.

При сравнении месторождений кварц-флюоритовой формации Западного Забайкалья и недавно открытых аналогичных объектов Горного Алтая авторами ранее был сделан вывод о значительном сходстве их геологического строения и структурных условий формирования, что дало основание рекомендовать комплекс поисковых предпосылок плавикоспатового оруденения, разработанный на примере первого из указанных регионов, для практического использования во втором. Полученные в последнее время данные позволяют продолжить отмеченную аналогию и в известной степени распространить ее на минералого-геохимические особенности флюоритовых месторождений обоих регионов.

Месторождения флюорита Западного Забайкалья и Горного Алтая сформировались в заключительные этапы их тектономагматического развития и связаны с субщелочными лейкократовыми гранитами повышенной фтороносности. Основная масса месторождений залегает в кислых и средних изверженных и эффузивных породах и в меньшей степени локализуется среди осадочно-метаморфических образований /преимущественно в известняках/. Сходство петрохимической специализации магмы этих регионов, с которой парагенетически связаны фтороносные растворы, и близость состава вмещающих пород определили аналогию вещественного состава руд сравниваемых месторождений. На долю кварца и флюорита в них приходится от 70 до 95%, причем содержание последнего из минералов колеблется от 2-3% до 60% и более. В резко подчиненном количестве присут-

ствуют сульфиды железа, свинца, цинка, меди, а также барит, полевые шпаты и другие минералы. Обычно не велика и роль кальцита, который, однако, в рудных телах приуроченных к известнякам /Бурин-Ульское, Бусыгино и др./ имеет довольно значительное распространение. По ведущим минеральным ассоциациям среди месторождений обоих регионов выделяются следующие типы: кварц-флюоритовый, карбонатно-кварц-флюоритовый, барит-кварц-флюоритовый, сульфидно-кварц-флюоритовый. Рудные тела месторождений, в основном, представлены жилами выполнения, протяженностью до нескольких сотен метров и более, сопровождающимися в различной степени развитыми процессами метасоматического замещения вмещающих пород. Нередко жилы характеризуются зональным строением, обусловленным закономерным распределением в них флюорита и кварца различных генераций, отличающихся габитусом и цветом. Гидротермальная деятельность на месторождениях Западного Забайкалья и Горного Алтая протекала, в основном, в интервале температур 300 -100°C и характеризовалась пульсационным поступлением растворов.

Выделяются следующие основные стадии минералообразования: 1/ ранняя кварцевая с температурой, соответствующей по данным гомогенизации 300-220°; 2/ флюоритовая /250-150°/; 3/ поздняя кварцевая /170-100°/; 4/ карбонатно-сульфидная /120-60°/.

Помимо отдельных жильных тел, пульсационная зональность оруденения устанавливается в целом по месторождениям.

В верхних частях месторождений /Хурай и другие - Зап.Забайкалье; Каянча-Горный Алтай/ обычно развиты минералы ранних /более высокотемпературных/ стадий, такие как яркоокрашенный октаэдрический флюорит и халцедоновидный кварц и, наоборот, на нижних горизонтах наблюдается поздняя низкотемпературная гидротермальная

минерализация /поздний флюорит, фарфоровидный кварц, кальцит, сульфиды/:

Отмечается тесная связь с рудоотложением гидротермального метаморфизма пород, который выразился в окварцевании оплавивании, хлоритизации, серицитизации и аргиллизации. Более узкое значение имеет карбонатизация и сульфидизация. Соотношение минеральных парагенезисов различных стадий рудообразования и характер соответствующих им изменений вмещающих пород свидетельствует об эволюции кислотности - щелочности растворов во времени, совпадающей с известной схемой Д.С. Коржинского. При этом характерно изменение подвижности ряда элементов в различные стадии минералообразования. Тесная ассоциация флюорита и кварца свидетельствует о том, что привнос фтора осуществлялся, главным образом, в виде SiF_4 и H_2SiF_6 . Расчеты показывают, что кальций, необходимый для связывания фтора, на ранних стадиях извлекался растворами преимущественно из вмещающих пород, но по мере развития гидротермального процесса увеличивался его привнос с глубины. Остальные литофильные элементы претерпели, в основном, перераспределение в пределах ореола гидротермального метаморфизма, почти не повлиявшее на изменение их первоначального количества. Более сложным является поведение щелочей и кремнезема.

В составе руд помимо основных компонентов присутствуют окислы железа /0,5-4,5%, алюминия /2-7%, титана /0,01-0,09%. Кроме того, в изменчивых количествах отмечаются свинец, цинк, медь, барий, стронций и другие элементы. В тысячных - десятитысячных долях % установлены редкие земли иттриевой группы и иттрий; характерно подчиненное значение редких земель цериевой группы. Ранние генерации флюорита /а также кварца/ характеризуются, как правило, значительно большей обогащенностью элементами-примесями по сравнению с поздними.

Жильные тела сопровождаются устойчивым геохимическими аномалиями. Одни из них связаны с некоторым повышением концентрации свинца, цинка, меди и ряда других элементов, вторые - с понижением содержания во вмещающих породах железа, марганца, титана, циркония. Как положительные, так и отрицательные первичные аномалии могут служить геохимическими индикаторами флюоритовой минерализации Западного Забайкалья и Горного Алтая.

Изложенные данные говорят о близости физико-химических условий формирования месторождений кварц-флюоритовой формации в разновозрастных структурно-металлогенических зонах. Последнее в свою очередь позволяет подойти к обоснованию возможности использования минералого-геохимических признаков, свойственных месторождениям этой формации, для поисков новых аналогичных объектов во флюоритоносных провинциях различных складчатых областей Советского Союза.

А.С.Назарова /ВИМС/

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТОЗА ВО ФЛЮОРИТ-ФЕНАКИТ-
БЕРТРАНДИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ
ЗАБАЙКАЛЬЯ

1. Месторождение и рудопоявления, на примере которых рассматриваются особенности формирования фенакит-берtrandитовой минерализации, залегают в существенно карбонатных отложениях верхнего протерозоя. Парагенетически они связаны с формацией малых интрузий лейкократовых кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров мезозойского возраста /200 млн.лет/^{х/}. Оруденение имеет также мезозойский возраст /180 млн.лет/^{хх/}.

2. Формирование рудных тел было длительным, прерывистым и проходило метасоматическим путем в три последовательных этапа.

3. В процессе 1-го этапа образования флюорит-фенакит-берtrandитовой минерализации возникла простая метасоматическая колонка, состоящая из двух зон, особенностью развития которой было непропорциональное разрастание зон. Это выразилось в том, что тыловая зона существенно микроклинового состава практически не наступала на внешнюю микроклин-флюоритовую, а мощность последней с течением процесса увеличивалась. Данный факт объясняется следующими причинами: а/ практически метастабильным состоянием системы: микроклин-флюоритовая порода - рудообразующий раствор; б/ повышенной скоростью просачивания раствора через микроклин-флюоритовую зону по сравнению с вмещающими породами и, главным образом, анионной его части.

х/ На материале И.Я.Кузьмина определен Кали-аргоновым методом О.В.Скрынником, 1961.

хх/ На материале А.С.Назаровой определен Кали-аргоновым методом А.И.Пантелеевым, 1964, ВИМС.

что обусловлено повышенной общей пористостью и отрицательным знаком дзета-потенциала; в/ большой прочностью флюорита, как химического соединения, по отношению к которому фторсодержащий рудообразующий раствор является насыщенным, ибо ему обязан флюорит своим образованием. Поэтому обменные реакции между флюоритом и раствором не происходят. Указанное не-пропорциональное разрастание зон метасоматической колонки обусловило некоторые особенности зонального строения рудных тел/ метасоматических жил и прожилков/. В первый этап рудообразования возникла микроклин-флюоритовая порода с фенакитом.

4. Второй этап рудного процесса обусловлен взаимодействием существенно натриевых растворов с фенакитсодержащей микроклин-флюоритовой породой. Это вызвало альбитизацию микроклина, растворение флюорита и фенакита, а также замещение фенакита берtrandитом и одновременное образование берtrandита по алюмосиликатным минералам замещаемых пород.

5. Третий этап рудного процесса выразился в образовании кварцевых прожилков с молибденитом, галенитом, сфалеритом, и другими сульфидами. Четкое проявление названных этапов свидетельствует о пульсационном поступлении растворов.

6. Необходимыми факторами, обусловившими развитие этого процесса образования фенакит-берtrandитовой минерализации, были следующие: а/ специализация состава рудообразующих растворов, отличающаяся высокими содержаниями, главным образом, бериллия и фтора; б/ карбонатная среда, в которой кальцит является осадителем фтора, а выделившаяся во время образования флюорита углекислота обусловила высокий окислительный потенциал; в/ повышенная щелочность растворов способствовала нахождению алюминия в растворе, вследствие чего бериллий фиксировался в форме силикатов /фенакита и берtrandита/, замещая микроклин и реликты алюмосиликатных вмещающих пород.

7. Изучение фенакит-берtrandитовых месторождений позволило выявить некоторые частные поисковые критерии, главные из которых следующие:

1/ Интрузивные породы, с которыми парагенетически связаны фенакит-берtrandитовые месторождения, отличаются повышенным против кларка содержанием бериллия, элементов редких земель, циркона и тория, а также повышенным содержанием бериллия редких земель в таких акцессорных минералах, как циркон и ферриторит; 2/ Эти породы обладают повышенной радиоактивностью и высокой магнитной проницаемостью; 3/ В экзоконтакте интрузивов этих мезозойских субщелочных гранитоидов наблюдается небольшой ореол известково-силикатных скарнов, минералы которых содержат бериллий и редкие земли, что создает первичный ореол рассеяния этих элементов вокруг интрузивов.

Г.М.Мейтув, В.В.Иванов, Т.А.Иванова/ВЯМС/

О ПОИСКАХ БЕРИЛЛИЯ В РАЙОНАХ ПРОЯВЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД

В последние годы в балансе бериллия большое значение приобрели гидротермальные месторождения, многие из которых пространственно совмещены с сульфидным оруденением. Подобные месторождения с полным правом можно назвать редкометалльно-сульфидными. Они характеризуются, как правило, высоким содержанием окиси бериллия, значительными запасами и хорошим качеством руд. Ниже излагаются некоторые рекомендации по направлению геолого-поисковых работ на этот тип месторождений бериллия.

Сульфидные месторождения, обогащенные бериллием, необ-

ходимо искать в краевых частях положительных /поднятых/ структур, как платформенных, так и складчатых областей, и особенно в зонах реактивизации, характеризующихся складчатоглыбовым строением. Имеющиеся у авторов материалы дают возможность конкретизировать в общем правильный вывод А.И. Гинзбурга и др./1965/, которые пишут, что бериллосодержащие месторождения располагаются "на стыках платформы или срединных массивов и обрамляющих их складчатых сооружений." Изученные редкометалльно-сульфидные бериллиеносные месторождения во всех случаях четко приурочены только к поднятым участкам. Сульфидные /сульфосольные/ месторождения, расположенные во впадинах, окаймляющих эти поднятия, в отношении бериллия бесперспективны.

При поисках бериллиевой минерализации необходимо учитывать, что руды, рассматриваемых месторождений, могут содержать промышленные концентрации свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена и золота. Это создает многообразие облика бериллиеносных сульфидных месторождений, среди которых по ведущему металлу выделяются свинцово-цинковые, оловянно-вольфрамовые и золото-молибденовые типы. На примере одного из регионов, с длительной историей геологического развития, установлено, что указанные различия в составе руд в первую очередь определяются уже древней /домезозойской/ историей его формирования и, в частности, величиной промежутка времени, прошедшего от момента поднятия и консолидации области до ее реактивизации и проявления оруденения /мезозойского/.

В районах более древней консолидации /докембрийской, нижнепалеозойской/ бериллиевая минерализация встречается в составе собственно свинцово-цинковых месторождений; в районах относительно молодой консолидации /верхний палеозой, нижний мезозой/ - бериллий отмечается в составе сульфидных

месторождений, обогащенных оловом и вольфрамом; в районах промежуточных по времени консолидации бериллий встречен в рудах развитых здесь молибденовых, вольфрамистых, иногда с оловом и вольфрамом, сульфидных месторождениях.

Все редкометалльно-сульфидные месторождения несут флюоритовую минерализацию. Бериллий в составе собственно флюоритовых месторождений с незначительной примесью сульфидов может быть встречен в удалении от краевых частей к центру поднятых блоков.

Такой важный поисковый критерий, как связь обогащенных бериллием месторождений с щелочными и кислыми изверженными породами, на что указывает А.И. Гинзбург и др. /1965/, не является универсальным. Редкометалльно-сульфидные бериллиеносные месторождения в изученном регионе наиболее часто ассоциированы во времени и пространстве с нормальными и умеренно-кислыми гранитоидами. Что касается их связи со щелочными породами, то она наиболее четко проявляется лишь в районах древней консолидации. Это весьма характерно для платформенных областей, но имеет место и для областей наиболее древней консолидации отдельных складчатых зон. В этом случае бериллиевой минерализации, как правило, сопутствуют высокие концентрации редких земель и радиоактивных элементов.

Бериллийсодержащие месторождения могут залегать в породах различного возраста. Тем не менее, наиболее часто отмечается их постоянная приуроченность к наиболее древним образованиям.

Это, вероятно, связано с особенностями тектонического развития бериллийсодержащих районов - их приуроченность к поднятиям, для которых отложения средних и верхних структурных этапов не характерны.

Бериллийсодержащие сульфидные месторождения могут формироваться в пределах различного литологического состава, что и

определяет облик бериллийсодержащих парагенезисов /Беус, 1959; Гинзбург и др. 1965 г./ Для алюмосиликатных пород и особенно для гранитоидов характерен берилл в ассоциации с мусковитом, кварцем, флюоритом, полевыми шпатами. Для карбонатных, а также других пород, обогащенных кальцием и магнием и обедненных кремнеземом и линоземом, наиболее типичны фенакит, бертрандит, бавенит и другие силикаты бериллия, ассоциирующиеся с железомagneзиальными слюдами и флюоритом.

Обогащенные бериллием парагенезисы редкометалльно-сульфидных месторождений во всех случаях формируются до отложения основной массы сульфидов. При этом в составе сульфидных и особенно следующих за ними по времени образования кварц-кальцит-цеолит-флюоритовых парагенезисов бериллий также может быть установлен. В этих случаях он встречается в незначительных концентрациях и является, по-видимому, переотложенным. Наложение на бериллийсодержащие руды интенсивной поздней фторсодержащей минерализации может привести к обеднению первичных руд бериллием.

При опробовании на бериллий досульфидных метасоматитов необходимо иметь в виду, что даже довольно сходные и развитые в пределах одного района образования могут резко отличаться по величине концентрации бериллия. Так, например, в изученном районе среди многочисленных разновозрастных метасоматитов в отношении бериллия представляют интерес только лишь наиболее молодые мезозойские метасоматиты. Характерной чертой этих метасоматитов является обогащенность флюоритом и весьма слабое распространение минералов бора. Наоборот, для обедненных бериллием более древних /варисских/ метасоматитов весьма характерно наличие боровой минерализации /аксинит, турмалин/.

Исходя из сказанного, для поисков бериллия, связанного с сульфидными месторождениями в Забайкалье, необходимо провести следующие мероприятия.

1. Произвести ревизию на бериллий в рудопроявлениях и месторождениях свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена, золота в пределах поднятых блоков.

2. В первую очередь необходимо обратить внимание на районы наиболее широкого проявления не только ранней /досульфидной/, но и поздней флюоритовой минерализации, т.к. она пространственно может быть совмещена с бериллиевой. При этом необходимо особое внимание обратить даже на незначительные по масштабам флюоритовые рудопроявления, так как ранний флюорит, с которым постоянно ассоциирует бериллиевая минерализация, часто не образует крупных промышленных скоплений.

3. Бериллий в связи с сульфидными месторождениями металлов необходимо искать непосредственно в краевых частях поднятых блоков. В удалении от периферии к центру блоков могут появляться малосульфидные, обогащенные бериллием флюоритовые парагенезисы. Здесь он также может быть ассоциирован с малосульфидными рудами вольфрамитовых /касситеритовых/ месторождений кварцевой формации.

Ревизии на бериллий в первую очередь подлежат досульфидные метасоматические образования /грейвены, флюорит-слюдистые и др./. Предпочтительными следует считать молодые /мезозойские/ обедненные бором и обогащенные фтором метасоматиты.

5. В районах древней консолидации, в которых широким распространением пользуются щелочные изверженные породы, наряду с бериллием необходимо обращать внимание на поиски редкоземельной и радиоактивной минерализации.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В изученном районе широким развитием пользуются различные по составу и характеру редкометальной минерализации метасоматиты, образование которых связано с проявлением грейзенизации в породах различного петрографического состава.

По мнению авторов именно различным составом вмещающих пород предопределено различие в минеральном составе и особенностях редкометального оруденения рассматриваемых метасоматитов / табл. /.

Так, в гранитах метасоматические процессы грейзеновой стадии привели к образованию бериллосодержащих грейзенов кварц-мусковитового и кварц-флюорит-мусковитового состава. Интенсивно грейзенизированные породы наблюдаются в пределах узких зон, не превышающих по мощности первые метры и протягивающихся на расстоянии десятков и сотен метров. Грейзенизация развивается, главным образом, вдоль мелких трещин, замещающая в зонах интенсивного дробления крупные участки вмещающих гранитов. Обычно отмечается следующая зональность: неизменный гранит-грейзенизированный гранит-кварц-мусковитовый грейзен-кварц-флюорит-мусковитовый грейзен. Главными минералами описываемых грейзенов являются кварц, мусковит, флюорит. Количественные соотношения мусковита и кварца в выделенных типах грейзенов в общем сохраняются постоянными: 46-53% мусковита и 12-32% кварца. Содержание флюорита непостоянно и колеблется от 4,5-8% в кварц-мусковитовых грейзенах до 21-43% в кварц-флюорит-мусковитовых.

Между описанными типами грейзенов наблюдаются взаимоперехо-

ды. В отдельных участках кварц-флюорит-мусковитовые грейзены переходят в мусковит-флюоритовые с содержанием кварца до 1-2% /или отсутствует/ и флюорита - до 51%. Топаз относится к числу второстепенных минералов. Он постоянно отмечается в составе изученных грейзенов, но как правило, количество его не превышает 2-3%. И лишь в локальных участках среди кварц-мусковитовых грейзенов развиваются кварц-топаз-мусковитовые грейзены с содержанием топаза до 36%. Характерной особенностью описанных грейзенов является постоянное присутствие берилла. Встречается он, в основном, в разностях, обогащенных флюоритом, в тесной ассоциации с мелкочешуйчатым мусковитом. В некоторых случаях содержание берилла в этих грейзенах достигает 40%. Из прочих минералов в протолочках постоянно отмечаются циркон, циртолит, рутил, реже аксинит; в единичных знаках - монацит, турмалин; некоторые пробы обогащены апатитом.

В алюмосиликатных породах повышенной основности /кварцевые диориты; скарны/ в результате взаимодействия этих же растворов образовались существенно обогащенные флюоритом полевошпат-слюдистые метасоматиты с бериллом, бавенитом, фенакитом, гельвином. Минеральный состав полевошпат-слюдисто-флюоритовых метасоматитов характеризуется преобладающей ролью флюорита /57-70%/, а также значительным распространением слюд, среди которых преимущественным развитием пользуется мелкочешуйчатый мусковит /21-31%/. Из прочих минералов отмечаются полевые шпаты, топаз, селлаит и слюды биотит-флогопитового ряда. Характерными бериллиевыми минералами описываемых метасоматитов являются фенакит, бавенит, гельвин.

Бликие по составу, флюорит-слюдистые образования развиты по карбонатным породам /известнякам и доломитизированным их разностям/ на контакте с дайкой грейзенизированных гранитов. Несмотря на сходство минерального состава, рассматриваемые флюорит-слюдистые метасоматиты имеют свои отличительные осо-

бенности.

Они прослеживаются в виде узкой /мощностью 2-5 м/ полосы в экзоконтакте дайки грейзенизированных /мусковитовых/ гранитов. Макроскопически эти образования представлены плотными темно-зеленовато-серыми породами с различными на глаз выделениями фиолетового и светло-зеленого флюорита и пластинчатыми и радиально-лучистыми кристаллами берtrandита и эвклаза. Главными минералами, составляющими 90-95% от общего объема породы, являются мелкочешуйчатая слюда типа серицита и флюорит. Флюорит образует неправильные выделения, а также прожилки, секущие слюдястый агрегат. В количественном отношении всегда преобладает слюда, содержание которой в породе колеблется от 40 до 70% /составляя в среднем около 50%/. Количество флюорита находится в пределах 24-47% /в среднем 30-34%/, увеличиваясь, как правило, в сторону контакта с карбонатной породой. Кроме указанных минералов в незначительных количествах содержатся более крупночешуйчатый мусковит и темная слюда типа флогопита, турмалин, топаз, селлаит, карбонат /реликтовый/.

Постоянно присутствующими бериллиевыми минералами являются берtrandит и эвказ, реже отмечается фенацит. Характерен тесный парагенезис их с флюоритом. В протолочках кроме отмеченных минералов обнаружены монацит, бастнезит, циркон, циртолит, ксенотим, аксинит.

Заканчивая изложение материала, хотелось бы подчеркнуть следующее.

Все рассмотренные выше редкометалльные метасоматиты проявлены в пределах одной довольно ограниченной площади, в месторождениях относимых к единой генетической группе.

Имеющийся в распоряжении геологический материал позволяет говорить о близких глубинах образования рассматриваемых месторождений района от поверхности, существовавшей в момент

Таблица

Минеральный состав редкометалльных метасоматитов

	Вмещающие породы	Минеральный состав		Бериллиевые минералы
		Главные минералы	Второстепенные минералы	
Кварц-флюорит-мусковитовый Грейзен	Граниты	Кварц-мусковит Флюорит	Топаз Турмалин / ед.зн./	Берилл
Полевошпат-сподулово-флюоритовые метасоматиты	Кварцевые диориты и скарны	Флюорит Мусковит Полевой шпат	Кварц Топаз Флогопит	Берилл Фенакит Базенит Гельзин
Флюорит-сподуловые метасоматиты	Карбонатные породы	Мусковит Флюорит	Флогопит Селлаит	Бертрандит Звклав Фенакит

оруденения. Время проявления редкометальных метасоматитов в настоящее время не вызывает ни у кого из исследователей сомнения - верхний мезозой. Все они связаны с гидротермальными процессами, проявившимися после скарнообразования, но до отложения сульфидных руд.

Данные по гомогенизации газовой-жидких включений в минералах рассматриваемых редкометальных ассоциаций, позволяют заключить о близких температурах их образования. Так, по материалам Д.И.Дорошенко, температура гомогенизации газовой-жидких включений во флюорите из бериллсодержащих кварц-флюорит-мусковитовых грейзенов составляет в одном случае 303°C , в другом - $240-200^{\circ}\text{C}$. Температура гомогенизации включений во флюорите из флюорит-слюдистых метасоматитов, развитых в карбонатных породах, составляет $275-210^{\circ}\text{C}$. Интересно подчеркнуть, что температура гомогенизации ассоциирующего с флюоритом эвклаза оказалась равной $260-225^{\circ}\text{C}$. Как видим, температурный интервал образования рассматриваемых метасоматитов очень близок.

Таким образом, из перечисленных геологических факторов: глубина формирования, время, температура и состав вмещающих пород, для рассматриваемых метасоматических образований различно лишь последнее.

Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Буядаков В.В./ИМГРЭ/

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ РИФЕИД ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах рифейских структур юга Сибири выделяются два типа редкометального оруденения: 1/ гранитные редкометальные пегматиты рифейского возраста и 2/ рассеянное редкометально-редкоземельное оруденение в альбитизированных гранитах девонского возраста. Первый тип оруденения связан с главным геосинклинальным этапом развития рифеид, тогда как второй - с этапом реактивизации молодой платформы.

Рифейские редкометальные гранитные пегматиты распространены как на активизированной в конце рифея окраине Сибирской платформы, так и в собственно геосинклинальной зоне рифеид. На окраине платформы верхний докембрий представлен лишь комплексом зеленых сланцев верхов рифея. Геосинклинальная зона развита полно и представлена формациями всех стадий развития. В обоих случаях редкометальные пегматиты локализуются в структурах сходного развития и с сочетанием в них трех ведущих факторов: структурно-тектоническим, стратиграфическим и магматическим.

Структурно-тектонический фактор заключается в наличии структур с геоантиклинальным режимом развития. Интрузии и пегматиты концентрируются в ограничивающих или осложняющих эти структуры зонах разломов. Влияние разломов на пространственную локализацию интрузий и пегматитов является одним из главных факторов.

Стратиграфические факторы выражаются в том, что редкометальные пегматиты локализуются, главным образом, в отложениях двух верхних стратиграфических комплексов общего разреза

докембрия и независимо от их состава, так как встречаются и в карбонатных и в терригенных отложениях.

Магматические факторы выражаются в том, что редкометалльные пегматиты генетически связаны с теми телами в зонах разломов, которые отличаются наибольшей дифференцированностью состава.

Описанные факторы редкометальной специализации одинаково четко проявлены во всех выделенных ниже структурах.

1. Вся активизированная в рифее окраина Сибирской платформы по отношению к смежной с ней с юго-запада зоной рифеид, рассматривается как крупная геосинклинальная структура, осложненная серией горстов и грабенов. Среди них указанным выше фактором редкометальной специализации отвечают краевые части Туманшетского, Онотского и Урик-Окинского грабенов.

Интрузивные тела и генетически связанные с ними редкометалльные пегматиты в этих структурах контролируются краевыми и внутренними разломами, возникшими в процессе оформления структур активизированной окраины Сибирской платформы после отложения комплекса зеленых сланцев. Поиски редкометальных пегматитов внутри грабенов диктуются повсеместно выраженным фактором сохранности их в отложениях комплекса зеленых сланцев, в настоящее время не сохранившихся на горстах.

2. В собственно геосинклинальной зоне рифеид выделяются Одурум-Шутхулайское, Гарганское и Сангиленское геосинклинальные поднятия. В основе этих структур лежат высоко поднятые выступы их фундамента, что отчетливо выявляется по сумме косвенных признаков, а в Гарганской глыбе - непосредственно.

Геосинклинальный характер истории развития поднятий и особенно Сангилена нами был показан ранее в ряде работ. На Сангилене известны наиболее крупные концентрации редкометальных пегматитов. Вновь выделяемые в качестве перспективных

Одурум-Шутхулайское и Гарганское геоантиклинальные поднятия по истории развития близки как к Сангиленскому поднятию, так и к горстово-грабенным структурам окраины платформы. При этом Гарганское поднятие представляет собой выведенный на дневную поверхность блок фундамента рифейской геосинклинали, несогласно перекрытый лишь отложениями карбонатного и зеленосланцевого комплексов рифея. В Одурум-Шутхулайском поднятии фундамент не вскрыт, а вся структура представляет собой довольно пологий свод, в строении которого принимают участие отложения всего, но сокращенного в мощностях разреза докембрия главного геосинклинального комплекса. Здесь, как и в Гарганском поднятии, мощности убывают в сторону центральных частей поднятия.

Интрузивные тела в пределах описанных поднятий сосредоточены, главным образом, в древних окраинных разломах и отличаются наибольшей дифференцированностью по составу и фазам, что вообще обычно для структур с геоантиклинальным режимом развития.

Девонская гранитоидная интрузия распространена широко по всей площади разновозрастной реактивизации разновозрастного складчатого пояса юга Сибири и всюду в ней проявлена щелочная ветвь дифференциации. По времени становления девонская интрузия далеко оторвана от момента завершения главного геосинклинального этапа развития салаирид и рифеид и, видимо, поэтому нет какой-либо приуроченности ее к тем или иным складчатым структурам. Однако, отчетливо выявляется такая связь с разновозрастными зонами разломов, активизированными в девонский период и с девонскими грабенами - ведущими типами дислокаций эпохи реактивизации. Преобладающее число интрузивных тел насыщают линейные зоны разломов, тогда как вне таких зон интрузивные тела редки и размеры их заметно уменьшаются. Соответственно различен состав и строение тел - более простые вне зон разломов и более сложные в зонах разломов. Характерной особенностью становления

интрузивов в зонах разломов является наибольшая дифференцированность, многофазность и широко проявленные стадийные процессы щелочного метасоматоза и генетически связанная с ним концентрация рассеянного редкометального и редкоземельного оруденения. Последовательность фаз следующая: а/ аляскитовые и биотитовые, существенно микроклиновые граниты; б/ щелочные и нефелиновые сиениты; в/ субщелочные и щелочные граниты, граносиениты и субщелочные сиениты. Учитывая это, наиболее перспективными на поиски месторождений данного типа предложены зоны линейных разломов, которые в пространстве образуют, так называемую, "Казахскую дугу", маркирующую стык рифеид и салаирид с одной стороны и краевые разломы Бирюсинского грабена с другой. В этих структурах отчетливо проявлены все отмеченные выше геологические признаки, присущие структурам, локализирующим месторождения этого типа.

Таким образом, в обоих типах редкометального оруденения отмечается четкая приуроченность определенных фаций гранитоидного магматизма и его редкометальных проявлений к определенным категориям тектонических структур. В первом случае продуктивные фации гранитоидов избирательно приурочиваются к структурным элементам геосинклинального развития внутри геосинклинальной системы рифеид и к вовлеченному в конце рифея в геосинклинальное погружение краю Сибирской платформы, игравшей роль крупной геосинклинали в общей геосинклинальной системе. Во втором случае решающее значение имели зоны глубинных разломов, которые в эпоху реактивизации были вместилищами основной массы девонской продуктивной гранитоидной интрузии. Здесь она претерпела наибольшие изменения наиболее активно прошедшим щелочным метасоматозом с сегрегацией редкометальных компонентов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ОКИО-
КИТОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА/ВОСТОЧНЫЙ САЯН/

1. Геологическая структура района сформировалась в процессе развития ниже-и верхнеархейского, ниже-среднепротерозойского и верхнепротерозойского, раннекаледонского, верхнекембрийско-силурийского, девонского, мезозойского и кайнозойского этапов тектонического развития. Каждому из них соответствуют определенные ярусы, которые отделяются друг от друга региональными перерывами - следствием завершающих циклов складчатости.

2. Особенностью и своеобразием развития геологической структуры района является неизменное участие в этом процессе "консервативных" масс срединных массивов. Начиная с верхнего архея, они определяли локализацию глубинных разломов, контролирующих развитие геосинклинальных трогов, в эпохи складчатости оказывали влияние на неправильность, морфологию складчатых структур и размещение интрузий.

3. Наиболее важное значение в формировании металлогенического облика района имеет раннепалеозойский цикл развития, который выделяется своеобразным планом и характером развития геосинклинальных прогибов, входящих в Алтае-Саяно-Забайкальскую геосинклинальную систему. В раннепалеозойской истории района выделяются два этапа - геосинклинальный и орогенный /в понимании Н.П.Хераскова/. Геосинклинальный этап завершился в конце среднего - начале позднего кембрия. Развитие района после замыкания геосинклинального режима к началу верхнего кембрия протекало по типу орогенной области. Анализ истории развития района в этот период позволил нам разделить орогенный этап на две стадии, для которых характерно формирование

своеобразных формаций и рудных комплексов, обособляющихся в две самостоятельные металлогенические эпохи.

4. Каждый из последовательно сменяющихся этапов развития характеризуется своими неповторимыми чертами. Они отражаются в каждом ярусе, сформировавшемся в процессе завершающих циклов складчатости. Полицикличность развития геологической структуры предопределила разнообразие рудных комплексов, сближенных пространственно, но разобщенных во времени. По характеру магматических формаций и рудных комплексов территория района входит в Алтае-Саянскую складчатую область и может быть отнесена к сиалическо-фемическому /казахстано-алтае-саянскому/ типу металлогенических провинций /в понимании А.И.Семенова, 1965/.

5. Анализ закономерностей размещения рудных комплексов в связи с историей геологического развития района позволил выделить для района четыре металлогенические эпохи: байкальскую, охватывающую полный цикл протерозойской геосинклинали; раннекаледонскую, связанную с развитием раннепалеозойских структур в краевой геосинклинальной зоне Алтае-Саяно-Забайкальской геосинклинальной системы; верхнекембрийско-силурийскую, охватывающую первую стадию орогенного этапа развития района; и девонскую, соответствующую тектоно-магматической активизации Восточно-Саянского краевого шва, вдоль которого формировался Саянский вулканоплутонический пояс. Каждая из металлогенических эпох характеризуется свойственным ей вещественным составом минеральных ассоциаций.

6. Рудоконтролирующими структурами района являются металлогенические зоны, срединные массивы и рудные зоны. Проведенный анализ развития этих структур района подчеркивает неразрывность формирования рудных комплексов со всеми другими

процессами, протекающими при развитии его структуры, что позволило графически отразить основные закономерности размещения месторождений на металлогенической карте. Эти закономерности могут служить основой для прогнозирования и оценки потенциальных возможностей минерально-сырьевой базы рудного района.

7. Проведенными исследованиями в рудном районе выделено пять металлогенических зон - Присаянская, Восточно-Саянская, Средне-Окинская, Окино-Китойская и Ийско-Самсальская. Каждая из них соответствует по объему структурно-формационной зоне или ее части. В зависимости от тектонических особенностей формирования металлогенические зоны нами подразделяются на три группы: а/ зоны геосинклинальной стадии развития; б/ зоны орогенной стадии развития; в/ сложные зоны, процесс формирования которых охватывает геосинклинальный и орогенный этапы развития складчатого пояса.

8. В формировании золоторудных месторождений района особая роль принадлежит Гарганскому срединному массиву. Своеобразная тектоническая позиция массива, представляющего на протяжении нескольких металлогенических эох консолидированный блок фундамента в подвижных поясах, способствовала развитию глубинных разломов по его границам, их неоднократной активизации, сопровождавшейся внедрением интрузий и формированием месторождений. Гарганский массив Восточного Саяна и Муйские массивы Средне-Витимской горной страны контролируют локализацию месторождений золота, хризотил-асбеста и других полезных ископаемых двух рудных районов Бурятии. Они имеют много общих черт в истории геологического развития, в характере и особенностях контроля оруденения и не являются единственными представителями рудоконтролирующих структур этого

типа в Саяно-Байкальском рудном поясе.

9. Сравнение рудоконтролирующих структур на основе значительно пополнившегося в последние десять лет фактического материала подтверждает реальность существования выделенного М.М.Одинцовым, Н.А.Флоренсовым и П.М.Хреновым Саяно-Байкальского рудного пояса и, несмотря на своеобразие Саянской и Байкальской частей, представляющего единую структуру с геологической и металлогенической точек зрения.

В.В.Левицкий /БГУ/

О СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ С ПОПЕРЕЧНЫМИ РАЗЛОМАМИ

1. Линейно-узловой характер распределения оруденения в рудных поясах и зонах неоднократно отмечался Ю.А.Билибиным, С.С.Смирновым, И.Н.Томсоном, Н.А.Фогельманом, а для Саяно-Байкальской области — Н.А.Флоренсовым, М.М.Одинцовым и П.М.Хреновым. В последнее время особо подчеркивается важное металлогеническое значение поперечных структур, определяющих локализацию ряда рудоносных районов и узлов Бурятии. / В.П.Арсентьев, Ф.К.Волколаков, Л.С.Волков, И.Я.Кузьмин, А.Л.Шпильков и другие/. В Забайкалье аналогичный тип структур описан Л.А.Мастюлиным, В.И.Сизых, В.Д.Отгородниковым и др.

2. В Саяно-Байкальском складчатом обрамлении юга Сибирской платформы развиты две основные системы продольных глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направления, определяющих границы Ангарского выступа.

3. Однако, и в саянской и в байкальской складчатых ветвях проявлена другая /поперечная/ система глубинных разломов, обычно скрытого типа, которая имеет подчиненное

значение, но является важной в расшифровке геологии и металлогении регионов. Большинство продольных глубинных разломов /исключая их оперяющие субширотные ветви/ ориентировано согласно с выступами Сибирской платформы. Но у противоположного выступа /например, возле юго-западной окраины Алданского щита/ они становятся ориентированными поперечно к нему и к его складчатому обрамлению.

4. В Байкальской складчатой ветви проходят почти параллельные к саянской Муйско-Уровская, Ципо-Агинская, Центрально-Забайкальская и другие зоны глубинных поперечных разломов. Они фиксируются геофизическими аномалиями, резким изменением простираия складчатых структур, приуроченностью специфических магматических комплексов, зонами резкого фациального перехода в осадочно-вулканогенных толщах, разрывами, ограничивающими резо-кайнозойские впадины, проявлением базальтового вулканизма и почти линейным размещением ряда металлогенических формаций, проходящих поперек байкальских, каледонских, герцинских и мезозойских сооружений.

Муйско-Уровская зона разломов проходит на протяжении более 1500 км от Бодайбинского синклиория вдоль юго-западной окраины Алданского щита, захватывая Северо-Муйскую и Южно-Муйскую глыбы, далее через каледонскую и герцинскую области Забайкалья в бассейн р.Уров, где она совпадает с Джалиро-Уровским поперечным глубинным разломом /Л.А.Мастюлин, 1965/. На северо-западном фланге описываемая зона проявлена в виде продольных глубинных разломов. Зона в этом участке сопровождается гипербазитовыми, базитовыми, дайковыми поясами. Во внешнем поясе байкалид зона разграничивает протерозойские формации байкальского крыла Байкало-Патомской дуги от формаций Бодайбинского синклиория. Во внутренней зоне байкалид она

значительно ограничивает развитие Баргузинского батолита. К юго-западу она проходит вдоль пограничной полосы протерозойских эв- и мистеосинклиналей, затем, отделяя Ципинскую глыбу от становой области, переходит область Западно-Забайкальских каледонид. Здесь же зона насыщена интрузиями основных пород, кроме того к ней приурочена серия мезо-кайнозойских впадин. В герцинидах она совпадает с Джалиро-Уровским и Нерзаводско-Сретенским разломами /Л.А.Мастюлин, 1966/. В пределах Муйско-Уровской зоны локализованы Бодайбинский, Чаянтро-Каралонский, Северо-Муйский, Кедровский и другие золоторудные узлы и поля.

Ципо-Агинская зона поперечных разломов протягивается в северо-западном направлении от восточной окраины Агинской плиты через герцинскую, каледонскую и байкальскую складчатые области до границы с Сибирской платформой в бассейне р. Миня. Протяженность зоны более 1500 км. Ширина ее составляет

60-100 км. На юго-восточном фланге зона совпадает с Восточно-Агинским разломом, ограничивающим с востока Агинскую плиту /Л.А.Мастюлин, 1965/. Зона разломов разделяет две крупные зоны Агинскую и Ундино-Газимурскую. К зоне Восточно-Агинского разлома приурочены границы резкого фациального перехода палеозойских толщ, узкие глубокие пермские прогибы северо-западного простирания, нижнемеловая Хараноро-Борзинская впадина и другие структурные элементы. Далее к северо-западу зона ограничивает мезокайнозойские образования Кондинской впадины. В бассейнах р.р. Б. и М. Амалат к зоне приурочены молодые вулканы и связанные с ними базальтовые покровы. Далее в Ципицканском районе Н.А.Булгатовым и И.Я.Кузьминым отмечается резкое изгибание складчатых структур протерозоя, к которому приурочен Точерский разлом. Северо-западнее Точерского сдвига зона поперечных разломов ограничивает Ципицканскую и Муяконскую кайнозойские депрессии. Далее к северо-западу она фиксируется

по резкому развороту протерозойских структур в бассейне р.Катери; северо-западнее Нижне-Ангарской впадины зона глубинных разломов прослеживается по выходам массивов нефелиновых сиенитов; а во внешнем поясе байкалид - по выходам основных интрузий и целой серии северо-западных разломов, пересекающих структуры байкалид и краевые участки платформы. К Ципо-Агинской зоне поперечных разломов приурочены многочисленные золотоносные и золоторудные узлы, расположенные почти на прямолинейной полосе, проходящей через байкальские, каледонские, герцинские и мезозойские структуры складчатого обрамления платформы. /Кличкинский, Балецкий, Дарасунский, Ципиканский и Орколиканский золоторудные районы/.

Центрально-Забайкальская зона поперечных разломов протягивается от правобережья р.Онон, через верховье р.Витим, северную оконечность оз.Байкал до бассейна р.Мини. На юго-восточном фланге в пределах Агинской плиты зона разделяет пермские образования от силурийских. Вдоль зоны наблюдается резкое изменение простирания палеозойских толщ с северо-восточного на северо-западное и в северной части плиты вновь на северо-восточное. На северо-западном фланге Центрально-Забайкальская зона фиксируется серией северо-западных разломов в эффузивных толщах внешнего пояса байкалид и кембрийском платформенном чехле. В пределах Центрально-Забайкальской зоны поперечных разломов располагаются: Туро-Илинский, Карафтитский, Чипчикон-Намаминский и Нурундуканский золотоносные районы.

5. В Восточном Саяне против саянской стороны выступа платформы согласно с направлением байкальской стороны существуют Гаргано-Бутугольская, Окинская и другие зоны поперечных разломов.

Гаргано-Бутугольская зона поперечных разломов в пределах Бурятии совпадает с одноименной антиклинальной структурой, выделенной В.П.Арсентьевым /1960/. Зона проходит от Прикосогольско-Сангиненского выступа /Зайцев, 1960/ через байкальские и наложенные на них салаирские сооружения Восточного Саяна. На участках пересечения субширотных продольных глубинных разломов с Гаргано-Бутугольской зоной поперечных разломов располагаются крупные гипербазитовые массивы /Оспинский, Холбын-Хаирхан, Денжигурский, Хонченский/. Золотое оруденение, сопровождающее Окино-Китойский глубинный разлом, образует промышленные скопления, именно, на участках пересечения с Гаргано-Бутугольской зоной поперечных разломов. Большинство других рудопроявлений также располагаются на пересечении продольных глубинных разломов с Гаргано-Бутугольской зоной поперечных разломов. Не случайна, повидимому, приуроченность золотосных конгломератов Мотской свиты Присаянья к пространственной линии, продолженной к северо-востоку от Гаргано-Бутугольской зоны поперечного разлома.

6. К общей характеристике поперечных разломов следует отнести их громадную протяженность, резкую прерывистость в степени интенсивности проявления, кулисообразный характер составляющих, преимущественно сдвиговую природу, древнее заложение и типичную консендиментационность. Описанные поперечные разломы не ограничиваются складчатыми областями и прослеживаются в пределах платформ. В пользу этого положения В.Д.Огородников указывает на непосредственное продолжение Нерзаводско-Сретенского разлома с Гиринской серией глубинных разломов, протягивающихся через весь Северо-Восточный Китай /Ходак, Сунь-Шу, 1961/.

7. Наличие поперечных рудоконтролирующих структур устанавливается также при детальном изучении рудных узлов и

полей. В Средне-Витимской горной стране на пересечении Тулдунской мобильной зоны с Тулуинской зоной разломов локализовано Кедровское рудное поле, а на пересечении с Прибамбуйской зоной поперечных разломов-Витимканское рудное поле. Ирокиндинский рудный узел локализуется вблизи пересечения Келянского глубинного разлома с Тулуинской зоной поперечных разломов. В пределах указанных рудных полей рудные тела образуют отдельные рои жил, обусловленные поперечными разломами. На распределение рудных столбов в рудных телах большое влияние имеет поперечная трещиноватость вмещающих пород. В юго-восточной части Восточного Саяна золоторудные поля локализованы, как правило, на участках пересечения рудовмещающими структурами поперечно ориентированных ослабленных зон, контактов и отдельных блоков. Размещение жил и жильных зон в рудных полях во многом обусловлено наличием поперечных дорудных и внутрирудных разрывов.

Н.К.Молотков /ИГУ /

К ВОПРОСУ ЭВОЛЮЦИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ БИРЮСИНО-
УДИНСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РАЙОНА /В.САЯН В СВЯЗИ С
РАЗВИТИЕМ РЕЛЬЕФА

Золотоносность Бирюсино-Удинского района, расположенного в пределах Восточного Саяна, установлена около 130 лет назад. К настоящему времени значительная часть обнаруженных россыпей уже отработаны. В последние годы Иркутским геологическим управлением проводится переоценка этого района на россыпное золото и полученные результаты позволяют уверенно судить о его перспективности.

На основании проведенных в 1963-66 гг геолого-геоморфологических исследований в истории развития рельефа и эволюции россыпей Бирюсино-Удинского района выделяются два крупных этапа: мел-палеогеновый этап выравнивания и неоген-антропогенный этап активизации геотектонических движений. Во время первого этапа территория представляла собой полого-всхолмленную страну, возвышающуюся на 600-800 м над Средне-Сибирским плоскогорьем. В это время существовали благоприятные условия для формирования кор выветривания, которые сохранились в настоящее время в понижениях древнего рельефа и местами достигают мощности до 100 м. Наибольшие мощности наблюдаются вдоль ослабленных тектонических зон и на подверженных дроблению контактах интрузивных и карбонатных пород, с которыми связывают сульфидную минерализацию. Тектонические зоны в районе в большинстве своем также являются рудо-контролирующими структурами. В связи с этим становится очевидным, что избирательный характер процессов химического выветривания, преимущественно вдоль рудоносных структур сыграл большую роль для высвобождения золота из коренных пород, которое, на наш взгляд, явилось основным источником питания россыпей Бирюсино-Удинского района. При этом не исключена возможность незначительного обогащения россыпей за счет золота, образование которого связано с последующим физическим разрушением коренных источников.

В период неоген-антропогенного этапа в результате активизации неотектонических движений и экзогенных процессов высвобожденное золото перемещалось в пределах долин на более низкие гипсометрические уровни, обогащая те из них, которые формировались в наиболее благоприятных тектоногеоморфологических условиях. Во втором этапе выделяются две

благоприятных палеогеоморфологических эпохи для концентрации промышленных россыпей золота.

1. Эпоха формирования аллювия древней /третичной/ гидросети. С ней связаны долинные и террасовые россыпи, сформировавшиеся за счет размыва кор выветривания мел-палеогенового возраста. Особого внимания заслуживают фрагменты древних долин, расположенные вдоль рудоконтролирующих зон.

2. Эпоха формирования верхнеплейстоценовых аллювиальных отложений, коренное ложе которых является конечным пунктом миграции металла по вертикали. С этой эпохой связаны россыпи, залегающие на днищах долин, на террасах / выс.от 8 до 40 м / и в погребенных долинах. Последние являются наиболее перспективными.

М.Ф.Шелковников /БГУ /

ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДА ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Витимское плоскогорье в качестве единой oro-гидрографической области выделено еще в прошлом столетии.

Юго-западный и северо-восточный участок северо-западной границы Витимского плоскогорья с Байкальским горным поясом геоморфологически картируется достаточно четко. На этих участках мобильные горные цепи горного пояса резко сменяются выравненным стабилизовавшимся рельефом плоскогорья. Его центральный участок от среднего течения р.Муясына до верховья р.Бойме можно рассматривать в качестве границы между горным поясом и обширной областью, несущей характерные признаки как горного пояса, так и плоскогорья. Эту про-

межучастную по своему неотектоническому развитию территорию необходимо, по-видимому, рассматривать в качестве самостоятельного геоморфологического региона.

Изучение морфоструктур среднегорья и спектра тектонических движений в этой области позволяет отметить следующее:

1. История развития среднегорья и его современный облик представляют собой один из этапов образования форм горного пояса. При этом развитие отрицательных форм достигло максимума /признак Горного пояса/ при значительном отстаивании положительных движений.

2. В пределах среднегорья имеется линейное поднятие, совпадающее с рядом водоразделов /Икат-Витимканский, Чина-Горбыловский, Алакар-Ципиканский, Талой-Ципиканский/. Здесь зафиксированы максимальные по величине и интенсивности положительные тектонические движения в плиоцен-голоценовое время. В плиоцен-раннечетвертичное время это поднятие являлось границей среднегорья и плоскогорья.

3. Развитие горного пояса через среднегорье происходило в результате последовательного наращивания среднегорья в сторону Витимского плоскогорья.

Золотоносные районы и отдельные россыпи в пределах Центральной части Баргузинской тайги известны как в горном поясе, так и в среднегорье, так и на территории плоскогорья. Наибольшее число россыпей известно в среднегорье и лишь единичные встречены в пределах Горного пояса.

1. В горном поясе образуются или золотоносные щетки, или же мощные массы аллювия со знаковыми содержаниями золота. В области среднегорья часты сложные россыпи - с двумя или даже тремя золотоносными пластами.

2. В пределах плоскогорья, как правило, преобладают россыпи с одним золотоносным пластом, мощности рыхлых отложений относительно невелики.

	Геоморфологические районы			
	горный пояс	среднегорье		плоскогорье
		россыпи вблизи линейн. поднят.	россыпи вблизи тектонич. впадин	
Максимальная мощность рыхлых отложений кайнозоя /м/	350	100-110	50-70	20-30

Цифры, приведенные в таблице, характеризуют собой различия тектонической активности геоморфологических регионов и должны учитываться при поисках россыпей.

В.А.Буряк /ИЗК СО АН СССР/

ЗОЛОТОЕ РУДНЕНИЕ ЛЕНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К настоящему времени в Ленской золотоносной провинции трудами большого коллектива геологов установлены два типа рудных источников богатейших Ленских россыпей: мало-сульфидные, слабо золотоносные кварцевые жилы и зоны сульфидной /пиритовой, реже пирит-пирротиновой/ прожилково-вкрапленной минерализации.

В пределах провинции наметились некоторые характерные особенности проявления золоторудной минерализации в зависимости от конкретного строения крупных геологоструктурных зон /Тонодоское антиклинорное поднятие и Бодайбинский синклиорий, входящие в состав верхнепротерозойской миеосинклинальной зоны, и Средневитимская эвгеосинклинальная область/.

В районе Тонодского антиклинорного поднятия, с преимущественным развитием нижнепротерозойских складчатых структур, проявлены следующие генетические типы золоторудных проявлений:

1. Обычно сложной морфологии полого-секущие или согласные со слоистостью линзовидные кварцевые жилы древней убогосульфидной формации в интенсивно рассланцованных слабо метаморфизованных сланцах нижнепротерозойского возраста. Характерными рудными минералами являются ильменит, реже пирит. Золотоносность крайне неравномерная и очень слабая.

2. Крутопадающие секущие тектонические зоны с кварцевыми и хлорито-кварцевыми мало и умеренно сульфидными жилами и обильно сульфидизированными /обычно пиритизированными/ вмещающими углистыми сланцами. Рудные минералы представлены арсенопиритом, ильменитом, пиритом, халькопиритом и др., очень редко отмечаются галенит, сфалерит.

Золото сравнительно крупное, высокопробное, часто в виде правильных изометричных выделений, аналогичное обычному бодайбинскому типу, распределено неравномерно и крайне неравномерно.

3. Зоны сульфидной минерализации в базальных конгломератах верхнего протерозоя. Основным рудным минералом является пирит, золотоносность зон убогая.

В Бодайбинской геолого-структурной зоне выделяется два рудных узла: Бодайбинский узел в пределах Бодайбинского синклинального погружения и Маракано-Тунгусский в пределах одноименной синклинали. Разделяющей их структурой является Кропоткинское антиклинальное поднятие. Пликативный план дислокаций характеризуется субширотным простиранием складок. По данным аэрогеофизических наблюдений возможная глубина

кристаллического фундамента, подстилающего рудовмещающую осадочную толщу, существенно различна: в Бодайбинском синклинальном погружении она составляет 8-7 км, а по Маракано-Тунгусской синклинали 4-6 км. Характер самих осадочных толщ, развитых в этих структурах, также значительно отличается: в Маракано-Тунгусской синклинали, характеризующейся более глубоким эрозийным срезом, основную роль играют более древние породы Кадаликанской подсерии, среди которых широко развиты как карбонатные, так и песчано-сланцевые, часто углистые отложения. В пределах Бодайбинского погружения вскрыты более молодые отложения, среди которых преобладают песчаниковые и реже песчано-сланцевые отложения; карбонатные породы мало характерны. Эти отличия геологоструктурного строения обуславливают и различный характер оруденения.

Бодайбинское погружение характеризуется преимущественным развитием согласных седловидных, редко-субширотных и субмеридиональных секущих, убогосульфидных кварцевых жил, развитых среди песчано-сланцевых толщ верхнего протерозоя. Отдельные жильные тела могут иметь как небольшие размеры /несколько десятков сантиметров до 1-2 м в седловидных раздувах/, быстро выклиниваясь по простиранию и падению, так и весьма значительные, достигая 10-12 м в замках складок. Нередко жилы слагают согласные, выдержанные по простиранию жильные свиты, приуроченные к замковым частям антиклиналей. В вертикальном разрезе жильные зоны располагаются в 2-3 и более этажей. Рудные минералы-пирит, реже галенит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и золото. Золотоносность жил обычно убогая, золото крупное, распределено крайне неравномерно, проявляя тенденцию к концентрации в виде

обогащенных столбов и отдельных небольших гнезд.

Маракано-Тунгусский рудный узел, охватывая более верхние структурные этажи, характеризуется распространением субширотных и очень редко субмеридиональных секущих убогосульфидных мелких кварцевых жил и крупных субширотно ориентированных зон сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации в углистых породах верхнего протерозоя.

В отличие от Бодайбинского синклиналичного погружения, где золотосульфидная минерализация, развитая в осадочных толщах, по сравнению с золотоносными кварцевыми жилами имеет резко подчиненное значение, здесь зоны золотосульфидной минерализации приобретают основное значение, особенно как возможные коренные золоторудные месторождения. Характерно также, что золотоносные согласные кварцевые жилы пользуются ограниченным развитием и обычно имеют незначительные размеры. Типичные седловидные жилы вообще не установлены. Характерно также наличие более высокотемпературной сульфидной минерализации, представленной пирротинном, арсенопиритом и кубанитом, развитых в ассоциации с пиритом и незначительным количеством халькопирита и железистого сфалерита. Золото, присутствующее в сульфидных зонах, преимущественно мелкое, значительно более низкопробное, чем в кварцевых жилах. Благодаря большим размерам /большим запасам руд/, возможности отработки открытым способом зоны золотосульфидной минерализации могут представить промышленный интерес.

Наконец, в Средне-Витимской стране среди отложений от нижнего до верхнего протерозоя и кембрия предварительно можно выделить три типа золоторудных проявлений:

1. Преимущественно мелкие и средних размеров убогосульфидные линзующиеся жилы бодайбинского типа среди слабо

метаморфизованных сланцевых толщ протерозоя с крайне неравномерной и очень слабой золотоносностью.

2. Секущие мало-и умеренно сульфидные /пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и другие сульфиды/ преимущественно небольших размеров кварцевые жилы каролонского типа с повышенной золотоносностью, развитые среди различных орто и парапород, особенно среди интенсивно рассланцованных габброидов. Данный тип оруденения перспективен на выявление промышленных месторождений.

3. Слабо золотоносные, минерализованные сульфидами, преимущественно пиритом, реже пирротинном и др. сульфидами, зоны дробления и интенсивного рассланцевания, развитые среди осадочно-метаморфизованных, дайковых и эффузивных пород различного состава.

В.А.Бурак /ИЗК СО АН СССР/

О ВОЗРАСТНОМ ВЗАИМООТНОШЕНИИ БОДАЙБИНСКОГО
/ЛЕНСКИЙ ЗОЛОТОНОСНЫЙ РАЙОН/И КАРАЛОНСКОГО
/СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА/ТИПОВ ЗОЛО-
ТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ленский золотоносный район хорошо известен своими богатейшими золотоносными россыпями. В последние годы здесь проводятся детальные геологические исследования по изучению коренных источников - слабо золотоносных кварцевых жил и золотосодержащих зон убогой сульфидной вкрапленности, залегающих в протерозойских слабо метаморфизованных толщах. Усилиями геологов Иркутского и Бурятского геологических управлений интересные золоторудные проявления открыты и в Средне-Витимской горной стране.

Для успешного проведения дальнейших поисково-оценочных и металлогенических исследований весьма интересным представляется установление генетического типа и возрастных взаимоотношений этих выявленных золоторудных проявлений. Вполне очевидно, что если рассматриваемые золоторудные месторождения однотипны по генезису и закономерностям размещения, то к ним, при прочих равных условиях, должна быть применена и однотипная или довольно близкая методика прогнозно-оценочных работ. И, наоборот, если эти месторождения резко отличаются по своим генетическим особенностям и характеру размещения, то к ним следует подходить строго дифференцированно.

По рассматриваемому вопросу нет единого мнения. Многие геологи /Л.И.Солоп, 1967; и др / считают, что основные золоторудные месторождения Ленского золотоносного района /догалдынское и др./ и Средне-Витимской горной страны /Каролонское, Кедровское, Орловское, Ингудское, Урахское и др./ одновозрастны, генетически однотипны и связаны с единым витимканским /конкудеро-мамаканским/ комплексом гранитоидов палеозойского возраста.

По нашему мнению /Буряк, 1966/ основные золоторудные проявления, послужившие коренными источниками для золотоносных россыпей центральной части Ленского золотоносного района, и рассматриваемые золоторудные месторождения Средне-Витимского района резко отличаются по своим генетическим особенностям: первые генетически тесно связаны с процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и имеют сложный метаморфогенно-гидротермальный генезис /Буряк, 1964, 1965/, вторые - типичные постмагматические образования, генетически связанные с интрузивным магматизмом. Полученные в последнее время данные, как нам представляется, не только подтверждают

эту точку зрения, но и указывают, что рассматриваемые типы оруденения явно разновозрастны: месторождения бодайбинского типа сформировались в тесной временной и генетической связи с верхнепротерозойским - нижнепалеозойским мамско-оронским ультраметаморфическим мусковитоносным комплексом гранитов и гранит-пегматитов значительно раньше конкудеро-мамаканских /витимканских/ палеозойских гранитоидов, месторождения же каролонского типа - наоборот, после кристаллизации последних, по-видимому, в постмагматический этап их развития. Это, в частности, доказывается следующими фактами.

Массивы конкудеро-мамаканских гранитов занимают дискордантное секущее положение по отношению к разнофациальным метаморфическим зонам регионального прогрессивного метаморфизма, развитым зонально вокруг мамско-оронских гранит-пегматитов и характеризующихся /Буряк, 1964/ различной типоморфной золотоносностью и различным типоморфным минеральным составом бодайбинского типа кварцевых жил и зон сульфидной вкрапленности. Массивы конкудеро-мамаканских гранитоидов занимают явно секущее положение и непосредственно по отношению к частным рудным полям, несущим золотое оруденение бодайбинского типа, и в пределах них - по отношению к прости- ранию рудных зон и отдельных тел.

Рудные зоны не прослеживаются в этих гранитах и резко ими "обрезаются". В последних отмечаются случаи наличия ксенолитов жильного кварца, аналогичного по внешнему виду жильному кварцу бодайбинского типа. Вокруг конкудеро-мамаканских гранитоидов развиваются зоны контактовых роговиков, занимающие также секущее положение по отношению к названным разнофациальным метаморфическим зонам, характеризующимся определенной типоморфной золотой минерализацией бодайбинско-

го типа, и явно на них наложены. В этих контактовых роговиках кварцевые жилы бодайбинского типа подвергаются перекристаллизации, грануляции и катаклазу, а вблизи массивов, внедрившихся в условиях развития интенсивных пликтивных дислокаций /район г. Бодайбо и др./ - развальцеванию и будинированию; пирит псевдоморфно замещается пирротином /контактные роговики вокруг Джегдокарского и Константиновского массивов/.

Характерно также, что дайки аплитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров и пегматитов, генетически связанных с конкудеро-мамаканским комплексом, рассекают слабо золотоносные метаморфогенно-гидротермальные жилы бодайбинского типа /бассейн р. Орловки, Чаянтро, Мамакана и др./.

В то же время золоторудные образования карлонского типа, представленные различного рода кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами и зонами сульфидной вкрапленности, нередко рассекают эти дайковые образования и заходят иногда и непосредственно в массивы гранитов. Местами /бассейн р. Орловки и др./ характерна избирательная приуроченность кварцевых жил и лестничного типа прожилков к дайкам и к их контактам с вмещающими породами. В этих случаях дайки выступают в структурном отношении как довольно четкие локализаторы оруденения. Наземными и воздушными геофизическими методами, контролирующими этот тип оруденения структуры /зоны дробления, различного рода региональные разломы и пр./, а также положительные магнитные аномалии, к которым часто тяготеет оруденение, прослеживаются в гранитах. Развитие золоторудной минерализации среди этого комплекса интрузивных образований устанавливается также данными пробирных и спектроскопометрических анализов.

Все это, очевидно, указывает на одновременность проявления рассматриваемых типов оруденения. По своим же минералого-геохимическим и генетическим особенностям эти типы оруденения отличаются весьма существенно. Для каролонского типа, в отличие от бодайбинского, в частности, характерно наличие теллуридов серебра, присутствие хотя и в незначительных количествах шеелита, молибденита, барита, редких знаков киновари, иногда флюорита, висмутина, а также в ряде случаев в весовых концентрациях магнетита и гематита.

В.С.Зорина, Л.С.Шер /ЦИНГРИ/

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ С
ИСТОЧНИКАМИ ПИТАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ДАРАСУНО-
КРУЧИНИНСКОГО РАЙОНА

Изучение закономерностей размещения золотоносных россыпей, распределения богатства, морфологии и пробы золота в них позволяет сделать некоторые выводы о связи россыпей Дарасуно-Кручининского района с источниками их питания. Можно выделить, по крайней мере, четыре типа подобной связи.

Для большинства россыпных месторождений прослеживается непосредственная связь с коренными источниками, в связи с чем россыпи могут служить одним из надежных поисковых критериев золоторудных месторождений. Выделяется два типа непосредственной связи россыпей с коренными источниками.

1. Питание россыпи происходит за счет единого локализованного богатого источника - коренного месторождения, расположенного в верховье реки. Россыпь имеет следующие особенности:

а/ большую протяженность /10-15 км/;

б/ в самой верхней по течению части, в непосредственной близости к коренному источнику, россыпь имеет элювиально-делювиальный или аллювиально-делювиальный характер;

в/ в притоках главной реки золотоносные россыпи отсутствуют;

г/ верхняя по течению реки часть россыпи является наиболее богатой, а вниз по течению богатство равномерно уменьшается;

д/ в том же направлении заметно уменьшается содержание металла на пласт;

е/ проба золота закономерно увеличивается к нижней части россыпи;

ж/ морфология золотинок изменяется от относительно крупных, плохо окатанных, встречающихся часто в сростках с кварцем в верхней части россыпи, до мелких пластинчатых, лепешковидных хорошо окатанных в нижней части.

Примером подобной связи служит Дарасунская россыпь, питаемая за счет богатого Дарасунского месторождения. Такими же особенностями характеризуются россыпи р.р.Нараки и Дельмачика. В связи с этим можно предположить, что обе они непосредственно связаны с коренными источниками питания, расположенными в верховьях названных рек. Отсутствие окатанности золота из русловых отложений и золотоносность делювия в верховьях р.Дельмачик подтверждают, что источник питания россыпи в настоящее время интенсивно эродируется.

11. Россыпи связаны с многочисленными, порой небогатыми коренными месторождениями или рудопроявлениями, сконцентрированными на ограниченной площади. Для этого типа связи характерны следующие особенности россыпных месторождений:

а/ многочисленные россыпи падей и ключей концентрируются в золотоносные узлы или полосы, предопределенные размещением коренных источников;

б/ протяженность россыпей невелика /0,3-1 км/;

в/ широко развиты аллювиально-делювиальные россыпи;

г/ обогащенные участки приурочены к верховьям падей;

д/ золото обычно плохо и средне окатано, встречаются золотины различных размеров /0,1-0,8 мм/, части сростки с кварцем.

Подобными чертами характеризуются россыпи Жарчинской и Эдакуйской групп. Особенностью россыпей бассейна р.Жарчи является наличие золотоносных притоков лишь по левому борту реки. Характер россыпного золота свидетельствует о том, что питание россыпей осуществлялось непосредственно за счет коренных источников, расположенных в верховьях левобережных притоков.

В бассейне р.Эдакуи все золотоносные притоки расположены по правому борту выше впадения рч.Бол.Депаки. Россыпь по р.Эдакуи начинается от впадения рч.Бол.Наинги. Учитывая узловое размещение россыпей и их особенности, указанные выше, можно вполне определенно оконтурить область питания этой группы россыпей.

Ш. Помимо непосредственной связи с рудопроявлениями и месторождениями, россыпи могут быть связаны с промежуточными источниками питания, к каким в данном районе относятся конгломераты нижнемелового возраста. Коренные источники, обусловившие золотоносность конгломератов, в основном, по-видимому, разрушены. Россыпи, связанные с промежуточным источником питания, имеют следующие особенности:

- а/ приуроченность большинства россыпей к депрессиям;
- б/ четкая связь россыпей или их верхних частей с участками развития нижнемеловых конгломератов;
- в/ присутствие золотинок со следами переотложения.

Примером может служить Кручининская россыпь, расположенная в пределах мезозойской впадины, выполненной осадками нижнемелового возраста, в том числе конгломератами. Золотоносность последних подтверждается находками золота непосредственно в их элювии. Наиболее обогащенные участки россыпи приурочены к приподнятым блокам, сложенным этими конгломератами. Известно большое количество россыпей /долины рек Бичектуй, Халзаниха и др./, имевших подобный источник питания.

1У. Дополнительным источником питания россыпей могут быть рудопроявления, связанные с разломами и зонами повышенной трещиноватости. Поскольку в пределах рассматриваемого района известно большое количество долин, предопределенных тектоникой, "подпитывание" россыпей за счет рудопроявлений в коренном ложе долин может играть значительную роль.

Встречаются, однако, россыпи, обогащение которых на разных участках происходит за счет нескольких источников питания. Примером может служить россыпь р.Киш. Золотоносность этой долины связана не только с разрушением коренных источников, но и с размывом золотоносных меловых и древне-четвертичных отложений.

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ С ОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ

В настоящее время месторождения золота Восточного Забайкалья, представленные золото-кварцево-сульфидной /золото-турмалиновой/ формацией, большинством исследователей связываются с магматическими породами умеренно-кислого состава, главным образом с дайками и небольшими штокообразными телами амуджикано-сретенского комплекса. Эта связь считается подтвержденной на примере всех без исключения золотоносных районов золото-молибденового пояса, хотя металлогеническая специализация этих пород на золото не изучалась. В качестве доказательств принимаются, в основном, тесная возрастная близость и постоянная пространственная ассоциация.

По представлениям автора формы связи золотого оруденения с магматизмом не ограничиваются приуроченностью его к умеренно кислым породам. Для самого "рудоносного" комплекса, характеризующегося многофазным внедрением, отмечаются резкие колебания в составе пород отдельных фаз и даже в пределах одной фазы. Золотое оруденение ассоциирует не со всеми фазами комплекса, а только с последней, породы которой названы М.Б.Бородаевской "гибридными порфирами". Породы других фаз, с которыми не ассоциирует золота минерализация, характеризуются нередко более кислым составом.

Интрузии "гибридных порфиров" отличаются небольшими размерами и приурочены к зонам повышенной трещиноватости глубокого заложения, секущим различные структурно-формационные зоны. Характерной особенностью их является наличие признаков глубинного гибридизма и неравновесности. Вкраплен-

ники калиевого полевого шпата и кварца присутствуют наряду с основным составом базиса. В формировании пород активная роль принадлежит основной магме. Доказательством этого, по В.Л.Литвинову и Ю.С.Соломину, служат:

1. Аномально низкая железистость, являющаяся характерным петрохимическим признаком пород и обусловленная повышенной магнезиальностью исходной основной магмы. Пониженное значение железистости сохраняется в породах из весьма удаленных друг от друга районов, что позволяет говорить о едином глубоко расположенном магматическом очаге.

2. Характерные особенности общих породообразующих минералов. Плагиоклазы в кислых разностях имеют относительно основной состав; характерна для них зональность, часто обратная. Биотиты и роговые обманки по составу близки к биотитам и роговым обманкам основных пород. Железистость их также аномально низка и остается постоянной в различных по общей железистости породах. Необычно низкая железистость этих минералов указывает на аномально низкую железистость исходной магмы.

3. Присутствие в породах и биотитах повышенных содержаний Cr, Co, Ni, Cu и отчасти V, Ti, Sc, не характерных для нормальных гранитов. Повышенное содержание этих элементов отражает повышенную основность породы.

4. Почти полное отсутствие процессов аутометасоматоза.

Все эти данные позволяют считать, что расплав, давший интрузии, с которыми связано золотое оруденение, образовался за счет ассимиляции магмой основного состава кислых пород силля. Эта магма обладала аномально низкой даже для базальтоидных магм железистостью. Возникновение и подъем ее связаны с разломами глубокого заложения, проникающими в

базальтический слой. Для пород амуджикано-сретенского комплекса довольно четко проявляется закономерность: увеличение роли основного расплава в формировании пород способствует появлению золотой минерализации.

Приуроченность рудопроявлений и месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации к массивам основных пород была отмечена уже давно и используется как поисковый критерий для выявления новых месторождений, но основные породы считаются только благоприятной вмещающей средой для золотого оруденения. Представляется, что связь эта глубже и является генетической.

Пространственную ассоциацию золотого оруденения с основными породами можно видеть на примере крупного Дарасунского месторождения, наиболее богатые руды которого расположены в массиве нижнепалеозойских /?/ габброидов.

Автором совместно с В.В.Тартынским было высказано предположение о наличии в районе месторождения крупного тела более молодых габброидов, не выходящих на дневную поверхность. Основанием для этого послужили наличие локальной положительной аномалии силы тяжести в районе месторождения и находки небольших выходов оливиновых габбро в пади Соколан. Эти породы отличаются от нижнепалеозойских габброидов рядом признаков, из которых наиболее существенными являются: свежий облик, шаровая отдельность, очень высокая плотность /3,2/, наличие совершенно неизмененного оливина и бурой роговой обманки. Кроме того, это тело находится в узле крупных глубокопроникающих нарушений, явившихся подводящим каналом для основной магмы. Возраст габброидов не древнее мезоя.

Таким образом, на примере Дарасуна ясно можно видеть и

возрастную близость, и пространственную ассоциацию золотой минерализации не только с умеренно кислыми, но и с основными породами.

Другим примером является район золотоносных россыпей р.Кручины, в настоящее время уже отработанных. Коренные источники этих россыпей до сих пор не выявлены. Никаких тел малых интрузий и даек, напоминающих амуджикано-сретенский комплекс, в этом районе не наблюдается. Но в головной части россыпи расположен Ангашанский массив, представленный габбро, габбро-диоритами, перидотитами, пироксенитами. С ними связаны основные запасы руд Кручининского титано-магнетитового месторождения. Выше массива основных пород долина р.Кручины не золотоносна. Небольшие россыпи проявляются только в верховьях реки по пади Б.Зубкоша, где также наблюдаются выходы основных пород.

Не случайной, по-видимому, является также ассоциация золото-магнетит. Магнетит постоянно отмечается в кислых породах, но скопления его приурочены, главным образом, к основным породам и открытие за последние годы в Восточном Забайкалье золото-магнетитовых жил также может свидетельствовать в пользу связи золотого оруденения с основными породами. Уже сейчас можно определить, что некоторые проявления этой формации имеют большую практическую ценность. К созданию вопросы их генезиса еще совершенно не изучены. Залегают рудные тела этого типа в диоритах и габбро.

Небезинтересными с точки зрения связи магнетита и золота являются данные Д.И.Печерского, который, проанализировав огромный статистический материал, пришел к выводу, что золотое оруденение Северо-Востока нашей страны связано с "магнитными" гранитами, т.е. с гранитами, обладающими относительно

повышенными значениями магнитной восприимчивости и положительными магнитными полями. Кстати, для многих сравнительно кислых пород, развитых в районе Дарасунского месторождения, характерны повышенные значения магнитной восприимчивости. Другие полезные ископаемые, как например, олово, приурочено к "немагнитным" гранитам, т.е. намечаются определенные корреляционные связи намагниченности гранитов с золотоносностью. Физико-химические условия, благоприятные для накопления в магматическом расплаве трехвалентного железа, благоприятны, по всей вероятности, также для образования повышенных концентраций золота. Эта связь несомненно имеет большой практический интерес, что подтверждается уже открытыми рудопроявлениями в Восточном Забайкалье.

В.И.Игнатович /БГУ/

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ШТОКВЕРКОВОГО МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В БУРЯТИИ

1. Штокверковое молибденовое оруденение на территории Бурятской АССР распространено широко. Кроме известных в Джидинском рудном районе Первомайского, Булуктаевского, Долон-Медонского и Чемуртаевского месторождений и месторождения на Витимском плоскогорье в последнее десятилетие выявлено около 20 месторождений и крупных рудопроявлений, расположенных преимущественно в Удино-Витимской структурно-металлогенической зоне.

К числу их относятся Магнетитовое, Мало-Курбинское, Малынское, Хангитуйское и другие.

2. Молибденовая минерализация генетически связана с малыми интрузиями мезозойских гранитов и гранит-порфиров,

локализующимися в долгоживущих зонах разломов, заложенных в палеозое и активизированных в мезозойское время. В Джи-динском рудном районе они выделяются по линейному расположению массивов мезозойских гранитов, полям палеозойских и мезозойских даек, проявлению постмагматической минерализации, а также по слабо выраженным тектоническим нарушениям. На Витимском плоскогорье рудные зоны четко устанавливаются по многочисленным разрывным нарушениям, зонам интенсивного катаклаза и милонитизации, а также, как и на Джиде, по проявлению палеозойских и мезозойских гранитных даек и массивов мезозойских гранитов. В Курбинском и Еравнинском рудных районах закономерности размещения молибденовых месторождений изучены недостаточно.

3. Штокверковые молибденовые месторождения обычно локализуются в узлах пересечения крупных долгоживущих зон разломов, указанных выше, с зонами разломов других направлений /Первомайское, Долон-Модонское и другие месторождения/ или в пологопадающей зоне повышенной трещиноватости, оперяющей крупный крутопадающий разлом /месторождение Витимского плоскогорья/.

Характерным признаком крупных штокверковых месторождений является большая продолжительность формирования рудовмещающих структур, начиная с палеозоя.

4. На молибденовых месторождениях Джидинского рудного района оруденение приурочено к апикальным частям рудоносных массивов и к зонам непосредственного экзоконтакта /Первомайское, Чемуртаевское, Долон-Модонское/. В других районах они локализуются преимущественно в околоинтрузивных зонах трещиноватых пород.

5. Рассматриваемое оруденение тесно связано во времени

с магматической деятельностью - на ряде месторождений установлены межминерализационные и пострудные дайки.

6. По морфологическим и структурным особенностям среди штокверковых молибденовых месторождений Бурятии выделяются три группы: а/ типичные штокверки, расположенные в апикальных частях рудоносных массивов и участке непосредственного экзоконтакта; б/ прожилково-штокверковые зоны, характеризующиеся совпадением залегания самой зоны, обогащенных участков /рудных тел/ и рудных прожилков; в/ трубчатые тела, сложенные оруденелой орекцией.

7. Штокверковые молибденовые месторождения Бурятии характеризуются большим разнообразием минеральных ассоциаций, обусловленных соответствующей специализацией рудоносных магм и влиянием геологической среды. В Джидинском рудном районе развиты комплексные молибден-редкометалльно-вольфрамовые месторождения /Джидинское рудное поле, Булуктаевское месторождение/ и молибденовые /Чемуртаевское, Долон-Модонское/, на Витимском плоскогорье - существенно молибденовые с резко подчиненным редкометалльным и вольфрамовым оруденением. Специфической особенностью молибденовых штокверков Курбино-Еравнинского района является их мономинеральный состав - оруденение здесь связано только с кварцево-молибденитовыми прожилками, содержащими редкую вкрапленность пирита. На отдельных рудопроявлениях установлена также вкрапленность молибденита в околорудно измененных микроклинизированных гранитах.

Для наиболее крупных месторождений характерна многостадийность минерализации / на Петропавловском - 6 стадий, на месторождении Витимского плоскогорья - 8/, обусловившая высокое содержание в них молибдена и присутствие сопутствующих

щих компонентов: редкого металла, меди, цинка и свинца, а также элементов - примесей.

8. Перспективы территории Бурятской АССР на обнаружение штокверковых молибденовых месторождений и направление работ по рудным районам, исходя из имеющихся геологических материалов, представляются следующим образом:

а/ Витимское плоскогорье /северо-восточная часть Удино-Витимской структурно-металлогенической зоны/. В пределах рудной зоны, протягивающейся от разведанного месторождения на северо-востока до Магнетитового месторождения на юго-западе, имеются реальные предпосылки выявления новых месторождений молибдена. Здесь установлен ряд рудопроявлений и ореолов рассеяния молибдена, а также небольшие массивы мезозойских гранитов. Рудная зона опойскована явно недостаточно. В этом районе требуется провести обобщение имеющихся материалов с последующим проведением геологической съёмки.

б/ Курбино-Еравнинский район /юго-западная часть Удино-Витимской зоны/. Благоприятные геологические условия, положительные результаты поисково-съёмочных работ последних 2-3 лет и недостаточная опойскованность площади дают основание выдвинуть этот район в число наиболее перспективных по молибдену. В настоящее время здесь уже выявлено 10 небольших месторождений и рудопроявлений. В этом районе необходимо планомерное продолжение геологической съёмки.

в/ Джидинский рудный район является наиболее изученным. Однако, и здесь имеются некоторые перспективы выявления молибденового оруденения и в первую очередь скрытого. Наиболее перспективными для поисков являются участки северо-западных

рудоконтролирующих зон в местах сопряжения с оперяющими разрывными нарушениями, узлы пересечения с тектоническими нарушениями других направлений. Косвенными признаками для поисков скрытых месторождений могут служить поля развития даек, участки постмагматического изменения пород и другие признаки. Особо следует указать на необходимость ревизии закрытых участков в пределах рудоконтролирующих структур при неременном комплексировании с геофизическими работами. Необходимо опосковать участки, где геохимические поиски не проводились или проведены по разряженной сети, а также с другими методическими отклонениями. В 1968 г. следует приступить к планомерной проверке геохимических ореолов, выделенных при обобщении результатов геохимических поисков, проведенных в Джидинском районе.

Е.Е.Батурина /ВГУ/

О РОЛИ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ В РАЗМЕЩЕНИИ
МЕЗОЗОЙСКОГО ФЛЮОРИТОВОГО И РЕДКОМЕТАЛЬНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ДЖИДИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

1. Металлогенический анализ территории Джидинского рудного района, проведенный в последние годы коллективом тематической группы в составе Е.Н.Смолянского, Е.Е.Батуриной, Г.С.Риппа, С.А.Ермаковой и Л.А.Бурова, способствовал уточнению и выявлению ряда важных закономерностей в размещении месторождений полезных ископаемых, главным образом сформировавшихся в мезозое - раннемезозойских редкометалльных и позднемезозойских флюоритовых. Установлено, что главная роль в локализации оруденения принадлежит структурным факторам, определившим положение рудных зон, узлов, полей и отдельных месторождений и рудопроявлений. Важную роль в

размещении оруденения играют скрытые разломы, выявляемые по комплексу косвенных признаков -развитию магматизма, структурным аномалиям, в строении складчатых толщ дайковым полям, поясам и т.д.

2. Редкометалльные рудные зоны контролируются зонами глубинных разломов господствующего северо-западного простирания, к которым приурочены гранитоиды гуджирского комплекса и связанная с ними эндогенная минерализация /молибден, вольфрам, полиметаллы/. По совокупности ряда признаков установлены следующие редкометалльные рудные зоны: в пределах юго-западного крыла Джидинского синклинория - Айнекская, Ходжертуйская, Шара-Аваргинская, Джидинская; в центральной области синклинория - Джидотская, Чемуртаевская и слабо выраженные Шабартайско-Хайхотская и Хамнейско-Цежейская, в северо-восточном крыле синклинория -Цаган-Нугинская, Булуктай-Хуртугинская, Улекчинская, Улятуйская, слабо выраженные Армакская, Алцакская, Торейская.

3. Положение рудных узлов, полей и отдельных месторождений и рудопроявлений определяется структурными узлами в пересечении рудоконтролирующих зон северо-западного простирания разломами других направлений. Структурный контроль рудных узлов, полей и отдельных рудопроявлений иллюстрируем следующими примерами: Джидинским и Булуктаевским рудными узлами, Студенческим и Долон-Модонским месторождениями.

4. Джидинский рудный узел, находящийся в одноименной рудной зоне, локализуется в узле пересечения разломов разных направлений: /по В.И.Игнатовичу/, 1/ северо-западного /близширотного/ глубинного разлома, контролирующего Джидинскую зону повышенной магматической проницаемости;

2/ северо-западного /близмеридионального/ глубинного разлома, определившего положение Модонкульской зоны развития ультраосновных интрузий цакирского комплекса; 3/ северо-восточного /близширотного/ разлома.

Разлом северо-восточного простирания продолжается к востоку от Джидинского рудного узла. На пересечении этого разлома с восточной ветвью Джидинской зоны находится массив мезозойских гранитов с признаками молибденовой минерализации по ключу Солевому, а к пересечению его с Джидотской зоной приурочено Джидотское рудопроявление. Кроме геологических признаков наличие всех трех разломов подтверждается результатами интерпретации данных аэромагнитных исследований А.Л.Шпилькова и М.И.Соляникова.

5. Долон-Модонское месторождение находится также в Джидинской рудной зоне. Оно приурочено к структурному узлу, образованному пересечением разрывных нарушений, установленных по геологическим и геофизическим данным:

- 1/ регионального северо-западного разлома, контролирующего Джидинскую зону;
- 2/ северо-западного /близмеридионального/, который является оперяющим к региональному Джидинскому разлому;
- 3/ северо-восточного /близширотного/.

6. Булуктаевский рудный узел, как и Джидинский, характеризуется развитием молибденовой, вольфрамовой и сопутствующей им минерализации. Рудный узел приурочен к участку сопряжения Улекчинской и Булуктай-Хуртугинской северо-западных зон разломов, контролирующих одноименные рудные зоны. Значительная роль в локализации Булуктаевского гранитного массива и ассоциирующего с ним редкометального оруденения принадлежит, по-видимому, также зоне разломов северо-восточ-

ного /субширотного/ простираия, на продолжении которой к востоку находится Байбинское вольфрамовое проявление.

7. Студенческое месторождение приурочено к структурному узлу в пересечении крупного тектонического нарушения северо-западного простираия, оперяющего Улекчинскую зону разломов, с разломом северо-восточного /близширотного/ простираия. Обе тектонические структуры установлены по геологическим признакам и по материалам аэрогеофизики.

8. Флюоритовая минерализация, развитая в районе, разновозрастна. Ранняя флюоритовая минерализация является сопутствующей в редкометальных месторождениях, сформировавшихся в нижнем мезозое, и контролируется теми же структурами, что и редкометальные месторождения. Поздние проявления плавикового шпата принадлежат к эпитермальным образованиям. Они аналогичны эпитермальным месторождениям флюорита смежных территорий, посленижнемеловой возраст которых А.Д.Щегловым /Западное Забайкалье/ и Н.А.Мариновым /Восточная Монголия/ убедительно аргументирован. Эпитермальные поздне-мезозойские флюоритовые проявления и ассоциирующие с ними жилы халцедоновидного кварца известны на всей территории Джидинского рудного района. Тяготеют они к трем флюоритоносным зонам северо-восточного /близширотного/ простираия, которые контролируются крупными системами разломов: Темникской, Хасуртинско-Хурайской, Булуктай-Хулдатской. В указанных флюоритоносных зонах все известные коренные проявления плавикового шпата, вторичные ореолы рассеяния по данным шлихового и металлометрического опробования, флюоритизация в коренных породах тяготеют к структурным узлам в пересечении контролирующих зоны северо-восточных разломов с ослабленными северо-западными зонами, в которых локализовано

редкометальное оруденение. В ряде случаев это те же структурные узлы, к которым приурочена и сформировавшаяся ранее редкометальная минерализация.

М.М.Повилайтис /ИМГРЭ/

"КРИТЕРИИ ПУЛЬСАЦИИ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДЖИДИНСКОГО МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ /В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ/ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО МИНЕРАЛИЗАЦИИ".

1. Джидинское молибдено-вольфрамовое месторождение /в Западном Забайкалье/ отличается сложной историей формирования, характеризующейся неоднократным изменением плана деформации, в ходе интрузивного процесса, что обусловлено последовательным оживлением деятельности тектонических нарушений различных направлений, а также проявлением тектонической активности самой гранитной магмы.

2. Намечается четыре этапа постмагматического процесса, в ходе которых было сформировано последовательно молибденовое, редкометальное, редкометально-вольфрамовое и вольфрамовое оруденение. Оруденение каждого этапа минерализации можно подразделить на стадии.

3. В целом постмагматический процесс на месторождении имеет определенную направленность, о чем можно судить по эволюции характера изменения боковых пород от этапа к этапу, изменению минерального состава жил и прожилков, составе и свойств "проходящих" минералов, изотопного состава серы в различных сульфидах и сульфосолях и т.п.

4. В то же время ряд признаков свидетельствует о прерывистом поступлении растворов в трещины, а именно:

а/ план тектонических нарушений в процессе формирования оруденения неоднократно изменялся, причем эти изменения,

как правило, сопровождались резким изменением минерального состава жильного заполнения и характера изменения боковых пород;

б/ образование прожилков более высокотемпературного характера после ряда прожилков, особенности которых свидетельствуют о закономерном снижении температуры постмагматических растворов;

в/ незначительное содержание или отсутствие в ранних прожилках минералов, которые должны были бы выделиться как труднорастворимые продукты природных реакций при взаимодействии высокотемпературных фтор- и вольфрамсодержащих растворов с боковыми породами повышенной основности и обилие этих минералов в жилах поздних этапов минерализации /например, флюорита, шеелита/;

г/ периодически менявшаяся интенсивность изменения боковых пород около последовательно образовавшихся прожилков при сохранении щелочной реакции растворов;

д/ неоднократное внедрение межминерализационных интрузивных тел, разобщающих во времени постмагматические образования различного минерального состава.

Совокупность имеющихся данных свидетельствует о пульсационном отделении рудообразующих растворов от магмы и о возможной связи их с разными магматическими источниками.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В
ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ МНОГОФАЗНЫХ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

1. Изучение редкометаллоносных гранитных массивов

Забайкалья показало, что преобладающее большинство их являются многофазными. Многофазное строение обусловлено процессами пульсационной кристаллизации магматического расплава в пределах одной магматической камеры. Количество фаз находится в тесной связи с тектонической обстановкой в период становления гранитных массивов. Фазы кристаллизации фиксируются наличием разновозрастных даек, апофиз и штоков, отражающих локальные движения расплава.

2. В многофазных гранитных массивах установлено многоэтажное проявление процессов гидротермального метаморфизма -/микроклинизации - альбитизации - грейзенизации и др./ и редкометального оруденения. Каждая фаза кристаллизации сопровождается отделением летучих и растворов, создавая условия рудной специализации фаз, т.е. изменению состава рудной минерализации от ранних к поздним фазам.

3. В зависимости от истории геологического развития, строения и геохимических особенностей отдельных структурно-формационных зон и регионов установлены 3 геохимических ассоциации редкометального оруденения: 1/ Mo, W, Be, Ta, Nb ; 2- Sn, W, Be, Ta, Nb ; 3/ Mo, Be, W, Ta, Nb /?/, связанных с гранитными массивами. Последовательность поэтапного рудообразования каждой ассоциации следующая /от ранних к поздним этапам/: 1/ $Mo, W \rightarrow Be \rightarrow Ta, Nb$; 2/ $Sn \rightarrow W \rightarrow Be \rightarrow Ta, Nb$; 3/ $Mo \rightarrow Be \rightarrow W \rightarrow Ta, Nb$.

4. Наблюдаемое поэтапное изменение состава рудной минерализации отражает фракционирование и последовательность

выноса растворами редких элементов в процессе дифференциации и пульсационной кристаллизации магматического расплава. Существенную роль на последовательность выноса редких элементов оказывает состав и концентрация летучих / F, B, Cl / и поведение их в процессе дифференциации и пульсационной кристаллизации магматического расплава.

5. Наряду с явно выраженной тенденцией поэтапного фракционирования элементов довольно широко развиты комплексные Mo - W - Be, Mo-Be, Ta, Nb и др. руды одного этапа. В таких случаях присутствие второстепенных компонентов объясняется мобилизацией этих элементов из раскристаллизованных гранитов или ранее образованных руд в процессе гидротермального метаморфизма. В процессе микроклинизации растворы обогащаются Mo, Be, Ta, Nb и др., которые затем отлагаются в процессе альбитизации / Nb, Ta, Be / и грейзенизации / в разных зонах грейзенов Mo, Be, Ta, Nb / в рудных жилах.

6. В процессе формирования /пульсационной кристаллизации/ многофазных гранитных массивов каждая фаза сопровождается отделением летучих и растворов, причем каждый поток /этап оруденения/ имеет свой специфический состав летучих, растворов и редких элементов. Каждому потоку растворов присуща своя специфическая волна кислотности, кислотно-основная дифференциация и режим кислотности-щелочности. Последний изменяется в результате взаимодействия /гидротермального метаморфизма/ растворов с вмещающими породами /граниты, сланцы, карбонатные породы и др./, изменения температуры, давления и тектонической обстановки в период становления массивов.

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В НЕКОТОРЫХ РЕДКО-
МЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В ряде редкометаллических месторождений Забайкалья, пространственно и генетически связанных с интрузивами лейкократовых и биотитовых гранитов мезозойского возраста, вертикальная зональность проявлена значительно разнообразнее, чем горизонтальная зональность. Последняя в пределах рудных полей некоторых месторождений проявляется более или менее однотипно и выражается в локализации более ранних минеральных ассоциаций в апикальных частях рудоносных гранитных массивов и их ближайших экзоконтактах, а более поздних минеральных комплексов - в относительно удаленных от интрузива участках рудного поля /Онтоев, 1965 /. По масштабу проявления вертикальной зональности в рассматриваемых месторождениях различают: 1. Зональность рудных полей; II. Зональность месторождений; III. Зональность отдельных рудных тел.

В зависимости от условий проявления зональности относительно рудоносных массивов, способов образования отдельных месторождений и связи процессов оруденения с околожильными метасоматозом при формировании рудных жил выделяются группы вертикальной зональности. По смене с глубиной минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела и метасоматически - измененные вмещающие породы, внутри отдельных групп выделяются различные типы вертикальной зональности.

1. Вертикальная зональность рудных полей проявляется относительно рудоносных гранитных массивов либо обнажающихся на дневной поверхности, либо скрытых на глубине. В первом случае зональность выражается в закономерном увеличении глубины /а следовательно и вертикального интервала/ редкометаллического оруденения

по мере перехода от апикальных частей гранитных массивов, где преимущественно развиты ранние минеральные ассоциации, к более удаленным от интрузива зонам, где преобладают поздние минеральные комплексы. Во втором случае, в связи со скрытыми на глубине / 300-400м / рудоносными массивами гранитов, вертикальная зональность выражается в том, что с глубиной постепенно уменьшается количество и мощность рудоносных жил, упрощается их морфология и строение, а также общая структура жильной системы:

II. Вертикальная зональность месторождений. Здесь намечается две группы зональности в зависимости от способа образования месторождений:

A. Зональность метасоматически-измененных гранитов и связанного с ними редкометалльного оруденения в апикальных частях массивов гранитоидов.

Б. Зональность штокверковых месторождений, образованных преимущественно выполнением трещин при подчиненной роли процесса метасоматоза. В группе А по смене с глубиной различных фаций метасоматически-измененных гранитов можно выделить три типа вертикальной зональности. Зональность штокверковых месторождений / группа Б / в Забайкалье проявлена слабо. Здесь следует указать на некоторое возрастание с глубиной молибденита, биотита и калиевого полевого шпата в штокверковых прожилках Инкура, особенно вблизи контакта с гранитным массивом, а также возрастание количества кварц-полевошпатовых и флогопит-калишпатовых прожилков на нижних горизонтах Аманан-Макитского месторождения.

III. Вертикальная зональность отдельных рудных тел. По соотношению околожильных метасоматитов и оруденения можно выделить две группы зональности: A. Зональность околожильных метасоматитов и сопряженного с ними оруденения.

Б/ Зональность жильного выполнения /без существенного изменения фации и формации околорудных метасоматитов/.

В первой из них по смене с глубиной различных фаций и формаций околосильных метасоматитов различают следующие типы:

1/ Вертикальная зональность различных фаций околосильных грейзенов, в частности, смена с глубиной мусковитовых и кварц-мусковитовых грейзенов мусковит-кварцевыми и кварцевыми /Первомайка, Джиды, и реже топазо-кварцевыми и топазовыми.

К этому же типу относится зональная смена кварц-мусковитовых и мусковитовых околосильных грейзенов флюорит-пирит-слюдистыми метасоматитами при переходе рудных жил из гранитов в породы более основного состава /Джиды, Булуктай/.

2/ Вертикальная зональность различных фаций и формаций других околосильных метасоматитов, в частности, смена с глубиной околосильных хлоритовых и кварц-хлоритовых метасоматитов либо кварц-турмалиновыми и турмалиновыми метасоматитами, либо гранат-аксинит-актинолитовыми, как это проявлено на нижних горизонтах ряда жил Хапчерангинского месторождения.

3/ Зональная смена с глубиной различных фаций грейзенов и других метасоматитов существенно щелочными. Так, в ряде редко-металлических месторождений других рудных регионов /Дальний Восток, КНР и др./ околосильные грейзены и кварц-серицитовые метасоматиты с глубиной сменяются кварц-кальшпатовыми, микроклиновыми и адуляровыми метасоматитами.

Наконец, в группе Б "Вертикальная зональность жильного выполнения" по смене с глубиной относительных количеств ранних и поздних минеральных комплексов, слагающих рудные тела, и жилы, выделяются три типа: 1/ "прямая" вертикальная зональность выражается в локализации ранних минеральных ассоциаций преимущественно на нижних, а поздних - на верхних горизонтах. Этот тип проявлен в ряде рудных жил Хапчерангин-

ского, Букуинского и Холтосонского месторождений.

2/ "Обратная" вертикальная зональность проявляется в том, что ранние минеральные ассоциации развиты на верхних горизонтах, а поздние - на нижних. К этому типу относится отчетливое возрастание с глубиной в рудных жилах сульфидных минералов - сфалерита, халькопирита, пирротина, а местами также самородного висмута, сложных сульфосолей висмута и свинца /Букука и Белуха в Восточном Забайкалье; Сихуашань в КНР; Чикото-Гранд в Боливии и др./.

3/ "Концентрическая" вертикальная зональность характеризуется в закономерной смене с периферии /с флангов, а также сверху и снизу/ рудной жилы к ее центральным частям более поздних минеральных комплексов более ранними. Этот тип зональности не проявлен в месторождениях Забайкалья, но известен в некоторых оловорудных месторождениях Приморья.

Возникновение различных групп и типов вертикальной зональности в некоторых редкометальных месторождениях Забайкалья обусловлено различными геологическими и физико-химическими факторами. В условиях многократного прерывистого поступления растворов главным фактором зональности является изменение состава во времени отдельных порций или потоков рудоносных растворов, отщепляемых металлоносным очагом в связи с возобновлением тектонических движений и нередко магматической деятельности. Пульсационную природу, в частности, имеет вертикальная зональность метасоматически измененных гранитов гуджирского массива /Джиды/, где процессы площадной альбитизации и микроклинизации гранитов в апикальной части массива разорваны во времени от поздних процессов грейзенизации и оруденения внедрением даек аплитов и микрогранитов. Вертикальная зональность в некоторых жилах Хапчерангинского месторождения

также является пульсационной.

В условиях отдельного потока рудоносных растворов причинами возникновения зональности являются: а/ геологические факторы - влияние литологического состава вмещающих пород; изменение структурных условий рудообразования /смена пластических деформаций хрупкими, смена различных генетических типов трещин и др./; физико-механические свойства вмещающих пород; б/физико-химические факторы - изменения температуры в процессе минерализации; изменения активностей /эффективных концентраций/ катионов и анионов в растворах; режим кислотности - щелочности растворов на путях их циркуляции; колебания окислительно-восстановительного потенциала; устойчивость комплексных соединений; перепад давлений.

Закономерности вертикальной зональности в рассматриваемых месторождениях, а именно различная глубина оруденения в разных минеральных зонах относительно рудоносных массивов, типы зональной смены с глубиной метасоматически-измененных гранитов, фаций и формаций околожильных метасоматитов и минеральных ассоциаций, слагающих рудные жилы, могут быть использованы для прогнозной оценки перспектив редкометального оруденения на глубину и при поисках скрытых рудных тел.

М.М.Повилайтис /ИМГР/

ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРЕДИСТОРИЕЙ РАЙОНОВ ИХ РАЗВИТИЯ

1. На земном шаре имеются два глобальных металлогенических пояса вольфрамовой минерализации, различающиеся по генезису и истории формирования соответствующих им глубинных тектонических структур, мощности и строению земной коры, возрасту и металлогеническим особенностям оруденения. Один

из них простирается в широтном направлении между 40 и 50° северной широты, по-видимому, через все континенты, другой — окаймляет впадину Тихого океана.

2. Месторождения вольфрама возникли в периоды замыкания геосинклинальных систем, а также в условиях тектономагматической активизации платформ и орогенов.

3. Металлогеническая специализация интрузивных комплексов, проявляющаяся в масштабах крупных регионов, в главных чертах определялась характером предшествующего геотектонического развития и зависела от того, являлась ли данная геосинклиналь к моменту внедрения гранитной магмы областью накопления карбонатных, песчано-глинистых или вулканогенных отложений и от состава последних.

4. В районах с различным режимом осадконакопления различались глубины становления рудоносных интрузивов, состав пород, слагающих эти интрузивы, а также состав постмагматических растворов. Различия состава постмагматических растворов, связанные с геохимическими особенностями среды, в которой формировались интрузивы, а также со степенью проницаемости кровли, обусловили различия в характере окolloжильного изменения пород, последовательности образования, минеральном и геохимическом облике руд.

5. Высокотемпературное вольфрамовое оруденение генетически связано с многофазными гранитными интрузивами. Формирование оруденения начиналось задолго до завершения процесса становления интрузивов, причем каждая фаза формирования интрузивов сопровождалась рудной минерализацией.

6. В гранитных массивах различных регионов, несмотря на указанную выше общую геохимическую /в частности металлогеническую/ специализацию рудоносных комплексов, наряду с вольфрамовой минерализацией, в той или иной мере прояви-

лись молибденовая, оловянная, редкометальная. Последовательность формирования оруденения в одних случаях сходная, в других — имеет существенные различия.

7. Для районов, отличающихся по геотектоническому развитию, наряду с общими поисковыми признаками, можно указать некоторые специфические, касающиеся особенностей хода кристаллизации гранитов и характера околорудных изменений боковых пород.

8. Некоторые черты вольфрамовых месторождений обусловлены, по-видимому, тем — образовалось ли оруденение на завершающей стадии развития геосинклинали или в условиях тектономагматической активизации региона.

В.Б.Кушев /ДВТГУ/

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И СКРЫТОЕ НА ГЛУБИНЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КОМСОМОЛЬСКОМ ОЛОВО-РУДНОМ РАЙОНЕ

1. Комсомольский оловорудный район располагается во внешней зоне Тихоокеанского пояса на юго-восточном крыле Баджальского антиклинория. Олово, наряду с медью, вольфрамом, висмутом и полиметаллами, образует скопления в протяженных крутопадающих минерализованных зонах дробления; пространственно разобщены с этими металлами рудопоявления ртути. Возраст оруденения послеверхнемеловой — домиоценовый, и оно связано с магматическими породами, так называемой, Мяо-Санской серии — граниты и гранитоиды повышенной основности.

2. Минерализованные зоны дробления располагаются в юрских флишоидах, нижнемеловых конгломератах и кварцевых порфирах, в верхнемеловых андезитах и их туфах, в также

в интрузивных породах. Интенсивность и качество оруденения в эффузивно-осадочных толщах юры и мела почти не зависят от возраста вмещающих пород, но заметно снижаются, если минерализация развивается по интрузиям.

3. Олово установлено в кварц-полевошпатовых жилах, грейзенах, но практическую ценность представляют касситерито-кварцевые жилы и прожилковые зоны в турмалиново-кварцевых, серицитово-кварцевых и хлоритово-кварцевых породах и пропилитах. Размещение рудопроявлений, месторождений, интрузивных, субвулканических и жерловых пород контролируется в основном разрывной тектоникой.

4. К настоящему времени в Комсомольском оловорудном районе проведены поиски, де-тально разведано несколько месторождений, два из которых уже эксплуатируются. Очередной задачей являются поиски скрытого на глубине оруденения.

Для прогнозирования мест локализации скрытого на глубине оруденения использовались наблюдения за особенностями проявления магматизма, палеовулканизма, складчатых и разрывных структур, неотектоники и геоморфологии. В этом же направлении анализировались данные геофизических, геохимических и поисково-разведочных работ в комплексе с минералого-геохимическими характеристиками минерализованных зон.

Большое влияние на локализацию металлов оказывают мелкая трещиноватость и слоистость пород, которые в совокупности определяют анизотропию среды рудообразования.

Широко использовался математический аппарат при обработке этих материалов, что позволило количественно выразить влияние различных факторов на локализацию месторождений в коэффициентах и наметить участки, где можно с достаточной степенью надежности ожидать выявления скрытого на глубине оруденения.

Л.С.Пузанов, Ф.Я.Корытов, Н.М.Ивченко/ВИМС, БГУ/

"О ПЕРСПЕКТИВАХ ФЛЮОРИТОНОСНОСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ
ОРУДЕНЕНИЯ".

1. Обобщение и анализ материалов, проведенные авторами при составлении карты прогноза на флюорит для большей части Бурятской АССР, позволили выявить и уточнить ряд новых факторов пространственного размещения, условий локализации, состава и строения флюоритового оруденения, указывающих на значительную перспективность этого региона на обнаружение крупных флюоритовых месторождений.

2. Как известно, основной закономерностью размещения флюоритовых объектов Западного Забайкалья принималась их приуроченность к зонам региональных разломов, ограничивающих мезозойские впадины. В соответствии с этим происходило и развитие поисковых и разведочных работ, концентрировавшихся, в основном, в пределах нижних частей склонов междепрессивных возвышенностей, имеющих абсолютные отметки от 600 до 1100 метров.

Позже было выявлено, что широкое развитие оруденения вблизи разломов объясняется тем, что денудацией в этих частях рельефа вскрыта зона относительно интенсивного распределения кварцево-флюоритовых тел, в значительной части эродированных. Кроме того, было установлено, что флюоритовое оруденение распространяется на значительное расстояние от региональных разломов. В частности оно развито на водоразделах и верхних частях склонов впадин, имеющих абсолютные отметки свыше 1100 метров и благоприятные для локализации структурные условия. Такие площади опроискованы на флюорит в недостаточной

степени и могут быть рекомендованы для проведения на них дополнительных поисково-разведочных работ. Одновременно структурный анализ показывает, что флюоритовые месторождения и рудопроявления располагаются как в региональных, так и в локальных разломах различной ориентировки. Причем наиболее крупные месторождения приурочены к местам пересечения разломов друг с другом или пересечениями ими изгибов складчатых структур /Бурин-Ульское месторождение и др./. Эти данные несомненно расширяют возможности положительной оценки отдельных площадей.

3. Геологические наблюдения свидетельствуют, что более 50% флюоритоносных объектов размещаются в гранитоидах. Это позволяло ряду исследователей придавать большое значение генетической связи оруденения с определенными типами изверженных пород и фактору их пространственной совмещенности. Однако в условиях Западного Забайкалья указанный фактор локализации оруденения не является определяющим, ибо промышленные месторождения флюорита отмечаются и в районах, где отсутствуют гранитоиды. Поэтому наряду с площадями, имеющими дайкообразные массивы лейкократовых гранитов позднемезозойского возраста, определенные перспективы имеют участки лишенные их, но характеризующиеся развитием разрывных нарушений, заложившихся в период внедрения указанных гранитоидов.

4. К важным оценочным критериям перспективности рудоносных площадей относятся особенности зонального строения рудных тел и околорудноизмененных пород. Ряд изученных месторождений имеет четко выраженную обратную вертикальную зональность, проявляющаяся в развитии в верхних частях рудных тел минералов ранних /относительно высокотемпературных/ стадий минерализации, а в нижних - поздних /низкотемпературных/ минералов.

Учитывая эту особенность, можно считать, что наиболее перспективными площадями для обнаружения крупных месторождений будут являться те, на которых известные месторождения и рудопоявления флюорита на дневной поверхности сложены в основном ранним кварцем /хальцедоновидным/ и яркоокрашенным октаэдрическим флюоритом, указывающих на небольшой эрозионный срез.

5. Одним из оценочных критериев перспективности некоторых флюоритоносных площадей может служить геоморфологический фактор. Результаты разведочных работ, проведенных на месторождениях, расположенных на отметках 700–1100 м, охватывающих нижние части склонов впадин показывают, что глубина развития оруденения на них изменяется от 50 до 200 м, составляя в среднем 150 м. Последние указывают на значительную эродированность месторождений.

Более благоприятными для промышленных запасов флюорита являются объекты, расположенные на абсолютных отметках 900–1400 м.

Учет вышеизложенных особенностей размещения оруденения, строения и состава рудных тел, позволили при составлении карты прогноза выделить перспективные площади и подсчитать прогнозные запасы, обеспечивающие планомерное развитие поисковоразведочных работ.

Ф.Я.Корытов, Л.С.Пузанов /ВИМС/

"СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФЛЮОРИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ".

Проведенные исследования по изучению структурных условий локализации флюоритоносных объектов Западного Забайкалья и влияния их на морфологию рудных тел позволяют

классифицировать флюоритовые месторождения региона на следующие четыре основные структурно-морфологические типы:

1. Месторождения флюорита, локализованные непосредственно в региональных разломах, представленных обычно сбросами и надвигами и имеющих преимущественно северо-восточное простирание. Рудные тела в этих месторождениях фиксируют мелкие многочисленные трещины отрыва и скалывания, расположенные внутри зоны интенсивных тектонических перемещений. Нередко эти трещины выходят за пределы указанных зон, как бы опережая последние. Данный тип месторождений характеризуется небольшой протяженностью рудных тел /по простиранию и падению/, значительной изменчивостью по мощности и содержанию флюорита в руде. Ярким примером этого типа месторождений может служить Енхорское, залегающее в региональном разломе, обрамляющем Джидинскую депрессию.

2. Флюоритовые месторождения, контролируемые локальными разрывными нарушениями различного простирания и располагающимися как в бортах мезозойских впадин, так и вне их. Они представлены немногочисленными рудными телами со сравнительно значительной протяженностью /по простиранию и падению/. Особенно это характерно для тех месторождений, которые располагаются в разрывных нарушениях типа сдвига, ориентированных поперек или диагонально к генеральному направлению мезозойской складчатости. Примерами месторождений этого типа являются Харасунское, Первомайское и другие.

3. Месторождения флюорита, приуроченные к местам пересечения региональных и локальных разломов /различной ориентировки/ друг с другом. Рудные тела этих месторождений обычно локализованы в нескольких системах трещин разной протяженности. Те же рудные тела, которые залегают непосредственно в участках пересечения трещин, отличаются

столбообразной морфологией с крутым склонением. Примером служит Монятское месторождение.

4. Месторождения, расположенные в участках пересечения разломами изгибов складчатых структур, а также контактов вмещающих пород с резко отличными физико-механическими свойствами. Рудные тела здесь обычно имеют различную протяженность по простиранию и падению и унаследуют структурные элементы как складчатых структур и разрывных нарушений, так и контактов вмещающих пород. К этому типу можно отнести Бурин-Ульское месторождение, хурайское рудное поле.

Из всех указанных структурно-морфологических типов месторождений флюорита наиболее распространенными в Западном Забайкалье являются месторождения второго и третьего типов.

В отношении промышленного значения выделенные типы месторождений неравноценны между собой. Наиболее крупными месторождениями являются представители третьего и четвертого типов и в меньшей степени второго. Поэтому при поисках новых крупных флюоритоносных объектов в первую очередь следует обращать внимание на те месторождения, которые по данным геологического строения рудного поля могут быть отнесены к наиболее благоприятно-структурно-морфологическим типам.

К.И.Александров (ЗабНИИ)

О СВЯЗИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ
ПОРОДАМИ

В последние годы появляется все больше и больше данных, свидетельствующих о парагенетической и генетической связи месторождений цветных и редких металлов с вулканогенными формациями. А.М.Калик /1960/ устанавливает тесную связь оловянного оруденения с вулканогенными породами на месторождениях Малого Хингана. О генетической связи оловянного оруденения одного из районов Южного Приморья с субвулканическими образованиями говорится в статье М.Г.Руб /1960/. Для Дарасунского месторождения золота Д.А.Тимофеевский /1959/ предполагает, что рудный процесс начался вырывами газов. Характерной особенностью структуры Ключевского рудного поля является, по данным М.Б.Бородаевской /1958/, наличие, помимо малых интрузий, небольших по размерам трубообразных тел эруптивных брекчий, образование которых непосредственно предшествовало золотосульфидному оруденению. Примеры проявления постмагматической сульфидной минерализации /с золотом и серебром/ в связи с трубками взрыва газов в Восточном Забайкалье /левобережье р.Шилки/ приводит Н.Н.Биндеман /1961/. Тесная связь золотого оруденения с субвулканическими брекчиевыми породами наблюдается, по сообщению Н.А.Фогельман /1964/, на Илинском месторождении в Центральном Забайкалье.

Молибденовое оруденение месторождения Шахтама парагенетически не связано с массивом вмещающих среднекембрийских гранитоидов, будучи отделено от него периодом, в течение которого сформировались эруптивные брекции /Кепенжинкас, 1964/. Как сообщают С.А.Вахромеев, Е.Д.Ившин и

Д.М.Корытова /1962/, на Будуктаевском молибдено-вольфрамовом месторождении неотъемлемой частью структуры рудного поля является трубообразное тело оруденелых брекчиевых пород, расположенное в центре штокерка. О генетических типах месторождений редких элементов /бериллия, тантала, ниобия/, связанных с субвулканическими образованиями, говорится в статье А.И.Гинзбурга и Н.П.Заболотной /1965/. Проблеме рудоносности вулканогенных формаций было посвящено специальное межведомственное совещание, состоявшееся в Москве в 1963 г.

В процессе изучения полиметаллических месторождений Приаргунья выявилось наличие юнокиммерийских субвулканических пород, с которыми ассоциирует оруденение. На Карповско-Глубокинском свинцово-цинковом месторождении в Нерчинско-Заводском рудном районе мы совместно с А.М.Стреловым обратили внимание на отчетливую приуроченность рудных залежей к контуру субвулканических пород, образующих сложное трубообразное тело. Эллипсоидное в плане тело /размером 300x120 м/ сложено существенно кварцевой, стекловатой пористой породой, содержащей во многих местах, особенно по периферии тела, обломки окружающих пород - нижнепалеозойских доломитизированных известняков, сланцев, песчаников, а также даек фельзитов и лампрофиров, возраст которых считается верхнекиммерийским.

На Западном участке, расположенном по правому склону пади Малый Зерентуй против Спасской горы, распространены субвулканические брекчиевые породы, слагающие жиллообразное в плане тело /размером 2000 x300 м/. Содержание в микрофельзитовом цементе брекчий свинца и цинка достигает 0,1%, меди - 0,01% и кроме того присутствуют ванадий,

сурьма, мышьяк, никель, кобальт и другие элементы.

Близкая по условиям образования связь оруденения с субвулканическими породами наблюдается на Акатуевском рудном поле, впервые подмеченная В.М.Клименко /1963/. В его северной части известно несколько выходов эруптивных брекчиевых пород, рядом с которыми располагаются рудные залежи Верхне-Акатуевского полиметаллического месторождения.

Тесная связь свинцово-цинкового оруденения с субвулканическими породами имеет место, по-видимому, на Мальцевско-Килгинском месторождении. Здесь нами в 1964 г. при осмотре отвалов старых горных выработок были обнаружены в ряде мест эруптивные брекчии в ассоциации с окисленными рудами. Аналогичные соотношения рудных образований и субвулканических брекчиевых пород наблюдались в отвалах горных выработок и в ряде других пунктов Приаргунского района, а именно по одному склону г.Крестовки на месте бывших Троицких рудников, на юго-восточном склоне Резановского хребта, где располагаются месторождения Старо-Воскресенского, Прокопьевского, Бегерского и Филевского приисков, Средняя и Верхняя Ново-Воскресенские отработки.

В ы в о д ы

1. Приведенные данные по месторождениям золота, цветных и редких металлов указывают на региональный характер пространственной, структурной и парагенетической связи гидротермального оруденения с субвулканическими породами.

2. В зависимости от состава субвулканических пород наблюдается тот или иной преобладающий тип сопутствующей рудной минерализации:

а/ Для пород, соответствующих составу кварцевых порфиров, характерно оловянное оруденение /Малый Хинган, Южное Приморье/;

б/ С плагиогранит-порфирами или гранит-порфирами, метасоматически замещенными при процессах турмалинизации, серицитизации, пиритизации, окварцевания, ассоциирует золотое оруденение /Дарасунское, Ключевское, Илинское, Кудиница и другие месторождения/;

в/ Для пород с существенно кварцевым стекловатым или микрофельзитовым субстратом характерна свинцово-цинковая минерализация /Карповско-Глубокинское, Акатуевское, Мальцевско-Килгинское месторождения/;

г/ С субвулканическими породами среднего ряда /лампрофиры, сиенит-бостониты/ наблюдается связь молибденово-вольфрамового оруденения /Булуктаевское месторождение/.

3. Рудная минерализация, представленная в форме трубчатых, линзовидных, гнездовых и жильных образований, приурочивается обычно к зоне контакта эруптивного тела субвулканических пород и вмещающих его пород. Эту закономерность локализации оруденения надо учитывать как определенный поисковый признак.

А.Е.Лисицын, С.В.Малинко / ВИМС /

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА БОРАТОВ В АПОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ

Борная минерализация в скарнах обычно представлена двумя типами - для магнезиальных скарнов характерны магние-вые и железо-магние-вые бораты, а для известковых - боросиликаты и алюмоборосиликаты. Сравнительно недавно установлен

иной тип борной минерализации — бораты в известковых скар-
нах, который изучен главным образом на Урале /Малинко,
1963/. Здесь в зонах скарнирования мраморов выявлен комп-
лекс новых кальциевых боратов — кальциборит, фроловит,
нифоновит, пентагидроборит, уралборит, коржинскит, сибир-
скит.

В Забайкалье за последнее время на одном из магне-
титовых месторождений обнаружены магниевые и кальциевые
бораты. Тесная ассоциация тех и других боратов объясняет-
ся тем, что они приурочены как к магнезиальным, так и
главным образом к известковым скарнам, развивающимся по
первым. Подобный факт нахождения боратовой минерализа-
ции установлен впервые и заслуживает пристального внимания.
Кроме того специфическая геохимическая обстановка форми-
рования магнетитового месторождения обусловила появление
здесь бороарсената — канита, впервые установленного в
СССР /Малинко, 1966/, и нового минерала — бората кальция,
магния и марганца — курчатовита /Малинко, Лисицын и
др., 1966/.

Месторождение магнетита приурочено к толще вулкано-
генно-осадочных пород кембрия, слагающих часть крыла
антиклинальной складки. Простираение пород субмеридиональ-
ное, падение на восток под углами $45-80^{\circ}$. Небольшим
развитием пользуются эффузивы и мраморы. Среди первых
преобладают кислые разновидности — кварцевые порфиры и их
туфы, фельзиты и фельзит-порфиры, реже — андезитовые и
диабазовые порфириты. Мраморы образуют пачки, прослои и
линзы среди эффузивов; представлены они в основном каль-
цитовыми и в меньшей степени доломитовыми разновидностями.
Вулканогенно-осадочные породы прорваны гранитоидами

палеозойского и мезозойского возраста. Палеозойские гранитоиды представлены лейкократовыми и биотитовыми гранитами, сиенитами и граносиенитами. С этой интрузией связаны мраморизация, ороговикование и скарнирование вмещающих пород, а также образование магнетитовых руд, полиметаллической и борной минерализации. Мезозойские интрузивы сложены лейкократовыми гранитами, секущими как вмещающие породы, так и скарноворудные тела. С ними связаны грейзенизация и молибденовая минерализация.

На месторождении широко развиты известковые скарны, среди которых различаются реликтовые участки магнезиальных скарнов и кальцифиров, образованных по доломитам в их контактах с эффузивами. Магнезиальные скарны и кальцифиры сложены форстеритовыми, клиногумитовыми, пироксеновыми и флогопитовыми разновидностями, изредка содержащими шпинель. Рудные минералы в них представлены магнетитом, сфалеритом, пиритом. Известковые скарны образуют пласто- и линзообразные тела, согласные с залеганием вмещающих пород. Среди них распространены пироксен-гранатовые, везувиан-гранатовые и в меньшей степени волластонитовые разновидности. Пироксен — и везувиан — гранатовые скарны развиваются по эффузивам, роговикам, в зонах переслаивания алмосиликатных и карбонатных пород, по магнезиальным скарнам, кальцифирам и по мраморам. Волластонитовые скарны образованы по мраморам. Состав пироксенов колеблется от салита до геденбергита; гранаты относятся к андрадит-гроссуляровому ряду. Для известковых скарнов характерен свабит-мышьяковый аналог апатита. В известковых скарнах широким распространением пользуются магнетит, пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин.

Магнетитовые руды образуют несколько пласто- и линзообразных тел, залегающих согласно с вмещающими их породами. Магнетитовое оруденение развивается преимущественно по магнезиальным и известковым скарнам, по скарнированным мраморам и в значительно меньшей степени по эффузивам и роговикам. В магнетитовых рудах встречаются прожилки и вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита.

Борная минерализация локализована в зонах, расположенных параллельно магнетитовым залежам в непосредственной близости от них, внутри магнетитовых тел и в удалении от них в сторону экзоконтакта. Она представлена комплексом магнезиевых и кальциевых боратов, приуроченных к контактово-метасоматическим породам. В магнезиальных скарнах и кальцифирах локализуются, главным образом, магнезиевые бораты — людвигит, флюоборит, ссайбелиит. Кальциевый борат-фроловит встречается здесь очень редко. Для известковых скарнов и скарнированных мраморов характерны как кальциевые бораты — фроловит, пентагидроборит, канит, так и магнезиевые — ссайбелиит и флюоборит. В этих же породах установлен и борат кальция, марганца и марганца — курчатовит.

Диапазон формирования боратов широк — от высокотемпературной заключительной стадии скарнового процесса до самой низкотемпературной послескарновой. Наиболее ранним среди боратов является курчатовит, кристаллизация которого по времени близка к выделению магнетита и свабита. Несколько позже, по-видимому, близким по времени к заключительным стадиям формирования магнетита было выделение людвигита и флюоборита, взаимопрорастания которых свидетельствуют об их близкоодновременном образовании, возможно, с некоторым

отставанием лудвигита. Канит, выполняющий пустотки в породах и секущий свабит, магнетит, сфалерит, выделялся довольно поздно. Дальнейший этап минералообразования связан с широким развитием ссайбелиита, выделение которого близко к образованию брусита и серпентина, с которыми он тесно ассоциирует. Боратовая минерализация заканчивается выделением фроловита и пентагидроборита, тонкие прожилки и гнездовые выделения которых отмечены во всех указанных ранее минералах, в том числе и в ссайбелиите.

На данном месторождении, как и на других контактово-метасоматических месторождениях, наблюдается закономерное увеличение активности бора к концу скарнового процесса, что видно по повышению содержаний бора от гранатов /0,02 - 0,1% B_2O_3 / до замещающих их везувианов /0,6-1,1% B_2O_3 /. В конце скарнового процесса и после формирования скарнов в соответствии с понижением температуры в растворах возрастают химические потенциалы бора и воды, что приводит к появлению вначале безводных боратов - курчатовита, лудвигита, флюоборита /существенно фтористого/, затем - более низкотемпературных гидроксилсодержащих боратов - канита, ссайбелиита и далее - кристаллогидратов - фроловита и пентагидроборита.

Отличительной особенностью формирования скарнов и боратовой минерализации месторождения является поведение в постмагматическом процессе марганца и мышьяка. Марганцевые минералы не установлены на месторождении, но изоморфная примесь марганца во многих минералах достигает высоких значений. Так в гранате и везувиане окиси марганца содержится 0,1-1,3%, в свабите 0,04%, а в магнетите, где марганец замещает двухвалентное железо, - до 17% /Румянцев, 1965/. Весьма высокими содержаниями марганца характеризуются также и бораты курчатовит /7% Mn O/, лудвигит /около 3%/ и

ссайбелиит /от 2 до 40% /.Стильпномелан, который близок по времени образования к ссайбелииту, относится к марганцевистой разновидности — парсеттенситу. Таким образом, активность марганца, подобно бору, увеличивалась в растворах к концу скарнового процесса и достигала максимума в последнем скарновом этапе минералообразования.

Активное поведение мышьяка характерно на протяжении почти всего послескарнового этапа, начиная с появления свабиита в высокотемпературную стадию процесса до образования арсенопирита и канита в более низкотемпературных условиях.

Кроме того весь период формирования боратовой минерализации характеризуется еще некоторыми геохимическими особенностями, выражающимися в большой активности ряда элементов: магния /от появления безводных магниевых боратов до образования ссайбелиита, брусита, хлорита, серпентина/, кальция /от свабита до пентагидроборита/, фтора /от флюоборита на ранней стадии до флюорита — на поздней/, железа /от формирования магнетита до образования пирита, халькопирита, пирротина/, цинка /от сфалерита до канита/.

Геологическая позиция и характер боратовой минерализации на описываемом месторождении во многом сопоставимы с аналогичными проявлениями на Урале, в Сибири, в США, но, как видно из изложенного выше, здесь имеются специфические минерало-геохимические особенности, обусловленные, по-видимому, отклонениями в формировании геологической истории района в целом и данного месторождения, в частности, по сравнению с другими районами.

В.В.Балханов (БГУ),
Л.Ф.Наркелюв, А.М.Стрелов,
А.И.Трубачев (ЗабНИИ)

МЕДИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ И АЛЕВРОЛИТЫ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.ВИТИМА

Средневитимский меденосный район расположен на пересечении Олю-Муйского хребта р.Витимом и охватывает низовья р.Таксимы и ручьев Самодуровского и Крутого. По своему структурному положению район приурочен к зоне сочленения миогеосинклинального и эвгеосинклинального поясов, выделенных Л.И.Салопом (1967). В геологическом строении района принимают участие архейские и протерозойские осадочно-метаморфизованные отложения и различные интрузивные породы.

Медная минерализация приурочена к отложениям самодуровской свиты (кедровская — по С.П.Смеловскому), возраст которой условно определяется от нижнего до верхнего протерозоя. В разрезе свиты наблюдается ритмичная последовательность пород, постепенно меняющихся снизу вверх от грубо- до тонкозернистых. Нижняя часть разреза мощностью около 100 м представлена конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников, верхняя — мощностью порядка 1000–1200 м сложена песчаниками, алевролитами с прослоями сланцев и известняков.

В составе конгломератов преобладают хорошо окатанные валуны и гальки (до 80%), которые в основном состоят из пород подстилающих свит и представлены гнейсами, сланцами,

основными породами, эффузивами, порфирами, реже — гранитоидными и карбонатными породами. Цемент конгломератов гравелитовый, реже песчаниковый. Гравелиты по своему составу почти аналогичны конгломератам и песчаникам и отличаются от них лишь размером обломочных частиц.

Песчаники в основном кварцево-полевошпатовые, обломочная их часть состоит из угловатых и полуокатанных зерен полевого шпата (до 90%) и кварца (до 40%). Среди новообразованных минералов в песчаниках отмечаются биотит, хлорит, клиноцоизит, серицит. В нижней части разреза песчаники массивные, реже встречаются слоистые их разновидности, в верхней — горизонтально-и косо-слоистые. Среди последних характерны песчаники с разнонаправленной косо-слоистой. В верхней части разреза отмечаются светло-серые кварцито-видные песчаники, в которых обломочные зерна почти нацело состоят из кварца (до 95%). Текстурные особенности песчаников свидетельствуют об их образовании в условиях мелководья с часто изменяющимися направлениями донных течений.

Алевролиты имеют вид сланцеватых пород с хорошо сохранившейся горизонтальной слоистостью. Характерной их особенностью является наличие толстотаблитчатых кристаллов биотита, приуроченных к межслойным поверхностям отложений, отличающихся различным гранулометрическим составом и ориентированных по слоистости пород. Алевролиты претерпели значительные изменения, в них сохранился только кварц, полевые шпаты полностью или частично замещены серицитом, хлоритом и эпидотом. Глинистый цемент алевролитов перекристаллизован и состоит из кварца, мелкочешуйчатого серицита, хлорита, биотита, мелкозернистого эпидота и мелких

выделений рудных минералов: борнита, халькопирита, магнетита.

Сланцы приурочены к верхней части свиты и переслаиваются с кварцитовидными песчаниками. От алевролитов они отличаются сланцеватой текстурой, более тонкозернистым гранулометрическим составом и значительной перекристаллизацией. По составу сланцы кварцево-биотитовые с примесью хлорита, серицита и эпидота. Отмечаются мелкие прослои углистых сланцев. В верхах разреза свиты установлены прослои битуминозных известняков с тонкой вкрапленностью пирита.

Породы свиты претерпели региональный метаморфизм, который относится к биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

В нижней части самодуровской свиты устанавливается горизонт с прослоями и линзами медистых песчаников и алевролитов, который четко выделяется благодаря значительным его изменениям и обилию новообразованного биотита. Длина прослеженной части горизонта более 9 км, предполагаемая — около 30 км. Мощность меденосного горизонта достигает 200 м, в нем обычно выделяются до трех рудных пластов мощностью до 10 м. Меденосная свита имеет северо-западное простираие и юго-западное падение под углом $45-55^{\circ}$. Структурное положение меденосного горизонта еще не совсем ясно, но имеющиеся данные позволяют предполагать, что он приурочен к северо-восточному крылу синклинальной складки. Юго-западное ее крыло осложнено разрывными нарушениями и мелкой вторичной складчатостью. Здесь также устанавливают меденосные породы.

Оруденение представлено в основном халькопиритом, реже встречается борнит, в зоне окисления — малахит, ковеллин, халькозин. Рудные минералы обычно располагаются согласно слоистости пород и приурочены к пачкам с часто чередующимися тонкими слоями песчаников и алевролитов. Редко отмечаются секущие прожилки кварца, несущего медное оруденение. Содержание меди по борздовым пробам — до 0,5%, по штучным — до 2,5%. Спектральным анализом установлены повышенные содержания титана, ванадия, марганца, хрома, кобальта, никеля, иногда свинца и цинка.

Отложения самодуровской свиты прорываются ультраосновными породами Шаманского массива и дайками. Заметного увеличения концентрации медного оруденения вблизи контактов с ними не наблюдается.

При минераграфическом изучении медистых песчаников и алевролитов выявлены следующие рудные минералы (в порядке распространенности): халькопирит, борнит, пирротин, магнетит, гематит, халькозин, пирит, ильменит, марказит, малахит, ковеллин и золото самородное. По степени распространенности можно выделить следующие типы минералов.

Степень распространности минералов	Минералы в обломках пород	Первичные вкрапленные минералы	Вторичные вкрапленные и жильные минералы (метаморфогенные)	Гипергенные минералы
1	2	3	4	5
Главные	Пирит 1 Халькопирит 1	Халькопирит П Борнит 1	Пирротин П	Халькозин П Марказит Гематит П Малахит

1	2	3	4	5
Второстепенные	Магнетит 1	Пирит П Пирротин П	Гематит 1 Ильменит	Ковеллин Халькопирит III (пластинчатый)
Редко встречающиеся	Земляной	Халькозин (?)		Гематит III (реакционный) Борнит П

Халькопирит является главным рудным минералом. Он наблюдается в образованиях трех типов, среди которых наибольшее развитие имеет первичный вкрапленный халькопирит, меньшее — халькопирит в обломках пород и реже встречается гипергенный халькопирит. Халькопирит II наблюдается в виде крупных агрегатов округлой и неправильной форм, вытянутых вдоль слоистости пород. Он обычно катаклазирован и по трещинкам в нем развиваются гидроокислы железа, ковеллин и малахит. Во вкрапленных рудах с халькопиритом ассоциируют борнит, пирротин, магнетит и другие минералы.

Халькопирит 1 отмечается в виде мелких округлых и неправильной формы зерен в окатанных обломках кварца и породы. В зоне окисления обнаружен пластинчатый халькопирит, находящийся в сростаниях с борнитом в структурах типа "распада твердого раствора". Эти структуры в данном случае образуются при разложении борнита на халькопирит и халькозин в окислительных условиях. Доказательством этого служит постоянное присутствие вторичного халькозина, замещающего борнит. Подобные выделения пластинчатого халькопирита в борните

широко развиты в рудах Удоканского месторождения меди, где образование его в зоне окисления доказано многими фактами.

Борнит встречается также довольно часто. Он образует мелкие неправильной формы зерна и вытянутые вдоль слоистости пород агрегаты. Борнит ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, нередко образуя с ними структуры типа взаимных границ. В виде включений он часто содержится в зернах магнетита. Борнит замещается халькозином, гидроокислами железа, ковеллином и малахитом. Иногда развивается в виде каемок, прожилков по халькопириту.

Халькозин в основной своей массе является вторичным минералом и развивается в зоне окисления по борниту и халькопириту. Часть халькозина, возможно, имеет первичное происхождение, о чем могут свидетельствовать наблюдающиеся иногда структуры взаимных границ с борнитом. Голубая пятнистая окраска халькозина в этом случае обусловлена его ковеллинизацией.

Пирротин выделяется в виде зерен разных размеров и агрегатов. Он ассоциирует с халькопиритом и борнитом в структурах взаимных границ. Иногда наблюдается развитие пирротина по пириту, что, очевидно, дает основание считать основную массу пирротина образованной за счет пирита при метаморфизме. Часть пирротина, видимо, связана с наиболее ранними процессами преобразования осадков. При окислении по пирротину развиваются сложные агрегаты вторичных пирита и марказита.

Пирит встречается довольно редко. Особенно он редок в обломках пород и кварца. В несколько больших количествах присутствует вкрапленный пирит, образующий крупные агрегаты

и мелкие зерна с повсеместно проявленным дроблением. Пирит ассоциирует с халькопиритом и замещается пирротинном. Кроме того отмечается пирит III в смеси с марказитом, которые развиваются по пирротину в структуре "птичьего глаза" и в виде каемок. Рамдор (1962) объясняет это явление процессами выветривания.

Марказит является исключительно вторичным минералом и образуется по пирротину. Встречается часто в виде структур "птичьего глаза" и концентрически-слоистых образований, развивающихся по трещинкам и по периферии зерен пирротина.

Магнетит встречается в виде октаэдрических кристаллов и полукруглых и неправильной формы зерен. Первые тяготеют к ступкам гидроокислов железа, содержат включения борнита и халькопирита и являются, вероятно, метаморфогенными. Редко встречающиеся неправильные и полукруглые зерна магнетита отмечаются иногда в обломках породы и кварца и являются, по-видимому, обломочными. По магнетиту развиваются пластинки и каемки гематита.

Ильменит встречен в нескольких аншлифах в виде округлых, неправильных и удлинённых зерен, иногда призматических кристаллов. Тесно ассоциирует с пирротинном и образует взаимные границы, что свидетельствует о близкоодновременном их образовании. Этот факт, а также парагенетическая связь его с магнетитом позволяют считать ильменит метаморфогенным минералом.

Самородное золото встречено в нескольких аншлифах в виде мелких пластинчатых выделений яркожелтого цвета. Наблюдается в обломках кварца и цемента. Золото обломочное, в ассоциации с борнитом и халькозином — новообразованное.

В кварцевых прожилках встречаются халькопирит, борнит, халькозин. Каких-либо других новых (привнесенных извне) минералов в них не отмечается. Особенностью рудных минералов в жилах являются значительно большие (по сравнению с вкрапленными) их размеры, образовавшиеся при перекристаллизации вкрапленных минералов.

Выделяются следующие парагенетические ассоциации минералов: халькопирит-пирротин, пирит-пирротин, халькопирит-борнит-пирротин, борнит-халькопирит-магнетит-гематит, халькопирит-пирротин-ильменит.

Близость возраста, геотектоническое положение, литологические особенности, минеральный состав и ассоциации рудных минералов рудовмещающих толщ свидетельствует о сходных условиях образования средневитимских и удоканских меденосных отложений. Широкая распространенность меденосных пород в бассейне среднего течения р. Витима, наряду с вышеуказанными признаками, позволяет считать их перспективными для поисков меди и дальнейшего их изучения.

К. И. Александров (ЗабНИИ)

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ ЧИНЕЙСКОГО ГАББРО-НОРИТОВОГО МАССИВА

Чинейский габброидный массив, изучавшийся автором в 1965-1967 гг., находится на севере Читинской области в бассейнах рек Чины и Нижнего Ингамакита системы р. Олекмы. В структурном отношении массив принадлежит к байкалидам и входит в состав субширотного Байкало-Охотского пояса ультра-

основных и основных интрузий протерозоя, включающего ряд массивов и комплексов (довыренский и парамский гипербазитовые, каларский и джугдзурский анортозитовые и др.). Чинейский массив, занимая промежуточное положение между указанными комплексами, представляет собою самостоятельный интрузивный тип — именно габброидный. В прилегающих к нему районах подобные магматические тела (меньших размеров) встречаются в ряде мест.

Располагаясь в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны, Чинейский массив залегает в толще нижнепротерозойских метаморфизованных осадочных отложений, известных под названием удоканской серии. В тектоническом отношении массив приурочен к глубинному разлому, развившемуся на пересечении двух крупных региональных зон дизъюнктивных нарушений. К южной зоне, которая протягивается из верховьев р. Нижний Ингамакит до истоков р. Ингамакит, приурочена группа пологозалегающих тел габбро и габбро-диоритов. Северо-восточная зона, прослеживающаяся через истоки ключей Оленьего и Подгорного, притоков р. Чины, в район верхних течений р. р. Кемена, Бурунгна и Амудиса, контролирует размещение второй большой группы пластовых тел габброидов.

Чинейский массив имеет в плане вытянутую в субширотном направлении форму, очертания которой изменчивы на сравнительно коротких расстояниях, вследствие особенностей характера контакта. Длина массива около 16 км, наибольшая ширина около 10 км. Площадь вскрытой поверхности интрузии равняется 100–110 кв. км. Большей частью контакт массива с вмещающими осадочными породами является интрузивным. Местами наблюдаются эруптивные брекчи, иногда встречаются мигматиты. Север-

ный контакт массива представлен тектоническим нарушением в виде сброса с амплитудой перемещения габброидов 500-600 м. По юго-западной периферии Чинейский массив срезается гранитоидами Ингамакитской интрузии, относящейся, по данным Ю.П.Бутанаева и В.Г.Свириденко (1966), к верхнему палеозою.

Чинейский массив представляет собою асимметричное лопатообразное тело, нижняя относительная отметка которого скважинами колонкового бурения, пройденными в 1966-1967 гг. Удоканской экспедицией ЧГУ, установлена на глубине более 700 м (скв. № 5). Падение крыльев к центру массива не одинаковое: более пологое ($20-30^{\circ}$) в южной и юго-восточной частях плутона и довольно крутое (до $50-60^{\circ}$) по восточной и северо-восточной периферии.

Наиболее распространенными первичными породами, создающими фон интрузии, являются габбро и габбро-нориты, связанные между собой постепенными переходами. Локальное развитие среди этих пород имеют оливиновое габбро, габбро-пироксениты, пироксениты и перидотиты, а также титаномagnetитовые руды и зоны сульфидной никелево-медной минерализации. Другой существенной составной частью массива является группа лейкократовых пород (лейкогаббро и анортозиты), на долю которой приходится примерно 20-25% вскрытой поверхности плутона. Жильные породы, имеющие весьма ограниченное распространение, представлены габбро-диабазами, габбро-порфиритами и диорит-порфиритами.

Все породы массива в той или иной степени метасоматически изменены. Габброиды почти всегда содержат инъекционные включения гранитного материала, не имеющие четких границ. При увеличении содержания кварца и калиевого полевого шпата,

обычно прорастающих друг друга, габбро переходит в такситовую гибридную породу, отвечающую составу габбро-диорита или диорита. Указанному процессу диоритизации габброидов сопутствовали соскюритизация плагиоклаза и амфиболизация пироксенов, развитие биотита, хлорита, серпентина, талька и других вторичных минералов.

Чинейский массив имеет сложное, дифференцированное строение. В приконтактной части его находятся мезократовые и меланократовые габбро и габбро-нориты, измененные вследствие процессов ассимиляции вмещающих пород и гранитоидного метасоматоза, содержащие сульфидную, существенно медную минерализацию. К периферическим частям массива приурочены небольшие шпировидные тела пироксенитов и габбро-пироксенитов, испытывающие вариации в сторону оливинового габбро и перидотитов. Далее по направлению к центру массива располагаются вытянутые слоеподобные тела лейкократовых пород, имеющие субпараллельную ориентировку. Лейкогаббро встречаются чаще всего в виде неправильных по форме участков (площадью до 10-15 кв. км), реже образуют линзовидные обособления мощностью до 30 м и более. Анортозиты тяготеют, как правило, к центральной части массива. Залегают они в форме вытянутых в субширотном направлении извилистых прослоев, группирующихся в папки или серии. Протяженность отдельных слоев анортозита достигает 7-8 км, а их мощность колеблется от 1-2 м до 10-12 м. Углы падения анортозитовых прослоев обычно пологие: от $8-10^{\circ}$ до 30° . В тесной связи с лейкократовыми породами находятся залежи сплошных и вкрапленных титаномagnetитовых руд.

Титаномagnetитовое оруденение, широко проявленное в Чинейском массиве, представлено двумя генетическими типами: протоматмическим /сегрегационно-ликвационным/ и гистеро-матмическим /инъекционным/. К первому типу оруденения относятся пластовые тела сплошной или густовкрапленной руды, согласные с залеганием лейкократовых дифференциатов плутона. Второй тип оруденения выражен секущими хилообразными и неправильными по форме телами, приуроченными к трещинным тектоническим нарушениям. По составу титаномagnetитовые руды сегрегационного и инъекционного типов сходны между собой. Кроме главных рудных минералов-титаномagnetита, ильменита и магнетита, в рудах часто присутствуют эпигенетические сульфиды /халькопирит, пирит, пирротин/. Мощность рудных тел варьирует от 1-2 м /ширы/ до 50-60 м /пластовые и трещинные тела/.

Сульфидная никелево-медная минерализация в Чинейском массиве представлена двумя генетическими типами: магматическим /ликвационным/ и постмагматическим /гидротермальным/.

Ликвационно-магматическая сульфидная минерализация проявлена в форме вкрапленности халькопирита, пирротина, пирита, пентландита, линнеита и других сульфидов в габбро и габбро-норитах с образованием сидеронитовой структуры. Оруденение такого /сингенетического/ типа приурочено, как правило, к подошвенной части интрузива. Мощность зоны контактовых оруденелых габброидов, опоясывающей массив почти по всей его периферии, достигает 50-70 м. Залегание зоны подчинено общей структуре плутона.

Постмагматический тип никелево-медного оруденения представлен зонами вкрапленных, прожилковых и жильных сульфидных руд, локализованными как в эндоконтактной, так и в

экзоконтактовой частях массива. Мощность зон эпигенетических прожилково-вкрапленных руд пределах интрузии достигает 4-5 м, иногда более.

Вкрапленное и гнездово-жильное сульфидное оруденение во вмещающих породах имеет прерывистый характер локализации в зависимости от литологического состава и тектонической структуры участков. Мощность отдельных рудных зон в экзоконтакте Чинейского массива достигает 10-15 м. Отличительной особенностью постмагматического типа сульфидной минерализации является существенное преобладание в рудах халькопирита, появление в их составе борнита, халькозина и других минералов.

А.Д.Дарижапов /БГУ/

О РТУТНОМ ОРУДЕНЕНИИ В ВЕРХНЕ-АНГАРСКОМ ХРЕБТЕ

Летом 1966 г в осевой части Верхне-Ангарского хребта нами открыто новое рудопроявление ртути, приуроченное к зонам дробления в карбонатных породах кооктинской свиты нижнего кембрия. Хотя изучение его только начато, уже сейчас можно говорить о некоторых структурных и литологических особенностях рудопроявления, в частности:

1. Байсейин рч. Лев. Огня сложен зеленовато-серыми гравелитами, песчаниками, алевролитами туколамийской свиты, темно- и светло-серыми известняками кооктинской свиты нижнего кембрия и надвинутыми на них зелеными метаморфизованными основными эффузивами муйской серии нижнего протерозоя.

2. Терригенные и карбонатные породы нижнего кембрия залегают моноклинально с крутыми падениями на север и северо-запад. Метаморфизованные основные эффузивы, встреченные на обоих бортах долины рч. Лев. Огней, являются остатками некогда существовавшего здесь тектонического покрова, центральная часть которого в настоящее время эродирована.

3. Рудопроявление контролируется Огней-Уклоньской зоной разломов, имеющей ширину около 10-12 км и прослеженной по простиранию на северо-восток на 40 км. Данная зона разломов в бассейне рч. Лев. Огней представлена серией субширотных зон интенсивного дробления известняков кооктинской свиты мощностью до 10-15 м. Полоса таких дробленных известняков имеет ширину около 0,6 км. Внутри зон дробления известняки превращены в мелкий щебень, иногда перетертый в муку. В большинстве из них присутствует тектоническая глинка. Под воздействием гидротермальных процессов зоны дробления часто минерализованы, особенно те, которые расположены ближе к контакту с основными эффузивами.

4. На участке Огнейского рудопроявления, наряду с зонами дробления, широко развиты трещины, возникшие под воздействием скалывающего усилия. Встречены 3 системы трещин, имеющие азимуты простирания:

- 1/ от 5° до 30° ;
- 2/ от 70° до 90° ;
- 3/ от 100° до 130° .

Из них первые две системы характеризуются крутыми углами падения /от 60° до 75° /, а третья - более или менее пологими / 35° - 45° /. Места пересечений этих трещин скола с зонами дробления и являются благоприятными рудными "ловушками", где сосредоточены максимальные концентрации киновари

в виде небольших линз. Наибольшая из них, линза № 2, имеет размеры в плане 5 x 4 м.

5. В рудных линзах киноварь встречается в виде обильной вкрапленности не только во взаимопересекающихся кварц-кальцитовых прожилках, но и в самих дробленных известняках, образуя вкрапленную, прожилково-вкрапленную и брекчиевидную текстуры руд. Кроме того, в линзах видны многочисленные примазки киновари по зеркалам скольжения, что свидетельствует о существовании внутрирудных тектонических подрижек.

6. Минеральный состав Огнейского рудопроявления довольно прост. Главный рудный минерал — киноварь. Кроме нее обнаружена лишь незначительная примесь галенита, церусита, халькопирита, пирита, магнетита, малахита, азурита. Из жильных минералов установлены кальцит, кварц, барит, флюорит.

7. Оруденение является монометальным и представлено карбонатно-киноварным минеральным типом ртутной рудной формации / по В.А.Кузнецову, 1964 /. Как известно, карбонатно-киноварный минеральный тип по своей экономической значимости считается одним из двух наиболее благоприятных и перспективных минеральных типов.

8. Разрывные нарушения типа Огней-Уклоньской зоны разломов связаны с молодыми тектоническими явлениями, происходившими в Альпийский тектогенез и вызвавшими образование таких депрессий, как Байкальская, Баргузинская, Верхне-Ангарская и др. Можно предполагать, что Огнейское рудопроявление сформировалось в кайнозойское время.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИСАЯНЬЕ С МАГМАТИЗМОМ

До настоящего времени характер связи ртутного оруденения с магматическими процессами остается одной из нерешенных проблем рудной геологии. По косвенным данным, зачастую допускающим неоднозначную интерпретацию, в разных районах установлено наличие парагенетической, обычно достаточно отдаленной связи ртутных руд с кислыми, основными или щелочными магмопроявлениями. Относительно ртутных рудопроявлений Присаянья В.А.Кузнецовым /1964 / высказано предположение о возможной парагенетической связи их с зиминским комплексом щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Основанием для этого предположения послужила определенная пространственная связь рудопроявлений с породами комплекса. По тем же, вероятно, соображениям к точке зрения В.А.Кузнецова присоединился В.Н.Знамировский / 1966 /.

При изучении металлогении одного из районов Присаянья Урикско-Ийского грабена - авторам удалось получить данные, позволяющие более обоснованно судить о характере связи ртутного оруденения в этом районе с магматической деятельностью.

Урикско-Ийский грабен вытянут в северо-западном направлении более, чем на 200 км вдоль Главного Саянского разлома, ограничивающего грабен с юго-запада. Одно из ответвлений этого глубинного разлома, Хусан-Жалгинский разлом, является восточной и северо-восточной границей грабена. Выполнен грабен метаморфизованными осадочными толщами преимущественно терригенного состава средне и верхнепротерозойского

возраста, смятыми в складки северо-западного простирания и разорванными многочисленными разрывными нарушениями. Из последних следует отметить так называемую Ерминско-Горхонскую зону разлома глубокого заложения, прослеженную вдоль осевой линии грабена на всём его протяжении.

Среди осадочных толщ грабена широко распространены массивы магматических пород различного состава. Наиболее поздними по времени образования /палеозойскими/ являются разнообразные тела щелочно-ультраосновных пород зиминского интрузивного комплекса, подробно описанные в работах Ю.Б.Лавренева и Л.К.Пожарицкой. Размещение магматических тел этого комплекса чётко еонтоблрируется Ерминско-Горхонским разломом.

В пределах грабена имеются многочисленные гидротермальные рудопроявления меди, мышьяка, золота, цинка и свинца, генетически связанные, очевидно, с малыми интрузиями гранитоидов игнокского интрузивного комплекса /верхний протерозой/. Прямыми геологическими наблюдениями установлен более молодой возраст полиметаллической минерализации, для которой имеются веские доказательства генетической связи с зиминским магматическим комплексом /теснейшая пространственная ассоциация магмо- и рудопроявлений, ярко выраженные геохимические связи, сходная последовательность формирования рудных тел, одинаковые минералогические ассоциации на соответствующих стадиях процесса и т.д./.

Место сурьмяно-ртутного оруденения /в грабене известно более 20 ртутных и сурьмяно-ртутных рудопроявлений/ в общей схеме рудного процесса установлено на основании пересечения кварц-карбонатными прожилками с киноварью кварцевых жил с повышенным содержанием редких и характерной для редкометалльных проявлений района сфероидальной текстурой кварца /бассейн р.Одай/.

Таким образом, как и во многих других районах, в Урикско-Йском грабене ртутная минерализация оказывается наиболее поздней по времени образования, завершающей постмагматические процессы.

Краткие сведения по рассматриваемым рудным комплексам приведены в таблице 1.

Постмагматическое и частично магматическое оруденение в Урикско-Йском грабене контролируется долгоживущими разрывами. Поэтому в зоне одного и того же разлома, например Ёринско-Горхонского, можно наблюдать рудопроявления как итгокского, так и всех формаций зиминского и других рудных комплексов, иногда накладывающихся друг на друга. Однако в размещении рудопоявлений ртутной формации и других формаций зиминского комплекса наблюдается отчётливо выраженная зональность. По направлению к юго-востоку и северо-западу вдоль Ёринско-Горхонского разлома от массивов щелочно-ультраосновных пород фиксируется последовательная смена редкометальной минерализации в карбонатах и карбонатных жилах на полиметаллическую, которая далее сменяется сурьмяной и ртутной. По мере удаления от границы докембрийской геосинклинали с архейским выступом Сибирской платформы на юго-запад в сторону раннекаледонской геосинклинали происходит смена минерализации, связанной с зиминским комплексом, на минерализацию, связанную со щелочно-гранитоидной формацией /огнитский комплекс/ с одновременным затуханием сурьмяно-ртутного оруденения.

Связь между ртутной минерализацией и рудопоявлениями зиминского рудного комплекса подчеркивается также общей тенденцией к концентрации в участках сочленения северо-западных разломов с субширотными зонами повышенной проницаемости.

Из обеих приведенных схем зональности рудопроявления игнокского комплекса совершенно выпадают.

С целью получения дополнительных критериев для выяснения связи ртутного оруденения с другими типами минерализации и интрузивными породами нами были отобраны мономинеральные и валовые пробы из этих образований. Результаты анализов проб на ртуть приведены в таблице 2.

Как видно из таблицы, повышенные концентрации ртути характерны почти для всех проб из жил зиминского рудного комплекса, при этом они сопоставимы с соответствующими концентрациями в мономинеральных фракциях кварца и карбонатов из ртутных рудопроявлений. Наиболее высокие содержания ртути отмечены в сульфидах и продуктах их окисления.

Присутствие повышенных количества ртути в рудах и минералах зиминского комплекса нельзя объяснить наложением более поздней ртутной минерализации на ранее возникшие рудные образования этого комплекса, так как рудные тела игнокского комплекса, локализованные в тех же структурах, совершенно лишены ртути, как это видно из таблицы. Лишь в районе интенсивного развития карбонатных и кварц-карбонатных жил ^{со}свинцом, в измененных гранитоидах игнокского комплекса появляется ртуть в количестве $8 \cdot 10^{-6} \%$.

Мы полагаем, что общность структурной позиции ртутных рудопроявлений с магмо- и рудопроявлениями зиминского комплекса, зональное их размещение, сходная стадийность процессов минералообразования и наличие определенных геохимических связей не могут быть случайными, а свидетельствуют о существовании связи, по-видимому, парагенетической между ртутным оруденением и интрузивными образованиями зиминского комплекса.

С.А.Гурулев, К.С.Самбуев
/Бурятский филиал СО АН СССР/

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД
И СУЛЬФИДНОМ МЕДНО-НИКЕЛЕВОМ ОРУДЕНЕНИИ ЧАЙСКОГО ГАББРО-
ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА.

1. В Чайском массиве, сложенном в основном габброидными породами и прорывающим осадочно-метаморфические отложения нижнего протерозоя, ультраосновные породы сосредоточены в юго-западном окончании. Они представлены неправильной формы ксеногенными телами, имеющими сложные взаимоотношения с габброидами. Самое крупное тело, площадью около 4 кв.км, включает Чайское медно-никелевое месторождение.

2. Гипербазиты ксеногенных тел представлены серпентинитами, серпентинизированными дунитами, перидотитами и оливковыми габбро-норитами. Они в различной степени замещены габброидами. Замещение предопределило развитие ряда гибридных пород, среди которых находятся актинолититы, пироксениты, /диаллагиты, вебстериты, гиперстениты/, гарцбургиты, полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты. Гибридные породы развиваются в периферической части ксеногенного тела ультраосновных пород, которое распространяется до глубины 250-300 м, сменяясь глубже габброидами. В некоторых случаях устанавливается зональность в распространении ультраосновных и основных пород: серпентиниты-актинолититы-диаллагиты-вебстериты - полевошпатовые перидотиты и оливиновые габбро-нориты-нормальные габбро-нориты. Замещение вызывалось магматическим раскислением, который по составу соответствовал нормальному или оливиновому габбро. Магматическому замещению подвергались не только ультраосновные породы, но и

граниты, гранитные пегматиты, сланцы /Гурулев, Самбуев, 1966/, конгломераты /Самбуев, 1967/, песчаники, известняки.

3. Медно-никелевые руды Чайского месторождения приурочены пространственно к полю гибридных, преимущественно ультраосновных пород. Рудные зоны установлены в пироксенитах, полевошпатовых перидотитах и оливиновых габбро-норитах. По простиранию и на глубину распространение рудных зон ограничивается именно границами поля распространения этих гибридных пород. Медно-никелевые руды формируются за счет магматической переработки сланцев с колчеданным оруденением /Гурулев, Самбуев, 1966 / и ультраосновных пород. Источником металлов и серы, необходимых для образования руд, являются как вмещающие породы, так и сама магма. При замещении ультраосновных пород происходит кристаллизация роговой обманки, пироксенов и плагиоклаза за счет серпентиновых псевдоморфоз. Одновременно с этим происходит регенерация оливина за счет серпентина. Превращение серпентина в оливин совершается, как известно, при температуре около 600° . Одновременно с регенерацией оливина кристаллизуются сульфиды, сохранение которых в породах зависит от интенсивности развития плагиоклаза. Для формирования медно-никелевых руд оптимальным является содержание плагиоклаза до 15% объёмных. При увеличении количества плагиоклаза оруденение уничтожается.

4. Распространение сульфидно-никелевых руд в периферической части ксеногенного тела ультраосновных пород, их приуроченность к гибридным породам, многостадийность рудных зон, распространение оруденения вне зависимости от "низов" массива — все это противоречит общепринятым представлениям о формировании оруденения в результате ликвации и дифференциации магмы. Факты развития оруденения в результате магматического замещения ультраосновных пород свидетельствуют об

Определяющем значении магмометасоматоза в рудообразовании.

Магма в этом процессе играет двойную роль. Формирование гибридных расплавов, достаточно высокомагнезиальных, создает условия для высаживания из расплава и кристаллизации сульфидов. С течением процесса замещения, когда расплавы значительно понижают свою основность, происходит уничтожение сульфидов и вынос из расплавов металлов и серы. Таким образом, в одних случаях магма генерирует руды, в других — уничтожает. Из этого вытекают выводы: а/ нельзя связывать медно-никелевое сульфидное оруденение исключительно с магматическими расплавами, поскольку оно является продуктом сложных обменно-метасоматических реакций между магмой и боковыми породами; б/ нельзя придавать главенствующего значения фактам уничтожения магмой оруденения и считать интрузивы "могилой оруденения" /точка зрения А.И.Тугаринова/, так как это является лишь частным случаем эволюции магмы.

О.М.Глазунов

/институт геохимии СО АН СССР/

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ХРОМИТОВ ИЛЬЧИРСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА.

Ильчирский пояс представляет собою наиболее магнезиальную ветвь гипербазитовой формации Сибири. По степени хромитовости отдельные его массивы, такие как Оспинский, занимают ведущее место среди других гипербазитов тел Восточных и Западных Саян. Обычно выделяется три генетических типа рудопроявлений хромита в дунитах: 1/ акцессорно-сгустковые;

2/ шпирово-полосчатые; 3/ жильные. Главный рудный минерал относится к группе магнохромитов, но состав его не остается постоянным во времени и пространстве. Акцессорный хромит характеризуется относительно высокой магнезиальностью и выделяется позднее оливина.

В шпировых рудах уменьшается содержание Mg, Pt и в то же время возрастает количество Al, Cr, Fe . Шпирь слагают конкордантные залежи и образуются в процессе собирательной кристаллизации рассеянных вкрапленников. При этом обнаруживается тенденция к парагенности шпирового хромита с метасоматическим энстатит-бронзитом.

Жильные типично инъекционные хромиты приурочиваются к контракционным трещинам различной ориентировки. По химическому составу они близки акцессориям, но несколько обогащены железистой и алюминиевой составляющей. По сравнению со шпировыми образованиями, жильные хромиты оказываются менее перспективными в практическом отношении. Обращает на себя внимание уменьшение хромистости руд с возрастанием масштабов оруденения. Последнее же сопровождается понижением валовой концентрации Cr во вмещающих руды дунитах.

Существенное увеличение степени железистости акцессориев в дунитовых колоннах с глубиной при одновременном падении содержания Mg нужно связывать с изменением режима кислотности-щелочности / в понимании Д.С.Коржинского/, которое начинается в связи с автосерпентинизацией. В отдельных случаях процессы перегруппировки рудного материала происходят под влиянием поздних гранитоидов.

А.Д.Глазунов
/институт геохимии СО АН СССР /

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЛИВИНОВ ОСПИНСКОГО МАССИВА.

Оливины являются главным породообразующим минералом дунитов Оспинского массива Южной Бурятии, тем не менее их изученность остается недостаточной. Выяснение состава по оптическим константам дает приближенные результаты и не позволяют судить об изменении содержания компонентов в оливинах как на площади, так и в разрезе.

Определение петрогенных элементов и примесей / никеля, кобальта, хрома / проводилось спектральным фотоэлектрическим методом на отечественном квантометре ДФС-10 по новой методике, позволяющей измерять концентрацию окислов в следующих интервалах:

Окислы	Определяемый интервал конц. весов. %	Относительная ошибка опред.
Si O ₂	7,5 - 57,0	1,5
Ti O ₂	0,1 - 3,0	2,0
Al ₂ O ₃	4,0 - 20,0	1,8
Fe ₂ O ₃	1,9 - 20,0	3,0
Ca O	2,0 - 15,0	1,5
MgO	2,0 - 65,0	1,8
MnO	0,6 - 3,7	1,7
Ni	0,01 - 1,0	2,0
Cr	0,01 - 1,0	1,9
Co	0,01 - 0,1	1,8

В результате анализов более 60 проб оливина в нескольких разрезах интрузивного тела на разных гипсометрических уров-

нях на отрезке 700–800 м выяснены заметные колебания в минерале соотношения фаялитовой и форстеритовой составляющих.

Наблюдается возрастание степени магнезиальности оливина с глубиной на 3–4% и рост концентраций никеля. Одновременно уменьшается количество железа и хрома. Установленные изменения химического состава оливинов из дунитов с глубиной позволяют предположить о возможности проявления процесса фракционирования магмы в период становления массива.

К.Г.Башта / БГУ /

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Молодежное месторождение хризотил-асбеста находится на севере Бурятской АССР, в приводораздельной части северного склона Южно-Муйского хребта. Молодежный гипербазитовый массив расположен в Ане-Келянском гипербазитовом поясе, представляет собой крутопадающее линзовидное тело, вытянутое с северо-запада на юго-восток в строгом соответствии с простиранием линейных складчатых структур вмещающей келянской толщи нижнего протерозоя. Месторождение приурочено к центральной, наиболее широкой части массива. Оно представляет собой асбестоносную залежь баженовского подтипа характерной формы неправильного крутопоставленного эллипсоида с концентрически зональным строением и закономерной сменой зон асбестоносности от центра к периферии а/ ядро, б/зона простых отороченных жил, в/зона крупносетчатых руд, г/зона мелкосетчатых руд, д/зона ориентированных просечек, е/зона сетчатых просечек, ж/смешанная зона ориентированных и сетчатых просечек, з/периферийная зона мелкосетчатых руд.

Зоны асбестоносности Молодежного месторождения сильно отличаются от подобных зон на других месторождениях, поэтому в основу их выделения положены принципы, разработанные применительно к конкретной геологической обстановке месторождения. Обычно учитывается ряд факторов: особенности жилкования асбеста /строение и мощность асбестовых жил и прожилков, расстояние между ними, ориентация в пространстве/, валовое содержание асбеста и распределение его по сортам, характер вмещающих пород, положение того или иного участка в структуре залежи. Каждая из выделенных на месторождении основных асбестоносных зон /ядро, простые отороченные жилы, крупная сетка, мелкая сетка/ не только отражает свои отличные от других условия асбестообразования, но и характеризует совершенно определенный в качественном и технологическом отношении тип руд.

В составе асбестовых прожилков кроме хризотил-асбеста присутствуют магнетит, брусит, немалит, серпофит, псевдопластинчатый хризотил-асбест, бруньеллит, магнезит, гидромагнезит, гидро-талкиит /?/, α -керолит /?/ и пироаурит /?/. Наибольшим распространением пользуется магнетит, количество которого в 1,5-2 раза больше, чем на известном Баженовском месторождении. Установлено закономерное увеличение содержания магнетита от зоны мелкой сетки /11,7%/ к зоне крупной сетки /15,1%/ и далее к зоне простых отороченных жил /20,8%/, т.е. в направлении увеличения мощности асбестовых прожилков и длины волокна в них.

Ультраосновные породы, слагающие месторождение, представлены гарцбургитами /10,9%/, апогарцбургитовыми серпентинитами /77,1%/, дунитами /0,2%/ и аподунитовыми

серпентинитами /11,8%/. В различных асбестоносных зонах характер пород отличен.

Гарцбургиты в направлении от ядра к зонам простых отороченных жил и крупной сетки характеризуются уменьшением степени серпентинизации, которая составляет соответственно 65%, 39% и 27%.

Апогарцбургитовые серпентиниты по минералогическому составу разделяются на две группы. первая группа объединяет серпентиниты ядра, простых отороченных жил, крупной и мелкой сеток. Для нее характерно преимущественное развитие микрозернистого серпентина, хризотила и бастита. При этом, от ядра к зоне мелкой сетки наблюдается постепенное уменьшение роли микрозернистого серпентина и соответственное увеличение количества породообразующего хризотила, образования бастита становятся более однородными и четкими. Вторую группу составляют серпентиниты периферийных зон с непромышленной асбестоносностью. Преобладающим серпентиновым минералом в них является лизардит.

Аподунитовые серпентиниты наибольшим развитием пользуются в зоне ядра /20,2%/. Здесь, как и в зоне простых отороченных жил, в них преобладает микрозернистый серпентин. По направлению к зоне мелкой сетки увеличивается роль хризотила вплоть до появления существенно хризотильных разностей. Для всех аподунитовых серпентинитов характерно присутствие брусита.

Условия образования месторождения характеризуются следующими основными положениями:

1. Представляется наиболее вероятным, что внедрение гипербазитового материала, во всяком случае на последнем отрезке пути, к настоящему положению массива происходило

в твердом /или полутвердом, пластичном/ состоянии в виде диапирообразной интрузии/ повсеместное развитие в краевых частях массива интенсивно рассланцованных, развальцованных и смятых серпентинитов, несущих следы течения материала в твердом состоянии; отсутствие иных воздействий на вмещающие породы кроме гидротермальных и интенсивных тектонических/.

2. Автометаморфические преобразования массива проявились в серпентинизации гарцбургитов, возникновении среди них дунитов и микрозернистых аподунитовых тел.

3. Источник асбестообразующих растворов для Молодежного месторождения пока является неопределенным. Прямая связь с кислыми /гранитными/ интрузиями не установлена.

4. Асбестообразование происходило в тесной генетической связи с процессом аллометаморфической серпентинизации /наличие закономерного соотношения мощностей асбестовых прожилков и прилегающих серпентинитовых оторочек; выклинивание асбестовых прожилков при подходе к телам аподунитовых серпентинитов; значительное уменьшение содержания окислов железа в апогарцбургитовых серпентинитах /4,57%/ по сравнению с гарцбургитами /7,82%/ при резком увеличении их количества в асбестовых прожилках /до 30-35%/; обогащение асбестовых прожилков бруситом на участках пересечения ими дунитовых тел/.

5. С растянутым во времени этапом асбестообразования совпадал этап интенсивной тектонической деятельности. Большинство трещин, использованных асбестообразующими агентами, имело тектоническую природу /трещины скола, образующие четко выраженные системы/. Тектонические напряжения в различных структурных частях залежи были различными, о чем

свидетельствует различие элементов залегания систем на этих участках. В то же время для всей залежи в целом характерна некоторая тектоническая общность, которая проявилась в повсеместном развитии сквозной /общей/ системы асбестовых прожилков, совпадающей с ориентировкой региональной сланцеватости вмещающих пород келянской толщи. В основе зонального строения месторождения лежит законсервация смена участков с различной степенью тектонической переработки.

6. Хризотил-асбест образовывался в открывающихся трещинах /строгое совмещение по направлению волокнистости характерных морфологических деталей обоих альбандов прожилков, устья доминерализованных трещин, ориентированных косо по отношению к асбестовому прожилку, смещены друг относительно друга на ширину асбестового прожилка и также совмещаются по направлению волокнистости/.

7. Открывание трещин происходило путем своеобразной усадки вмещающего серпентинита за счет перераспределения возникающей в результате серпентинизации части компонентов из серпентинита в трещину /наличие тесной связи между составом асбестовых прожилков и характером вмещающих пород, прихотливая форма некоторых прожилков/.

Некоторыми отличительными особенностями Молодежного месторождения от других месторождений асбеста баженовского подтипа являются:

1/ сравнительно небольшие размеры гипербазитового массива и самого месторождения;

2/ значительно более высокая валовая насыщенность асбестом - в 2-3 раза и особенно длинноволокнистыми /текстильными/ его сортами - в 10-20 раз /по запасам руды Молодежное уступает Баженовскому почти в 11 раз, по валово-

вым запасам асбеста — в три с лишним раза, а по запасам текстильных сортов превосходит его более, чем в полтора раза/;

3/ отсутствие фактов прямой генетической связи асбестообразования с кислыми /гранитными/ интрузиями;

4/ весьма активная тектоническая обстановка;

5/ значительное развитие тел аподунитовых серпентинитов;

6/ более высокая степень аллометаморфической серпентинизации;

7/ незначительное развитие серпофита и повышенное количество магнетита, связанного с хризотил-асбестом.

Промышленное освоение Молодежного месторождения — дело самых ближайших лет. Составлен и утвержден технико-экономический доклад разведочно-эксплуатационного предприятия — первой очереди будущего ГОКа. Составляется проектное задание на это предприятие, начало строительства которого намечено на 1968 г.

Технико-экономические расчеты, приведенные в проекте кондиций свидетельствуют об исключительно высокой экономической эффективности будущего ГОКа на базе Молодежного месторождения /окупаемость капитальных вложений составит 2-3 года, что в 8-9 раз быстрее, чем на других асбестовых комбинатах/.

Основными задачами по дальнейшему изучению асбестовости Муйского района являются:

1/ обобщение фактического материала по Молодежному месторождению с целью расшифровки условий его образования и выработки соответствующих поисковых критериев и признаков;

2/ выяснение геологической позиции гипербазитовых массивов района, их сравнительная характеристика и разбровка.

Ф.Л.Смирнов /ГИГСХ/

"СЫРЬЕВАЯ БАЗА АПАТИТОВЫХ РУД СИБИРИ И
ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ"

1. Одной из важнейших народнохозяйственных задач настоящего времени является расширение и рациональное освоение сырьевой базы апатитовых руд Сибири и Дальнего Востока, создание в этой части СССР производства фосфатных минеральных удобрений. Исследования в области геологии фосфатных руд, проведенные в последние годы не привели к открытию крупных месторождений фосфоритов на территории Сибири, могущих послужить основой для рентабельного освоения и строительства суперфосфатных заводов. В то же время в результате геологоразведочных работ выявлен целый ряд комплексных апатитоносных месторождений, в которых апатит присутствует наряду с другими полезными компонентами /редкие металлы, железо, титан, вермикулит и др./, обладающих крупными запасами промышленно-ценных апатитсодержащих руд /Ессейское в Красноярском крае, группа месторождений в Иркутской области в пределах Восточных Саян, Кручининское в Читинской области/. Известны также и собственно апатитовые месторождения бедных, но хорошо обогащаемых руд с запасами, превышающими 0,5 млрд. т. руды /Ошурковское в БАССР/.

Все эти месторождения выявлены не в результате целенаправленных планомерных исследований и поисковых работ на апатиты, а в результате поисков других видов полезных

ископаемых. Крайне необходимые прогнозно-ревизионные и поисково-разведочные работы на апатит в должной мере до настоящего времени на территории Сибири не проводились.

2. В виде апатита содержится более 95% фосфора в магматических и метаморфических горных породах и более 50% фосфора в осадочных породах. Апатит присутствует более чем в 90% всех горных пород земной коры.

Характерной особенностью апатита является его парагенетическая связь с различными магматическими комплексами горных пород и выделение в широком диапазоне температур, охватывающем магматогенную, пневматолитовую и гидротермальную фазы, а также возможность его образования в экзогенных условиях. Все это приводит к тому, что в природе наблюдается довольно большое количество типов и подтипов апатитового оруденения, связанных с различными магматогенными комплексами пород и сформировавшихся в различных физико-химических условиях.

Среди различных генетических типов апатитовых месторождений промышленное значение имеют: магматические, магматически-метасоматические /карбонатиты/ и осадочно-метаморфогенные. Пегматитовые, пневматолитовые и гидротермальные месторождения незначительны по запасам, хотя и продолжают разрабатываться в отдельных странах/ Канада, Индия/. В настоящее время во всем мире известно около 25 месторождений, на которых ведется промышленная добыча апатита, составляющая около 23% от общей добычи фосфатных руд. Среди этих месторождений собственно апатитовые руды развиты только на 10-12, тогда как на остальных идет лишь попутная добыча апатита, выделяемого при обогащении ильменитовых, титано-магнетитовых и редкометалльных руд.

Выделение отдельного апатитового концентрата при попутной добыче может быть выгодным даже при содержании P_2O_5 в исходной руде 1,5-2,0%.

3. На территории Сибири наиболее широко развиты два промышленных типа комплексных апатитоносных месторождений:

- 1/ магматически-метасоматические, связанные с интрузиями ультраосновных - щелочных пород /карбонатиты/;
- 2/ позднемагматические месторождения, связанные с основными габброидными интрузиями.

К месторождениям первого типа относятся: а/ группа интрузий ультраосновных щелочных пород с карбонатитами в Маймеча-Котуйской провинции на севере Красноярского края /Гулинская, Ессейская, Маган и др./. Наиболее крупным является месторождение Ессей с прогнозными запасами богатых апатит-магнетитовых руд /ср.сод. P_2O_5 по 11 бороздовым пробам НИИГА = 14%/ до 0,9-1 млрд.т. б/ группа интрузий Восточно-Саянской провинции /с запасами 600-700 млн.т. руды при сод. от 4,5 до 11% P_2O_5 /. в/ Интрузии Алданской провинции /Арбарастах, Горноозерное/.

Большинство месторождений этого типа характеризуется большими запасами хорошо обогатимых, апатитсодержащих руд, возможностью открытой разработки, наличием обогащенных апатитом /сод. P_2O_5 до 12% / кор выветривания и представляет собой реальную сырьевую базу для развития фосфатной промышленности. Четкая геологическая позиция апатитоносных карбонатитовых месторождений, приуроченность к краевой части Сибирской платформы, связь с глубинными сквозьеструктурными разломами существенно облегчает их поиски.

Месторождения второго типа связаны с интрузиями габброидной щелочной формации, имеющей также широкое распрост-

ранение на территории Сибири. Месторождения этого типа комплексные апатит-магнетитовые и апатит-титано-магнетитовые /Кручининское в Читинской обл., Арсентьевское, в БАССР/. С месторождениями данного типа нередко связаны довольно значительные запасы апатитсодержащих руд в сотни млн.т. Геологическая изученность интрузий габброидных щелочных пород в отношении перспектив их апатитоносности совершенно недостаточна. Благоприятными поисковыми признаками на апатит в габброидных щелочных породах являются: повышенное содержание титаномагнетита, магнетита; щелочей, особенно натрия; парагенетической ассоциации элементов - титана, железа, ванадия; наиболее полно прошедшая дифференциация интрузивов. К районам, наиболее перспективным на данный тип апатитоносных месторождений, относятся: район Минусинских котловин и примыкающих к ним частей Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горной Шории; зона к северу от Протеросаяна, проходящая на восток от Красноярского хребта через среднее течение р.Кан, верховья рр.Агула, Малого Тагула и Бирюсы к истокам р.Хойто-Оки; Витимское плоскогорье, некоторые части Байкальского нагорья, центральные и южные районы БАССР.

Выявленное в последние годы Ошурковское апатитовое месторождение в БАССР относится к новому недостаточно изученному типу собственно апатитовых месторождений, связанных с диоритами. Перспективы апатитоносности месторождений аналогичного типа окончательно не установлены. В то же время наличие крупных запасов хотя и бедных, но хорошо обогащаемых апатитовых руд, исключительно выгодное географо-экономическое положение месторождения позволяет рассмат-

ривать его как вполне реальный промышленный объект на фосфатные руды. Поиски подобного типа месторождений должны проводиться в экономически освоенных районах, вблизи железных дорог, источников энергии.

4. Изучение апатитовых месторождений и апатитопрооявлений на территории Сибири ясно показывает насколько эта область богата потенциальными источниками апатита крайне необходимого для успешного развития сельского хозяйства страны.

Освоение и расширение фосфатной сырьевой базы в настоящее время невозможно без проведения специальных прогнозно-ревизионных исследований на апатиты, призванных обеспечить рациональное ведение поисково-разведочных работ. Назрела острая необходимость составления прогнозных карт на апатиты для различных районов огромной территории Сибири.

На основе прогнозной карты апатитоносности Сибири масштаба 1:2500000, составляемой ГИГХСом, для отдельных наиболее перспективных территорий /Восточный Саян, БАССР/ должны быть составлены более крупномасштабные карты м. 1:500000 с врезками масштаба 1:200000. Выполнение этой большой и неотложной задачи возможно лишь объединенными усилиями территориальных геологических управлений и научно-исследовательских организаций.

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИХУБСУГУЛЬСКОГО ПРОГИБА

Работа геологов в районах оз.Хубсугул Далой и Дархатской котловины Монгольской Народной Республики за последние четыре года ознаменовалась открытием ряда месторождений и проявлений фосфоритов /Н.А.Донов, А.В.Ильин, М.М.Музалевский и др., 1967 г./. Месторождения и проявления приурочены к кембрийским отложениям, выполняющим обширный Прихубсугульский прогиб. В последний включены впадина оз.Хубсугул, Дархатская котловина, разделяющий их хребет Баян-Ула. С севера к нему примыкают структуры Боксон-Сархойского синклинория, с юга — Идэро-Джидинского синклинория.

В силу недостаточной изученности геологического строения региона к настоящему времени еще не имеется единой схемы стратиграфического расчленения кембрийских отложений.

Для восточной и южной частей прогиба имеется схема С.А.Киселева /1958 г./. Здесь разрез состоит из следующих свит:

1. Доодхемгольской / $С m_1^1$ / — известняки, доломиты;
2. Яматуингольской / $С m_2^2$ / — туфы, туфопесчаники, сланцы;
3. Улгансайрской / $С m_{1-2}$ / — известняки, доломиты с горизонтами песчаников, сланцев. Позднейшими работами в составе свиты установлены горизонты, пласты, линзы микрокварцитов, фосфатизированных кварцитов, фосфоритов. В верхней части свиты имеются остатки археоциат, водорослей. По определению А.Г.Вологодина имеются нитчатые водоросли, которые развиваются с верхов нижнего кембрия и достигают расцвета в $С m_2$;

4. Арсанской / Cm_3-0 / - конгломераты, песчаники, сланцы, известняки;
5. Хасенской / 0_2 / - известняковые конгломераты, брекчиевидные известняки, продуктивный фосфоритовый горизонт, известняки.

В работах последующих геологов возраст арасанской и хасенской свит определялся более древним. В 1965 г Н.А.Донов считал их среднекембрийскими. В 1966 г. Донов и М.М.Музалевский отнесли указанные свиты к нижнему кембрию.

Стратиграфическая схема кембрийских отложений западной части Прихубсугульского прогиба составлена А.В.Ильиным и др. Здесь выделяются свиты: 1. Сархойская / Cm_{1st} / - кислые, средние эффузивы, туфы, песчаники, алевролиты.

2. Нижнебоксонская свита / Cm_{nb} / из двух подсвит:

а/ нижней - черные известняки, доломиты, прослой песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремней, фосфатная пачка;

в/ верхней - доломиты, известняки, аргиллиты, песчаники.

3. Верхнебоксонской свиты / Cm_{vb} / - известняки, доломитистые известняки, фосфориты. В верхней части свиты в большом количестве имеются археоциаты, водоросли нижнего кембрия.

Перечень пород, слагающих боксонские свиты, идентичен составу улгансайрской свиты южного и западного Прихубсугулья.

В целом стратиграфический разрез кембрийских отложений Дархатской котловины очень близок разрезу кембрия Боксон-Сархойского синклинария /Арсентьев, Волколаков, 1964 г/.

Как видно из приведенных разрезов, фосфоритовые месторождения и проявления размещаются в различных частях кембрийских отложений. Наиболее крупное месторождение фосфоритов приурочено к хасенской свите, слагающей узкую /5 км/,

субмеридионального простирания синклиналь по западному борту оз.Хубсугул. Фосфоритовый пласт в указанной синклинали протягивается по западному и восточному крыльям структуры. Общая протяженность пласта 43,5 км, средняя мощность — 12,0 м, среднее содержание P_2O_5 — 23% /Донов,Музалевский, 1967 г/.

Фосфоритовые проявления в Дархатской котловине приурочены к нижнебоксонской и верхнебоксонской свитам, где фосфориты входят в состав фосфоритоносной пачки мощностью от 20 до 250 м, состоящую из доломитов, известняков, кремней. Фосфориты составляют от 5-10 до 40-60% пород пачки /А.А.Ельянов, А.В.Ильин, 1967 г/.

По представлению Н.А.Донова, М.М.Музалевского фосфориты в кремнисто-фосфатной пачке улгансаирской свиты образуют маломощные прослои и редко пласты /от 1-9 м/, выклинивающиеся на расстоянии первых сотен метров.

Геологические исследования 1966 г /П.В.Осокин, В.А.

Сульдин, Ю.Г.Попов/ внесли коррективы в отмеченные представления. В бассейне верхнего течения реки Эгийн-гол /южная часть Прихубсугуля/ было выявлено два месторождения и несколько проявлений фосфоритов, фосфатизированных кварцитов значительной протяженности среди карбонатных пород улгансаирской свиты. Всего в ее составе известно около 20 проявлений фосфоритов. Наибольший интерес из них имеют Берхимульское, Манганульское, Хурэннуринское, Хараганское, Усутугольское.

Берхимульское месторождение имеет прослеженную протяженность фосфоритового пласта на 3 км, средняя мощность — 13м, среднее содержание P_2O_5 — 20%.

На Манханульском месторождении прослежена протяженность фосфоритового пласта на 9 км, средняя мощность — 12 м, среднее содержание P_2O_5 — 19%.

Отмеченные факты выдвигают названную свиту, наряду с хасенской, в разряд продуктивных стратиграфических подразделений региона.

Открытие проявлений фосфорного сырья в западной и южной частях Прихубсугульского прогиба совместно с фосфорной минерализацией кембрийских пород юга В.Саяна /р.р.Боксон, Хорё/ намного расширяет потенциальные возможности поисков фосфоритов, как собственно в пределах охарактеризованной структуры, так и в прилегающих к ней районах.

А.Н.Новикова /БГУ/

К МИНЕРАЛОГИИ СЕРПЕНТИНИТОВ МОЛОДЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА.

Молодежное месторождение хризотил-асбеста расположено в Баунтовском районе Бурятской АССР. Район месторождения сложен гипербазитами условно палеозойского возраста. Среди них преобладают гарцбургиты, резко подчиненное положение занимают дуниты. Гипербазиты метасоматически изменены: серпентинизированы и реже — лиственизированы.

Асбестовая залежь характеризуется хорошо выраженным концентрически-зональным строением. Зоны сложены асбестоносными серпентинитами. Каждая зона характеризуется определенной степенью асбестоносности.

Минералого-петрографическое изучение асбестоносных серпентинитов представляет определенный интерес как с точки зрения систематизации наших знаний по серпентиновым мине-

ралам, так и с точки зрения генезиса месторождения.

В процессе исследования нами применялись различные методики, а именно: изучение оптических свойств под микроскопом, минералогический анализ, иммерсионный метод определения показателей преломления, термический анализ, рентгено-структурный анализ и микрохимические реакции окрашивания.

В результате исследований в составе серпентинитов и серпентинизированных перидотитов выделены следующие разновидности серпентиновых минералов: ливардит /I и II генерации/, хризотил, антигорит, хризотил-асбест, бастит, изотропный микровернистый серпентин и жильный офит. Выделены последовательные стадии серпентинизации: ливардитовая, хризотиловая, антигритовая и хризотил-асбестовая, дана их подробная минералого-петрографическая характеристика в совокупности с данными рентгено-структурного и термического анализов. Появление ливардита I генерации анамнует фазу автоматаморфизма гипербазитов /низкотемпературный этап замещения/, появление ливардита II генерации — раннюю фазу аллометаморфизма, хризотила — среднетемпературный этап фазы аллометаморфизма, хризотил-асбеста — гидротермально-метасоматическую завершающую стадию замещения. Для каждой стадии серпентинизации характерны свои структурные особенности.

Комплексными анализами в жильном хризотил-асбесте выявлены вредные минералы — примеси: магнетит, брусит, немалит, бруньяеллит, гидроталькит, магнетит, α -кералит и церуссит.

Эти минералы изучались с точки зрения их качественной характеристики и характера взаимоотношений с хризотил-

асбестом / степени их влияния на качество волокна хризотил-асбеста/.

Вопросы генезиса асбестообразования и источника рудообразующих растворов для месторождения еще окончательно не решены и являются предметом дальнейших исследований, но уже сейчас можно говорить о гидротермально-метасоматической природе асбестообразования.

Д.В.Трунёв /БГУ /

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
г.УЛАН-УДЭ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

В связи с мощным подъёмом промышленности Сибири, предусмотренным пятилетним планом развития народного хозяйства СССР, увеличивается потребность и во всестороннем изучении инженерно-геологических условий наиболее развитых экономических районов.

Настоящие тезисы посвящены инженерно-геологической характеристике г.Улан-Удэ и его окрестностей: - территории весьма своеобразной и сложной по своему геологическому строению и инженерно-геологическим условиям. Основными признаками, определяющими инженерно-геологические условия исследуемой площади, являются: 1/ рельеф и грунтовые условия района; 2/ структурные особенности; 3/ гидрогеологические условия; 4/ современные физико-геологические процессы.

1. Р е л ь е ф и г р у н т о в ы е у с л о в и я .

Площадь района исследования характеризуется наличием ряда положительных и отрицательных форм рельефа, в расположении которых можно отметить следующую закономерность: в северной ее части располагаются отроги хребта Улан-Бургасы, на юге - отроги хр.Цаган-Дабан. В центральной части, между хребтами, расположена Удинская межгорная впадина, пересекающая район в субширотном направлении.

Грунтовые условия. Характер пород оснований проектируемых сооружений является одним из важнейших факторов,

определяющих инженерно-геологические условия. Район исследований характеризуется широкой гаммой разновозрастных изверженных, осадочных и метаморфических пород. На площади выделены докембрий, нижний мел, неоген-четвертичные, четвертичные и новейшие отложения. Сводный стратиграфический разрез района /снизу/ представлен биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и различными мигматитами докембрия. Обнажаются они в виде ксенолитов по отрогам хребта Улан-Бургасы / в кровле верхнепротерозойских и раннемезозойских интрузий/. Выше залегают осадочные породы гусинооверской серии нижнего мела, заполняющие удинскую межгорную впадину и разделенные на три свиты /снизу/: комушкинскую, лысогогорскую и сотниковскую. Среди неоген-четвертичных образований выделены отложения березовской и толгойской свит. Четвертичные отложения распространены повсеместно, занимая обширные площади. Стратиграфическая схема четвертичных отложений представляется в следующем виде /снизу/:

1. Средний и нижний плейстоцен - кривоярская свита - аллювиальные отложения высоких террас.
2. Верхний плейстоцен - аллювиальные отложения р.Селенги и пролювиальные отложения конусов выноса.
3. Верхний плейстоцен и нижний голоцен - древние закрепленные золотые пески.
4. Нижний голоцен - аллювиальные отложения первой надпойменной террасы р.Уды.
5. Верхний голоцен: а/ золотые отложения - современные развезаемые мелко и среднезернистые пески; б/ аллювиальные отложения низкой и высокой поймы и русел рек - галечники, гравий, реже валуны, пески, супеси и суглинки.

Среди интрузивных образований выделяются: протерозойский-

хамар-дабанский /гнейсированные гранитоиды/ и мезовойский - бичурский и мало-куналейский интрузивные комплексы /суб-щелочные и щелочные породы ряда граносиенита, сиенита, сиенито-диорита/.

К р а т к а я и н ж е н е р н о - г е о л о -
г и ч е с к а я х а р а к т е р и с т и к а
г р у н т о в ы х у с л о в и й.

Изверженные и метаморфические горные породы района, практически незатронутые процессами выветривания, имеют массивное сложение и высокую прочность. Предел прочности на сжатие очень высок и выражается у метаморфических пород от 200 до 1500, а у изверженных - 1000-1500 кг/см².

При проходке котлованов и траншей в метаморфических породах, где хорошо выражена гнейсоватость и сланцеватость, возможно появление трещин скола и явления раскола, связанных с нарушением горного давления. Котлованы и траншеи рекомендуется по возможности располагать вкрест простирания господствующего направления гнейсоватости, сланцеватости и трединоватости /субширотного по преимуществу/. По буримости метаморфические породы относятся к IХ и Х, а изверженные породы к Х-ХI категориям.

Осадочные диагенетизированные породы гусиноозерской серии с инженерно-геологической точки зрения целесообразно разделить на две группы: а/цементированные обломочные, в том числе песчаниковые, отложения /механические осадки/ комушкинской и сотниковской свит; б/ отвердевшие глинистые отложения /в значительной мере - коллоидно-химические осадки/ лысогогорской свиты. Породы первой группы - скального и полускального типа; цемент кварцевый и глинисто-

карбонатный. Породы обладают значительной прочностью, механические свойства почти не меняются от увлажнения. Отложения комушкинской свиты в ряде мест интенсивно окварцованы, а на отдельных участках превращаются в своеобразную, гранитного облика, породу /знаменитые "комушкинские граниты"/.

Особо отмечается своеобразие отложений пород сотниковской свиты. Характерна плохая сортировка материала, слабая его окатанность и крайне разнообразие размеры обломков. Наряду с мелкими /1-10 см/ встречаются глыбы размером до нескольких метров в поперечнике. Преобладающие размеры обломков 1-30 см. Цемент конгломератов песчано-глинистый, участками известковистый. Инженерно-геологические условия этих отложений в общем мало благоприятны для строительства - цементирующий материал - обычно малой механической прочности, зачастую подвержен выщелачиванию и вымыванию поверхностными и грунтовыми водами, в результате чего возможна неравномерная усадка оснований достаточно ответственных и объемных сооружений /пример школьного интерната на Лысой горе ?/. Во-вторых - налицо сложные и трудоемкие горно-геологические условия проходки котлованов и траншей для строительных коммуникаций, требующие значительных трудов затрат.

Породы лысогогорской свиты представлены породами глинистого ряда с прослоями углей, песчаников и конгломератов и могут быть отнесены к ряду скальных и полускальных. В естественном состоянии обладают достаточной механической прочностью /200-250 кг/см²/ и водоустойчивостью. Однако в нарушенном состоянии и под действием атмосферных агентов

быстро разрушаются и несущие их способности существенно снижаются.

Породы неоген-четвертичного возраста рыхлые; лишь отдельные их разновидности слабо диагенетизированы.

Отложения березовской свиты фациально изменчивы и инженерно-геологические условия фаций резко переменны. Гравийно-галечная группа фаций представлена галькой и гравием изверженных и метаморфических пород с мелко и среднезернистым песчаным заполнителем. Глинистых частиц менее 5%, галька хорошо окатана. Породы характеризуются значительной водопроницаемостью и быстрой усадкой под нагрузкой. Допускаемое давление — 3–3,5 кг на кв.см. Фация пелитовых пород этой свиты может быть отнесена к разряду полускальных. Породы мало водопроницаемы и в естественном состоянии достаточно прочны. Однако, под действием атмосферных агентов быстро разрушаются.

Породы толгойской свиты представлены глинами и суглинками, обладающими достаточно сильным сцеплением между частицами, малой водопроницаемостью, значительной усадкой под нагрузкой и продолжительностью деформаций.

Для четвертичных отложений района характерны чрезвычайная пестрота состава пород и быстрая фациальная изменчивость. Здесь представлены все разности грунтов, начиная от валунных и кончая глинами. Инженерно-геологические их особенности крайне пестры.

П. С т р у к т у р н ы е о с о б е н н о с т и р а й о н а

Тектонические структуры представляют собой необычайно сложный комплекс складчатых и разрывных дислокаций различного

масштаба, направления и возраста. Они созданы многократным наложением тектонических напряжений, следовавших циклически одно за другим на протяжении всей истории развития района от протероя до наших дней и не прекратившихся до сего времени.

Район исследования располагается в полосе сочленения двух региональных структурных единиц: зоны Саяно-Байкальского сводового поднятия и зоны глыбовых структур.

В пределах первой зоны закартирована Березовская антиклиналь, заложение которой как антиклинали произошло вероятно еще в докембрии, а формирование ее как глыбовой складки положительного знака относится, видимо, уже к нижнемезозойскому времени.

В пределах второй зоны выделяются: а/глыбовая синклиналь удинской долины с наложенной мульдой осадков мелового бассейна и б/северо-западное крыло глыбовой антиклинальной структуры хр.Цаган-Дабан.

Становление структур связано, повидимому, с глубинными движениями, о чем свидетельствует характер гравитационного и магнитного полей. Так, по данным гравиметрической съемки интенсивные минимумы силы тяжести приурочены ко впадине, а относительные максимумы — к обрамляющим хребтам. По всей вероятности это обусловлено /наряду с другими причинами/ изменением физического состояния вещества земной коры, некоторым повышением его пластичности, перемещением и концентрацией более плотных масс под сводовыми поднятиями.

Наряду со складчатыми, в районе широко развиты и разрывные дислокации, которые можно разделить на две генетические категории: а/ связанные со складкообразованием и

б/ возникшие независимо от него /наложенные/. Первая категория разрывов образовалась на крыльях Березовской антиклинали вследствие перенапряжения жестких масс древних пород в местах, переходных от антиклинали к синклинальному прогибу. Разрывы второй категории не одновозрастны; выделяются более молодые разрывы /позднемезозойские-кайнозойские/ северо-западного направления, секущие складчатые структуры и более древние /донижнемеловые/ - северо-восточного простирания. Множество разломов расчленяет территорию на тектонические блоки и клинья.

Район, по данным сейсмораионирования, относится к Монголо-Байкальской сейсмоактивной области и расположен на границе зон 7 и 8 баллов. Однако, бальность отдельных участков внутри района, в зависимости от местных структурных особенностей и физических свойств горных пород, колеблется между 6-10 баллами и сила землетрясения может существенно меняться на небольших расстояниях.

Главными сейсмогенными структурами площади являются разломы, которые, как отмечалось, являются долгодействующими, с присущей таким дизъюнктивам унаследованностью тектонических движений. Образуют тектонические зоны шириной от 1-2 м до 5 км /граничный разлом по северному борту впадины, тектоническая зона по правому берегу р.Селенги, разлом вдоль берега р.Уды и другие/. Трассы тектонических зон и разломов четко отражаются в характере гравитационного поля сгущением изоманомал. На наличие уступов в фундаменте указывают и электроразведочные данные. Магнитное поле вдоль тектонических зон характеризуется повышенными положительными значениями.

Тектонические зоны, как это было замечено на примере

Гоби-Алтайских землетрясений /Флоренсов, Солоненко, 1963/ наиболее чувствительны к землетрясениям. Поэтому, при оценке сейсмической опасности территории, вдоль тектонических зон нами выделяются сейсмоактивные линии, а на их пересечениях выделены сейсмоопасные районы /узлы/ с повышением балльности на 1-2 балла. Кроме того, судя по историко-статистическим материалам о землетрясениях в районе, повидимому, возможны дифференцированные блоковые движения, ограниченные разломами. В этом случае возможны гидрогеологические эффекты, так как изменение гидрогеологического режима в случае перемещения пород будет неизбежным. По химическому составу воды гидрокарбонатные со смешанным составом катионов с преобладанием в одних случаях кальция, в других - натрия.

Водоносный горизонт комушкинской свиты распространен по правым берегам р.р. Уды и Селенги. Подземные воды комплекса залегают на глубинах от 1-5 до 40-45 м. Дебиты скважин изменяются от 0,4 до 11,3 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, кальциево-натриевые.

Водоносный горизонт докембрийских метаморфических пород и интрузивных пород мало-куналейского интрузивного комплекса залегает на глубинах от 5-10 до 50-70 м в зависимости от рельефа, дебиты скважин колеблются от десятых долей до нескольких литров в секунду. По химизму воды комплекса пресные гидрокарбонатные кальциево- магниевые, кальциево-натриевые.

Водоносный горизонт интрузивных пород бичурского комплекса вскрыт буровыми скважинами на глубинах от 43 до 75 м, дебиты скважин незначительны /от 0,05 до 0,06 л/сек/, по химизму воды комплекса пресные с гидрокарбонатным и кальциевым составом.

Обилие тектонических зон обуславливает широкое распространение трещино-жильных вод, при этом некоторые зоны характеризуются очень слабой водообильностью или практически безводные. Некоторые же разломы, особенно молодые водообильны, дебиты их составляют от 1.0 до 55.5 л/сек. Воды в большинстве напорные, с высотой напора над устьем скважин от 0,5 до 2,5 м. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-натриевым или натриево-кальциевым.

В заключение необходимо отметить, что грунтовые воды района по отношению к бетону и карбонатным породам, обладают в большинстве случаев углекислотной агрессивностью. Содержание агрессивной углекислоты в грунтовых водах колеблется в пределах от 0 до 20 мг/л.

С позиции инженерно-геологических условий грунтовые воды при составлении инженерно-геологической карты будут подразделены по глубине залегания и по признаку влияния этих глубин на строительство /заотопляемость, возможность дренажа, ухудшение санитарных условий, снижение несущей способности грунтов и т.д./ и углекислотной агрессии.

1У. С о в р е м е н н ы е ф и з и к о - г е о л о г и ч е с к и е п р о ц е с с ы. Основными факторами, определяющими современные физико-геологические явления в районе и влияющими на условия возведения инженерных сооружений являются: различная глубина залегания грунтовых вод в результате наличия сильно расчлененного рельефа и возможность выходов на поверхность артезианских /напорных/ вод; наличие перевеваемых песков и эрозионная деятельность временных водотоков: /образование оврагов, промоин и т.д./, большая глубина сезонного промерзания /до 3,5 м/, а так же

процессы и явления, связанные с хозяйственной и строительной деятельностью человека. Многолетнемерзлых грунтов в районе нет.

Из всего вышесказанного видно, что инженерно-геологические условия района г. Улан-Удэ достаточно сложны, следовательно надежность и долговечность воздвигаемых сооружений и коммуникаций, наряду с прочими условиями будет зависеть от того, насколько правильно и грамотно будут учтены все геологические факторы.

С.Ц. Осодоев /Вост.-Сиб. ТИСИЗ/

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ г. УЛАН-УДЭ

А/ Город Улан-Удэ относится к числу быстро растущих городов Восточной Сибири. В 1966 г. утвержден новый проект планировки и застройки города, рассчитанный на ближайшие 20 лет.

Б/ Территория города входит в байкальскую зону высокой сейсмичности / 7-8 баллов/ и область глубокого сезонного промерзания грунтов /в среднем - 3,6 м/. Эти факторы определяют необходимость специальных исследований инженерно-геологических условий для современного градостроения. Как показывает практика, проектирование и строительство современных многоэтажных зданий и сооружений без должного изучения влияния указанных выше факторов приводит к деформациям и повреждениям многих капитальных зданий и сооружений, удорожанию строительства и т.д.

В/ Детальными геологическими съемками выявлено, что территория г. Улан-Удэ расположена в области сопряжения различных тектонических структур - Березовской антиклинали,

Иволгино-Удинской синклинали и Цаган-Дабанского глыбового антиклинального поднятия. Такое положение обуславливает разнообразие факторов, определяющих инженерно-геологические условия местности:

а/ в развитии различных видов пород, начиная от скальных, кончая рыхлыми /граниты, конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями углей, пески, супеси, суглинки, глины/;

б/ в наличии различных типов рельефа, среди которых выделяются:

1/ Широкие и ровные поверхности современных пойм и 1-й надпойменной террасы рек Уды и Селенги. Застроены они в основном некапитальными зданиями. 2/ Слабо наклонная поверхность древней террасы, распространенной на правобережье рр.Уды и Селенги. Поверхность носит спокойный характер. Здесь расположена основная часть капитальной застройки Железнодорожного и Советского районов. 3/ Наклонные равнины на делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфах, распространенные также на правобережье рр.Уды и Селенги. Поверхность шлейфов местами изрезана оврагами, промоинами, рывтинами и бороздами. 4/ Эрозивно-денудационное холмисто-увалистое предгорье, протягивающееся широкой полосой вдоль южных склонов хр.Улан-Бургасы. Поверхность его сильно расчленена на отдельные останцы, холмы и увалы. Склоны последних в свою очередь изрезаны густой сетью оврагов. 5/ Холмисто-увалистый рельеф высоких надпойменных террас, развитый преимущественно на левобережье р.Уды. Поверхность террас полого-увалистая, слабо наклонная, расчленена крупными падями и мелкими распадками. 6/ Грядово-бугристый эоловый рельеф, пользующийся развитием в районе горы Комушки и пос.Вакханова.

В пределах развития последних четырех типов рельефа в ре-

в результате вырубки леса, неплановой застройки, распашки под огородные культуры и отсутствия водоотводных канав наблюдается интенсивный эрозионный процесс — рост оврагов, промоин, рытвин; в/ в распространении ряда тектонических нарушений. Наиболее мощный сброс, имеющий северо-западное простирание, прослежен от горы Комушки до пос. Вакжанова через центральную часть города, где расположены капитальные здания и сооружения. Амплитуда сброса у горы Комушка оценивается в 100-110 м., в районе мехстеклозавода — 140-160 м. Имеется также серия сбросов в районе удинского моста. В пос. Арпан и Лысая гора закартированы тектонические нарушения типа взброса /Трунев, 1962/.

Г/ В районе Лысой горы и жилого поселка авиазавода, где четвертичные отложения имеют незначительную мощность /до 0,2-0,6-0,8 м./, основаниями фундаментов часто служат породы лысогогорской свиты /песчаники, аргиллиты, алевролиты и прослои углей/. В них имеются небольшие подвижки типа мелких взбросов, многочисленные мелкие трещины, пласты часто смяты в небольшие складки. В естественном состоянии породы лысогогорской свиты устойчивы. Но при увлажнении и непродолжительном выветривании часть их /пелитовые фации/ быстро теряют первоначальную устойчивость. Так, например, аргиллиты в свежем виде из скважины выдерживают давление до 200-250 кг/см², но пролежав на воздухе всего несколько дней начинают растрескиваться и распадаться.

Вышеуказанные факторы инженерно-геологических особенностей территории города Улан-Удэ подчеркивают необходимость серьезного подхода к выбору строительных площадок. При этом основные рекомендации должны быть сведены к следующему:

а/ провести геофизические работы по изучению тектоники в пределах площади будущей застройки города с тем, чтобы не располагать капитальные здания и сооружения в зонах тектонических разрывов;

б/ при строительстве на наклонных равнинах, на делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфах, эрозионно-денудационном холмисто-увалистом предгорье хр.Улан-Бургасы и грядово-бугристом эоловом рельефе необходимо предусмотреть меры борьбы с эрозией, исключающей образование оврагов, рытвин и промоин;

в/ при посадке капитальных зданий и сооружений в пределах распространения пород лысогорской свиты необходимо тщательное предварительное изучение зон распространения небольших подвижек, прослоев углей и глинистых пород, т.к.последние недопустимы в основании фундаментов капитальных зданий и сооружений. Столь же нежелательно продолжительное нахождение в открытом виде котлованов перед закладкой фундамен-тов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

А.Г.Золотарев (Иркутский университет)

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ.

1. На территории Байкало-Патомского нагорья автор попытался выделить наиболее крупные геологические структуры, активно выраженные в рельефе, выяснить их морфологию и важнейшие этапы развития на основании изучения деформаций.

2. На Байкало-Патомском нагорье прослеживаются фрагменты двух разновозрастных поверхностей выравнивания, занимающих разное гипсометрическое положение. Верхняя играет роль исходной поверхности; время ее образования на основании сопоставления с аналогичной одновозрастной поверхностью выравнивания на юге Средне-Сибирского плоскогорья /А.Г.Золотарев, 1964/ определяется как конец мела — начало палеогена. Начало деформации этой поверхности тектоническими движениями, исходя из возраста наиболее древних отложений /Н.Л.Логачев, 1962, Г.Г.Литвинов, Г.И.Тараканова, 1966/, погребаящих ее в Прибайкальском предгорном прогибе, восходит к эоцену. Таким образом, геологические структуры, активно выраженные в рельефе Байкало-Патомского нагорья, поверхность которых фиксируется фрагментами мел-палеогеновой поверхности выравнивания, могут считаться новейшими.

3. Новейшей структурой первого порядка является сложное Байкало-Патомское сводовое поднятие, несколько вытянутое в северо-восточном направлении; она занимает всю территорию

нагорья и определяет его орографические и морфоструктурные границы. Сводное поднятие состоит из двух структур второго порядка: краевого поднятия и Чая-Жуинской депрессии северо-восточного простирания, расположенной в центральной осевой части свода. Чая-Жуинская депрессия состоит из двух впадин: Мамско-Бодайбинской на северо-востоке и Верхне-Чаитской на юго-западе, которые соединяются между собой в бассейне р. Мамы. К Мамско-Бодайбинской впадине приурочена значительная часть территории Ленского золотоносного района. Чая-Жуинская депрессия в целом характеризуется отрицательными магнитными аномалиями, что позволяет сделать предположение о возможном дефиците под ней не только масс с высокой магнитной активностью, но и тяжелых масс. Северо-восточная и юго-западная части свода, будучи однородными морфологически, несколько отличаются друг от друга происхождением. Северо-восточная часть свода развивается в унаследованном плане от более древних структур протерозойского возраста. В частности, Мамско-Бодайбинская впадина соответствует в смысле структурного плана верхнепротерозойскому Бодайбинскому внутреннему прогибу. Развитие же новейших структур в юго-западной части Байкало-Патомского свода контролируется расположенными южнее новейшими структурами высоко активизированной зоны впадин байкальского типа. Точнее, ветви краевого поднятия в юго-западной части Байкало-Патомского свода, соответствующие в рельефе Аkitканской и Унгдарской системам хребтов, образовались в результате виргации северной части свода Байкальского хребта (свод второго порядка), выделенного в Прибайкалье Н.А.Флоренсовым.

Байкало-Патомский свод осложнен тремя новейшими структурами, наложенными на структуры второго порядка — краевое поднятие и Чая-Жуинскую депрессию. К ним относятся: две ступени

/верхняя и нижняя/ и депрессия предположительно типа структуры линейного коробления. Верхняя ступень включает в себя юго-восточную часть нагорья. В нее входят: Среднебайкальская впадина, а из орографических элементов краевого поднятия — хребты /с запада на восток/: Ачиткан, Сынныр, Агланян, Делюн-Уранский /северо-восточная часть/, Лонгдорское поднятие и другие. В нижнюю ступень входит вся остальная /северо-западная/ часть свода с Мамско-Бодайбинской впадиной и крупным орографическим элементом краевого поднятия — Тонодской системой возвышенностей. Вдоль южной границы нижней ступени прослеживается депрессия типа структуры линейного коробления, которая пересекает южную часть Мамско-Бодайбинской впадины и в двух местах краевое поднятие. Она характеризуется повышенными мощностями четвертичных отложений и широким распространением костных остатков древнечетвертичных млекопитающих.

Продолжение трех наложенных структур выходит далеко за пределы Байкало-Патомского свода: на восток на Олекмо-Чарское нагорье и на юго-запад на территорию юго-восточной части Иркутского амфитеатра. Эти структуры принадлежат к числу крупных наложенных структур Приленской переходной области кайнозойских структур, выделенной автором /А.Г.Золотарев, 1967 / между областями впадин байкальского типа и платформенного режима /по Н.А.Флоренсову, 1962/.

Таким образом, традиционное геоморфологическое и физико-географическое деление северной части Байкальской горной области на Северо-Байкальское и Патомское нагорья не соответствует схеме новейшей структуры этой территории и должно быть пересмотрено.

4. В истории развития новейшей структуры нагорья можно выделить два этапа. Первый, продолжавшийся со второй полови-

ны палеогена до миоцена включительно, характеризовался сравнительно невысокой активностью неотектонических движений. Амплитуды дифференцированных движений, судя по высотному интервалу между нижней и верхней поверхностями выравнивания, не выходили за пределы 500м, в редких случаях 600м. Наряду с дизъюнктивными деформациями широко распространены были пликативные. Второй этап начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени. Для него характерна высокая активность неотектонических процессов. Амплитуды вертикальных перемещений достигали 1000 м. Господствующей формой деформации земной коры были дизъюнктивные процессы. Второй этап делится на два подэтапа: плиоцен-среднечетвертичный и верхнечетвертичный-голоценовый. Рубеж между ними во времени характеризуется некоторым ослаблением активности неотектонических движений. Возрастная граница между подэтапами проводится на основании стратиграфической схемы плиоцен-четвертичных отложений, составленной на основании новых палеонтологических сборов автора /А.Г.Золотарев, 1967/.

5. Есть основания полагать, что Ленский золотonosный район, приуроченный в основном к Мамско-Бодайбинской впадине, по всей вероятности, продолжается в юго-западном направлении в пределы Среднечайской впадины, так как эти новейшие впадины являются частями одной кайновоейской структуры - Чай-Жуинской депрессии.

ДОСТОВЕРНОСТЬ ДАТИРОВОК ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Часто на практике "дряхлый" облик рельефа принимается как достоверный признак древности рельефа. При этом невольно предполагается древность и многих элементов рельефа на этих участках. Если же делаются оговорки, что рельеф изменен, то трудно найти указание на степень изменения. А последнее обстоятельство только и может определить: имеем ли мы дело с реликтами древнего рельефа или же рельеф настолько изменен, что при всей его внешней "дряхлости" является молодым, свидетельствуя, что на данном участке длительное время было постоянным соотношение процессов, расчленяющих поверхность, и процессов, стремящихся сnivelировать возникающие контрасты.

Известно, что ярусность рельефа может свидетельствовать о этапность его развития, что пологонаклонные поверхности, расположенные в пределах каждого яруса, при определенных условиях продолжают формироваться каждая к своему базису длительное время. Т.е. денудационные поверхности разных ярусов могут оказаться одновозрастными, хотя время "заложения" ярусов различное. Поэтому аксиомы: "долины моложе поверхности, в которую врезаны", "кар моложе выравненной вершинной поверхности, которую разъедает" справедливы только в частных случаях.

Характер расположения мега - и мезоформ рельефа Западного Забайкалья предопределен характером тектонических деформаций: горы возникли при формировании пологих складок /возможно асимметричных/, осложненных блоковыми смещениями.

Если смещения блоков относительно друг друга характеризуются незначительными вертикальными амплитудами, а наклоны поверхности глыбы малы, то возникают условия /особенно в призмковой части свода, пологой складки/, при которых не могут формироваться долины водотоков с крутым продольным профилем.

В таких случаях для центральных частей водораздельных массивов /хребтов/ можно говорить о равновесии действия склоновых процессов, нивелирующих склоны и поставляющих материал к тальвегам долин, и действия русловых потоков. Последние едва справляются с транспортировкой поступившего со склонов материала, а иногда даже идет незначительное его накопление /промежуточная аккумуляция, обусловленная разностью скоростей сноса/.

Объем сносимого с таких участков материала в сравнении с объемами материала, сносимого с других равных по размерам участков, где деформации поверхности за счёт вертикальных смещений блоков относительно друг друга становятся значительными, небольшой. Однако, в результате этого сноса формируется новая поверхность, крутизна которой и распределение выпуклых и вогнутых участков может совершенно не соответствовать ранее существовавшим. Эти поверхности в большинстве случаев не являются реликтами каких-то древних поверхностей, а суть новообразования /надбазисные поверхности/.

Единичные находки реликтов хомогенных кор выветривания на обширной площади выравненной поверхности с "механическими" корами выветривания не могут позволить датировать даже начало формирования поверхности выравнивания временем возникновения хомогенного элювия, т.к. он первоначально мог быть и на крутом горном склоне.

Одна морфология денудационной, эрозионно-денудационной

поверхности не может даже косвенно свидетельствовать о ее древности или молодости. Только тип кор выветривания на участках денудации и состав коррелятных отложений на участках аккумуляции, непосредственно сопряженных с денудационными, может позволить говорить о происхождении и возрасте выравненной поверхности.

А.А.Кульчицкий /ИЗК СО АН СССР/

О ВОЗРАСТЕ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И СТРАТИГ-
РАФИИ КАЙНОВОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ.

Признаки ледниковой деятельности в Северо-Западном Прибайкалье фиксировались многими исследователями. О значительных масштабах оледенения горной области свидетельствуют работы Бурятского и Иркутского геологических управлений, ряда других организаций и наши исследования, проведенные в 1965 и 1966 гг.

Собранный нами в средней части бассейна р.Киренги фактический материал, результаты палинологических исследований и наличие малакофауны в отложениях позволяют сделать попытку установления возраста максимального оледенения в Западном Прибайкалье.

В цокольной террасе по р.Киренге ниже рн.Туколонь вскрыты три слоя аллювия мощностью до 35 м. Верхний слой аллювия представляет собой подпрудную фацию и содержит бедные споропыльцевые спектры с древесными и травянистыми растениями четвертичного возраста. Второй 23 метровый слой состоит из хорошо промытых галечников, образованных рекой с обильным устойчивым стоком.

Гранулометрический и петрографический состав аллювия свидетельствует об усиленной эрозионной деятельности, проявившейся в верховьях притоков р.Киренги, расположенных главным образом, в поле распространения пород кембрия и ордовика.

Линзы косослоистых песков нижнего слоя содержат остатки малакофауны. По заключению С.М.Поповой, эта фауна существует в Прибайкалье в настоящее время. Отсутствие признаков угнетения и богатый видовой состав указывают на то, что она обитала в условиях сравнительно теплого межледникового или перед эпохой резкого похолодания. В песках обнаружен и луч маргинатального плавника осетра /определение А.Г.Покатилова/. Отложения содержат значительное количество березы, различных сосен и единичные зерна пыльцы ели, пихты и теплолюбивых широколиственных и хвойных деревьев. Это свидетельствует о формировании нижнего слоя аллювия до существенного похолодания климата.

При сопоставлении со стратиграфической схемой, предложенной Н.А.Логачевым /Н.А.Логачев, Т.К.Ломоносова, В.М.Климанова, 1964/ для кайнозойских отложений Иркутского амфитеатра, можно убедиться в том, что нижний слой аллювия возник в конце верхнего эоплейстоцена - начале нижнего плейстоцена.

Изучая границу распространения ледников в Предбайкальской впадине, и так же геоморфологическую обстановку и рисунок гидросети средней части бассейна р.Киренги между пос.Карам и Тарасово, видим, что в прошлом произошло перегораживание долины Пра-Киренги ледником, формирование подпрудного водоема, а затем - образование долины прорыва. После отступления ледника погребенная часть долины Пра-Киренги использована ее притоком - речкой Улькан.

Перегораживание ледником долины Пра-Киренги зафиксировано подпрудными фациями аллювия верхнего слоя. Если принять во внимание то обстоятельство, что нижний слой аллювия сформировался в нижнем плейстоцене, то временем наибольшего оледенения гор Западного Прибайкалья следует считать конец нижнего плейстоцена — начало верхнего плейстоцена.

В.А.Войлошников /Институт географии
СО АН СССР /

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ПРИАНГАРЬЯ И ВОПРОСЫ ИХ ОТРАЖЕНИЯ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

В соответствии с характером тектонических движений в развитии рельефа Приангарья прослеживаются шесть крупных эрозионно-денудационных циклов /морфоциклов/: верхнемезозойский, третичный, нижнечетвертичный, среднечетвертичный, верхнечетвертичный, современный. Каждый морфоцикл складывается из стадии восходящего развития /расчленения/, отвечающей поднятию территории и стадии нисходящего развития /выравнивания/ рельефа, отвечающей ослаблению тектонических поднятий или слабым погружениям территории. Каждой стадии соответствует определенный ряд элементарных типов земной поверхности. Восходящее развитие отражено в основном в формировании поверхностей врезания /склонов/, а нисходящее — в формировании разновозрастных поверхностей выравнивания и речных террас.

В длительные периоды первых двух морфоциклов местные базисы эрозии и денудации были сnivelированы до уровня общего базиса, поэтому снижение водоразделов происходило до единого уровня, следствием чего является формирование двух

поверхностей выравнивания и разделяющих их поверхностей врезания. Развитие рельефа в четвертичное время происходило в условиях интенсивных по темпу, но прерывистых по характеру тектонических поднятий территории, поэтому начало каждого морфоцикла происходило при незаконченном предыдущем цикле. Отсюда, следами эрозионно-денудационных циклов четвертичного времени являются не поверхности выравнивания, а всего лишь серии эрозионных, аккумулятивных и цокольных террас и синхронные с ними денудационно-аккумулятивные склоны и другие более мелкие формы рельефа.

Таким образом, поверхности выравнивания, поверхности террас и разделяющие их склоны — поверхности врезания являются важнейшими элементами рельефа /моногенными поверхностями/. Изучение рельефа путем анализа его моногенных поверхностей необходимо при установлении хронологии рельефообразования, выявлении новейших тектонических движений и поисках россыпных месторождений полезных ископаемых. Практика детального изучения рельефа отдельных участков в Приангарье показала, что основой для решения названных вопросов должна быть геоморфологическая карта, составленная путем выделения моногенных поверхностей /по В.В.Ермолову — генетически однородных поверхностей, 1958 /, отличающихся друг от друга по генезису, возрасту и направленности развития. Методика составления подобной карты состоит в следующем:

1. На основе детального анализа рельефа по аэрофотоснимкам и топографическим картам составляются: а/ каталог поверхностей выравнивания, поверхностей террас и поверхностей врезов с их морфографическими и морфометрическими характеристиками, б/ каркас или камеральный вариант геоморфологической карты;

2/ данные по морфологии и морфометрии моногенных поверхностей, полученные камеральным путем, уточняются рекогносцировочными маршрутами в поле;

3/ проводится площадная съёмка района: а/ путем сравнительного анализа определяются генезис моногенных поверхностей и направленность их развития, б/ путем их сопоставления с геологическими особенностями территории определяется возраст.

Содержание геоморфологической карты, составленной методом выделения моногенных поверхностей, должно быть представлено следующими элементами:

Цветным фоном закрашиваются площади распространения моногенных поверхностей, правильное сочетание которых дает на карте изображение форм рельефа любой сложности. При этом достигается большая морфологическая выразительность форм, хорошо передается их генезис и общая направленность развития рельефа. Историческая последовательность формирования рельефа отражается показом возраста моногенных поверхностей, читаемого по интенсивности тонов и по возрастным индексам. Деформации поверхностей, обусловленные неравномерными тектоническими движениями, отображаются с помощью изолиний, а наличие кор выветривания, следы реликтовой гидросети и другие элементы, имеющие значение при поисках полезных ископаемых, — различными условными значками.

Учитывая практическую важность изучения рельефа путем анализа моногенных поверхностей, необходимо усилить работы по геоморфологическому картированию рассмотренным методом. Составленная описанным способом карта является наиболее полным источником геоморфологической информации при поисках экзогенных месторождений полезных ископаемых.

МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В.Н.Тарасов /БГУ /

НЕКОТОРЫЕ ОРГАНИЗАЦИОННО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ БГУ

1. Геологическая изученность Бурятии геологосъемочными работами за последние годы резко возросла, и геологическая съемка в республике практически уже близка к завершению.

В результате выполненных геологосъемочных исследований значительно изменились представления о геологическом строении республики, установлены принципиально новые стратиграфические соотношения, особенности структуры и тектоники отдельных районов, выявлены некоторые новые закономерности в распределении полезных ископаемых.

2. По мере сокращения среднемасштабных съемок, крупномасштабные поисково-съемочные работы по своим объемам и возрастающей роли стали в управлении одним из основных видов геологического изучения региона. Последнее обстоятельство, а также повышение требований к геологической съемке и необходимость увеличения ее эффективности, повлекли за собой изменение подхода к проведению работ во многих отношениях: методическом, техническом, структурно-организационном и др.

Некоторые из этих изменений сводятся, в частности, к таким вопросам как: выбор площадей для постановки геологосъемочных работ, работа на 2-х-3-х смежных листах, организация бурения при производстве съемок, усиление геохимических работ, комп-

лексирование с геофизическими работами, использование результатов аэрометодов и др. Ниже дается краткая характеристика этих вопросов.

3. Выбор площадей для постановки крупномасштабных геологосъемочных работ, проводимых в пределах основных рудных районов, осуществляется на основе анализа рекомендаций более мелкомасштабных работ и особенно прогнозно-металлогенических исследований, осуществляемых в нашем управлении. Это позволяет более целенаправленно планировать поисково-съемочные работы.

4. Практика крупномасштабных геологических съемок в БГУ подсказала новую форму ведения этих работ, которая заключается в проведении съемок не на одном листе, как ранее, а на 2-3-х смежных листах одной партией в 2-3 года. В этом случае эффективность повышается за счет опережающего проведения ряда поисковых работ и более рационального комплексирования геологической съемки с геофизическими, горными и буровыми работами. При многолетних исследованиях также повышается качество геологического картирования.

Наиболее широко эта методика получила распространение, начиная с 1964 г., а с 1966 г. в двух районах — В.Саянском и Самокут-Каралонском в опытным порядке начато проведение съемок на 2-х листах в 3 года. В последнем случае, по результатам 2-х летних работ, можно констатировать, что эта методика еще более прогрессивна и она, видимо, должна получить в ближайшее время более широкое применение. Об этом же говорит и опыт соседних геологических управлений.

5. Наряду с концентрацией основного объема геологосъемочных работ в специализированной экспедиции, значительный объем их выполняется районными экспедициями в пределах ряда рудных

районов, таких как Ципикано-Муйский, С-Байкальский и В-Саянский. Такая организация позволяет более оперативно проводить оценку изучаемых площадей.

6. Для повышения глубинности крупномасштабной геологической съёмки и более качественной оценки рудопроявлений на площадях съёмок с 1964 г. проводит работы партия картировочного и поискового бурения, насчитывающая ныне 7 буровых станков. Организация этой партии улучшила техническую вооруженность геологов-съёмщиков и позволила выполнить за период 1965-1967 гг. около 12 тыс.м.бурения.

7. Для усиления геохимических исследований, организации методической помощи и контроля в проведении геохимических поисков при геологосъёмочных работах в том же 1964 г. организована Геохимическая партия, которая выполняя эти функции, намечает переход к проведению самостоятельных геохимических поисков в производственном масштабе.

8. В следующем 1965 г., с целью оперативного проведения детальных магниторазведочных и электроразведочных работ на площадях съёмок, создается Партия поисковой геофизики.

Немалая положительная роль этой партии в тесном и целенаправленном сочетании съёмки и геофизики была очевидна.

В целом организация бурения и детальных геофизических работ в геологосъёмочных партиях позволила повысить глубинность крупномасштабного геологического картирования.

9. Для улучшения постановки дешифрирования и оказания квалифицированной методической помощи и контроля в использовании аэрофотоматериалов при поисково-съёмочных и тематических работах в 1965 г. организована специализированная тематическая группа по аэрометодам, которая продолжает оказывать существенную помощь геологам-съёмщикам.

10. Вырос объем горных работ для качественной оценки рудопроявлений полезных ископаемых и решения других геологических вопросов. Показателем этого может служить тот факт, что на листах крупномасштабных съёмок в 1967 г. выполнено почти на 20 тыс.куб.м. канавных работ больше, чем в 1965 г.

11. Особенностью крупномасштабных съёмок является также и то, что большее число рудопроявлений начало оцениваться с проведением горных работ в осенне-зимний периоды. Так, если в 1965 г. такие работы проводились на 5 участках, то в 1966г - уже на 11. Почти круглогодичная цикличность работ в ряде геологосъёмочных партий позволяет быстрее оценивать перспективные рудопроявления.

12. Рост объёмов горных и буровых работ, комплексация с геофизическими и геохимическими работами, которой в управлении придается первостепенное значение, повысили ту "нагрузку на лист съёмки", без которой невозможно увеличение глубинности, достоверности и эффективности крупномасштабной геологической съёмки. Вместе с тем, это вызвало и необходимое увеличение "стоимости съёмки", что наглядно вытекает из роста стоимости 1 кв.км. за 1962-1966 годы:

1962 -	204,6	руб.
1963 -	241,3	"
1964 -	289,7	"
1965 -	300,0	"
1966 -	338,0	"

Указанные организационно-методические особенности являются по-существу теми мероприятиями, которые были направлены на повышение эффективности крупномасштабных поисково-съёмочных работ в БГУ. Однако следует отметить, что получаемые результаты пока не полностью удовлетворяют возрастающим требованиям практики проводимых геологических исследований.

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В БУРЯТСКОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ УПРАВЛЕНИИ

1. Геохимические методы поисков применяются в Бурятском геологическом управлении с 1958 года, т.е. с момента его организации. На приводимой в докладе таблице отображается рост объема всех видов геохимического опробования в течение десятилетия. За последние три года количество отбираемых металлометрических проб удвоилось и составило в 1966 году более 300 тыс. проб. Доминирующим, особенно в первые годы, геохимическим методом поисков являлось металлометрическое опробование. В последние годы шире, чем ранее, стали применяться биогеохимия, съёмка по эндогенным ореолам, гидрохимия, геоботаника, полевой микрохимический анализ.

2. За десятилетний срок применения геохимических поисков в Бурятии выявлен ряд месторождений и рудопроявлений различных полезных ископаемых, открытие которых связано непосредственно с изучением геохимических ореолов.

Главными недостатками в проведении геохимических методов поисков является очень слабая изученность большинства выявленных геохимических ореолов, шаблонность в методике проведения геохимического опробования и порой неквалифицированная интерпретация его результатов.

3. Значительные качественные и методические изменения в производстве геохимического опробования произошли в БГУ с созданием в 1964 году Геохимической партии. В настоящее время четыре специализированных отряда этой партии проводят работы по разработке методики:

а/ ландшафтно-геохимического районирования; б/ биогеохимического опробования; в/ геохимической съёмки по первичным ореолам рассеяния; г/ количественной оценки ореолов и определению оптимальной глубины пробоотбора почвенных проб. Пятый отряд Геохимической партии обобщает результаты геохимических поисков, проведенных в БГУ ранее в процессе средне- и крупномасштабной геологической съёмки. В 1967 году методики различных геохимических методов поисков, разрабатываемых в Геохимической партии, начинают широко применяться в производственных масштабах.

Кроме этого, Геохимическая партия систематически оказывает методическую помощь в производстве геохимических поисков партиям БГУ, а также организует семинары и курсы повышения квалификации ИТР по геохимическим методам поисков.

4. В результате проведенных тематических геохимических исследований силами Геохимической партии составлены ландшафтно-геохимическая карта Бурятии, ландшафтно-геохимическая карта и схема условий проведения геохимических поисков по Еравнинскому рудному району, инструкция по составлению ландшафтно-геохимических карт, записки к указанным ландшафтно-геохимическим картам, отобрано около 50 тысяч биогеохимических проб, разработана методика биогеохимического опробования на большую группу рудных элементов, опробирована методика зимнего биогеохимического опробования на бериллий, молибден, никель, цинк, свинец, разработано несколько конструкций озо-лительных печей. С помощью биогеохимического метода выявлено несколько молибденовых рудных тел, а также внесён вклад в расширение перспектив ряда месторождений и рудо-проявлений. Партия собрала и в значительной мере обобщила и

систематизировала материал, касающийся геохимической съёмки по первичным ореолам рассеяния цветных и редких металлов в Джидинском и Еравнинском рудных районах, установила характерные типоморфные элементы и их индикаторные отношения, которые могут служить одним из критериев для прогнозирования скрытого оруденения. На нескольких месторождениях изучены на глубину вторичные ореолы свинца, цинка молибдена, всесторонне изучены металлометрические ореолы этих элементов. Кроме того, обобщены результаты геохимических поисков по Джидинскому району, составлен соответствующий отчёт и рекомендации. Из трех тысяч выявленных геохимических ореолов в этом регионе выделены первоочередные для проверки их горными выработками. Проводится аналогичная работа по Курбино-Еравнинскому району.

В направлении методической помощи геологическим партиям БГУ особенно большая работа начата в 1967 году. Просмотрено большинство проектов и отчетов; перед выездом на полевые работы проведены консультации в каждой партии БГУ. В феврале 1967 г. по инициативе Геохимической партии проведен 1-ый геохимический семинар БГУ, а в апреле — геохимические курсы для ИТР, в полевой период сотрудники Геохимической партии провели методическую инспекцию и консультацию в большинстве геологосъёмочных партий ЦГО.

5. Важнейшими направлениями в работе Геохимической партии на ближайшие годы являются: широкое внедрение в производство методики уточненных или разработанных сотрудниками Геохимической партии, создание производственных отрядов, специализирующихся на определенном геохимическом методе, превращение Геохимической партии, являющейся в настоящее время центральной методической группой, в основную организацию БГУ по производству геохимических съёмок и проверке геохимических ореолов, усиление тематических геохимических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА ТЕРРИТОРИИ БУРЯТСКОЙ А С С Р.

Аэрогеофизическая съемка помогает решать широкий круг задач, связанных с вопросами геотектонического районирования, металлогенического прогнозирования, геологического картирования и поисков полезных ископаемых.

1. Традиционно выделяемые в Западном Забайкалье области разновозрастной складчатости и тектоно-магматической деятельности, а также структурно-фациальные зоны внутри этих областей находят довольно четкое отражение в характере физических полей. Например, в магнитном поле область байкальских складчатых структур проявляется спокойным, преимущественно отрицательного знака фоном, области каледонской складчатости присущ знакопеременный и сильно возмущенный фон; пояс мезовойской активизации выражен аномально высоким уровнем радиации. По аэрогеофизическим данным можно уточнять границы складчатых областей и оконтуривать составляющие их структурные элементы.

2. Возможности практического использования аэрогеофизических материалов при составлении прогнозных металлогенических карт определяются тем, что распределение магнитных и радиоактивных аномалий подчинено развитию вполне определенных структурных элементов складчатого и разрывного характера, сформировавшихся в ходе геологического развития того или иного района, и поэтому выделяемые на интерпретационных схемах аномальные зоны характеризуются своими специфическими чертами, обусловленными накоплением своеобразных осадков, тектонической и магматической активностью и, следовательно, присущей им минерагенией.

Таким образом, зоны аэрогеофизических аномалий отражают линейные закономерности локализации оруденения того или иного типа. При этом наиболее отчетливо на геофизических картах видны зоны, совпадающие с генеральным простиранием геологических структур. Поперечные же зоны выделяются по более тонким особенностям физических полей /сдвиги аномальных осей, резкие сочленения полей различного характера, переориентировка контуров локальных аномалий и т.п./.

3. Сопоставление характера геофизических полей с геологической картой позволяет уточнять, а зачастую и определять контуры пород различного петрографического состава; результаты количественной интерпретации аномалий дают представление о глубинном распределении возмущающих объектов. Различные по составу и возрасту осадочно-метаморфические, вулканогенно-осадочные свиты и интрузивные комплексы обладают индивидуальными статистическими характеристиками; у магматических образований особенности физических полей проявляются ярче, чем у стратифицированных отложений.

4. Поисковой результативностью аэрогеофизических работ является обнаружение и выделение аномалий, непосредственно связанных с рудными объектами, или перспективных на обнаружение различного рода полезных ископаемых. Из всего разнообразия аэрогеофизических аномалий выделены наиболее интересные в практическом отношении группы, связанные: с разнообразными железорудными месторождениями /собственно магматическими, контактово-метасоматическими, скарновыми и др./ в области каледонской складчатости; с ультраосновными породами, вмещающими сульфидно-никелевое оруденение - в области байкальской складчатости; с интрузиями кислого и щелочного состава, несущими редкометальную минерализацию - в пределах пояса мезовойской активизации.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В КУРБИНО-БРАВНИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Геофизические исследования в Курбино-Бравнинском районе проводятся для решения задач геологического картирования и поисков месторождений различных полезных ископаемых. Основное направление этих работ — картирование среди гранитоидов останцов нижнекембрийских осадочно-вулканогенных отложений, в том числе и полностью перекрытых более молодыми образованиями, и поиски в их пределах железорудных, полиметаллических редкометалльных, флюоритовых и др. месторождений. Выделение останцов нижнекембрийских отложений в условиях плохой обнаженности, определение их размеров и вертикальной мощности составляющих останцы толщ, расшифровка глубинного строения и структуры останцов, получение косвенных данных об уровне эрозионного среза в пределах рудных полей, выделение рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, выяснение закономерностей размещения месторождений и рудопроявлений, оценка перспективности и размеров выявленных рудопроявлений по геофизическим и геохимическим данным, определение нижней крошки оруденения, подготовка исходных данных для проведения поискового бурения — эти задачи решаются комплексными геолого-геофизическими исследованиями при геологическом картировании и поисках месторождений, в том числе и не вскрытых эрозией.

Аэрогеофизическими работами решаются многие вопросы геологического картирования. Повышенными спокойными магнитными полями отмечаются гранитоиды первой фазы витимканского комплекса (диориты, grano-диориты), отрицательными полями выделяются гранитоиды второй фазы (лейкократовые граниты). Нижнекемб-

рийские осадочно-эффузивные отложения, представленные, в основном, известняками, сланцами и кислыми эффузивами, отмечаются спокойным магнитным полем преимущественно отрицательного знака. В случае преобладания в разрезе основных эффузивов уровень магнитного поля повышается. Железорудные месторождения, выходящие под наносы, отмечаются локальными аномалиями интенсивностью 3-7 тыс. гамм; месторождения залегающие на глубине, отмечаются аномалиями до 2 тыс. гамм и по форме эти аномалии сходны с аномалиями над массивами габбро-диоритов. Разбровка этих аномалий довольно успешно проводилась по различию вида кривых затухания интенсивности магнитного поля с высотой, а данные о форме массивов и рудных тел, глубине до верхней и нижней кромок, запасы магнитных масс на месторождениях были получены по результатам количественной интерпретации кривых затухания. Покрытые эффузивы цаган-хунтейской свиты часто отмечаются знакопеременным полем интенсивностью $\pm 300-500$ гамм и успешно картируются по характеру магнитного поля; малые мезозойские интрузии гуджирского комплекса фиксируются отрицательными значениями магнитного поля среди более магнитных пород и не выделяются в спокойных отрицательных полях среди кислых эффузивов, известняков и лейкократовых гранитоидов, но мезозойские интрузии выделяются повышенными значениями радиоактивного поля. Нормально-осадочным отложениям мезокайнозойских впадин соответствуют отрицательные спокойные поля; границы впадин, как правило, определить по аэрогеофизическим данным трудно, т.к. в прибортовых частях впадин часто залегают эффузивы, базальты, конгломераты, которые отмечаются как и породы кристаллического обрамления впадин. Общая характеристика магнитного поля района очень сложная, поэтому некоторые разновидности пород по магнитным полям однозначно не выделяются. В частности, по материалам аэрогеофизических работ

площади распространения никнекембрийских отложений однознач-но не выделяются в связи с разнообразным составом пород в останцах и разнообразием петрографического состава гранитоидов, среди которых они залегают. Останцы никнекембрийских отложений среди гранитоидов повсеместно выделяются повышенными значениями силы тяжести. Такими же аномалиями, но более локальными, выделяются массивы основных пород, но последним соответствуют более интенсивные аномалии магнитного поля. Все выявленные железорудные, колчеданные и полиметаллические месторождения и рудопоявления закономерно приурочены к участкам повышенных значений силы тяжести, соответствующих никнекембрийским отложениям, располагаясь, как правило, в краевых частях гравитационных максимумов, в зонах больших градиентов силы тяжести. Границы распространения и мощность мезокайнозойских нормально-осадочных и эффузивных отложений уверенно определяются по гравимагнитным данным и по результатам метода ВЭЗ. Комплексные геолого-геофизические исследования позволили уточнить границы распространения осадочно-вулканогенных образований в пределах Абагинского, Худакского, Аткинского, Мыдылгенского, Еравнинского, Кондинского и др. останцов никнекембрийских отложений, а также выделить площади их предполагаемого распространения, перекрытые более молодыми отложениями. Например, никнекембрийские отложения Еравнинского останца продолжают в северо-восточной части под покровом эффузивов цаган-хунтейской свиты; значительно большим распространением, чем закартировано при геологической съемке, пользуются осадочно-вулканогенные отложения и в южной части останца, где они перекрыты четвертичными отложениями. В пределах Сосново-Озерского останца, сплошь перекрытого наносами, никнекембрийские отложения протягиваются широкой полосой с отдельными перерывами от железорудного

месторождения Укыр до оз. Исинга. Обширная аномалия силы тяжести юго-западнее месторождения Укыр также может быть обусловлена останцом нижнекембрийских отложений. Предполагаются под наносами нижнекембрийские отложения и в пределах обширной аномалии силы тяжести, расположенной восточнее и северо-восточнее оз. Исинга.

Харасанский останец, перекрытый четвертичными отложениями, где обнаружены полиметаллическое, флюоритовое и железорудные рудопоявления, по гравиметрическим данным имеет большие размеры, чем по геологическим данным. Все эти площади перспективны для локализации железорудных, полиметаллических, флюоритовых и др. месторождений и являются первоочередными для проведения геологосъемочных и поисковых геофизических работ. Границы распространения нижнекембрийских отложений устанавливаются по четким линейно вытянутым зонам больших градиентов силы тяжести, имеющим вид гравитационных ступеней и соответствующих тектоническим контактам с крутым падением; резкое понижение гравитационного поля соответствует выходам гранитоидов на поверхность. Карты аномалий силы тяжести в пределах всех останцов имеют сложный вид, отражая сложное блоковое строение отдельных участков. Глубина до нижней кромки нижнекембрийских отложений в пределах останцов изменяется резко от блока к блоку с амплитудой по вертикали 300–500 м и более, соответственно может изменяться и уровень эрозионного среза. Основные границы блоков с резким изменением вертикальной мощности отложений проходят по С-З разломам, картирование которых при геологических съемках затруднено, но они имеют важное поисковое значение. К зонам больших градиентов силы тяжести С-З направления, соответствующих границам резкого изменения глубины до нижней кромки останцов, тяго-

теет подавляющее большинство железорудных и полиметаллических месторождений и рудопоявлений в районе, в том числе Зангодинское колчеданное месторождение в пределах Абагинского останца и колчеданно-полиметаллическое месторождение в пределах Бравнинского останца. На этих месторождениях по данным гравиметрии рудные массы погружаются в юго-западном направлении, в сторону увеличения вертикальной мощности нижнекембрийских отложений. Колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в приподнятом блоке, мощность отложений в котором по данным гравиметрии увеличивается в юго-западном направлении и резко уменьшается в северо-восточном, соответственно этому наблюдается эрозионный срез и выклинивание рудных горизонтов в северо-восточной и погружение в юго-западной части месторождения. Юго-западное продолжение этого месторождения может быть не вскрыто эрозией и находится на глубине за зоной разлома северо-западного простирания, проходящей по пади Гурвунур, которая ограничивает приподнятый блок осадочно-вулканогенных отложений и вскрытую эрозией часть месторождения. Региональная зона разлома северо-восточного простирания, в которой расположено колчеданно-полиметаллическое месторождение и ряд рудопоявлений полиметаллов, по электроразведочным данным четко прослеживается на значительное расстояние в юго-западном и северо-восточном направлениях и за пределами месторождения; аналогичные зоны прослеживаются южнее, в одной из них расположены рудопоявления полиметаллов Туркул, Гундуй, Звездное. Зоны разломов северо-восточного направления по данным гравиметрии не отмечаются, повидимому значительных вертикальных перемещений блоков по этим зонам не происходило.

Непосредственно для поисков полиметаллических и др. месторождений применяются геохимические и широкий комплекс геофизических

методов, среди которых наиболее эффективными являются гравиметровая съемка, охватывающая всю площадь останцов, вариометрия, электроразведка методом КЭП, ВЭЗ, естественного поля и ВП. Все месторождения и рудопроявления железа и полиметаллов выделились локальными аномалиями силы тяжести, которым соответствуют зоны проводимости, аномалии естественного электрического поля и поляризуемости. По данным комплексных геофизических работ однозначно определяется природа выявленных аномалий и размеры оруденения. Локальными отрицательными аномалиями силы тяжести выделяются массивы мезозойских гранитоидов, несущие редкометальную минерализацию. В пределах останцов они приурочены к зонам разломов северо-западного простирания (рудопроявления молибдена Малан и Зангода в пределах Абагинского останца, интрузив, срезающий Магнетитовое месторождение, в пределах Еравнинского останца и др.). В Курбино-Еравнинском районе широко проявлен мезозойский цикл тектонических движений, обнаружены многочисленные рудопроявления флюорита и редких металлов. Район является весьма перспективным для локализации крупных месторождений этих полезных ископаемых. Комплексными геолого-геофизическими работами сопровождаемыми оперативной проверкой аномалий бурением, в районе открыты железорудные, Зангодинское колчеданное и Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождения, рудопроявления редких металлов, флюорита, полиметаллов, а также выявлены комплексные геофизические аномалии, перспективные на обнаружение новых месторождений полиметаллов. Наиболее перспективной для поисков полиметаллических месторождений является площадь Сосново-Озерского останца нижнекембрийских отложений.

А.С.Филько, Р.С.Тарасова
/ БГУ /

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТОДИКА РАЗВЕДКИ ОЗЕРНОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Озерное рудное поле расположено в северо-западной части крупного останца нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород. Оно сложено известняками, известняковыми брекчиями с туфогенным материалом, туфогравелитами, туфами кислых эффузивов, в меньшей мере — средними и кислыми эффузивами, туфами средних эффузивов и углистыми туфитами.

Для геологического разреза месторождения характерны частая перемежаемость пород и фациальные переходы.

Вулканогенно-осадочные отложения смяты в крупную антиклинальную складку, осложненную в осевой части и на крыльях брахи-структурами более мелкого порядка. Оси антиклинали и дополнительных складок ориентированы согласно с региональными структурами района в северо-восточном направлении. Пликативные структуры осложнены разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного и близширотного направлений. Многие из них контролируют размещение дайковых и малых интрузивных тел неправильной формы.

В пределах рудного поля кроме одноименного месторождения выявлено значительное количество рудопроявлений, представленных зонами гидротермально-переработанных пород с медно-баритовой, колчеданно-полиметаллической и магнетито-гематитовой минерализацией.

Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к одной синклинальной складке ассиметричного строения,

прорванной на всем протяжении субвулканической интрузией кварцевых порфиров. Крутозалегающее северо-западное крыло складки интродуцировано силловой залежью зеленокаменных диабазовых порфиров и интрузивным телом дацитов. На северо-восточном фланге синклинали центраклинально замыкается, на юго-западном — оборвана зоной субвертикальных тектонических нарушений и в центральной части установлено крупное тектоническое нарушение субширотного простирания, разделяющее ее на два смещенных в плане блока. Вблизи интрузии дацитов северо-западное крыло складки осложнено флексурообразным изгибом, прослеженным на протяжении 400 м. В юго-западной части ядро складки имеет антиклинальное поднятие.

Колчеданно-полиметаллические руды слагают пластообразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, повсеместно повторяющие складчатые структуры месторождения. На северо-востоке, это пологие $45-50^\circ$ в крыльях пластообразные залежи, далее к юго-западу рудные тела имеют более сложную форму, обусловленную флексурным изгибом и антиклинальным поднятием. Для большинства рудных тел характерно увеличение мощности в ядре синклинали и уменьшение на крыльях.

Продуктивная толща месторождения характеризуется ясно выраженной ритмичностью осадконакопления. Она разделена на четыре горизонта, представляющих собой крупные вулканогенно-осадочные ритмы. Два полностью сохранившихся из них /второй и третий / охватывают пакки вулканогенно-осадочных пород мощностью до 250 м, состав которых закономерно изменяется от грубообломочных известняковых брекчий до более отсортированных туфогравелитов, туфопесчаников, карбонатных и углистых туфитов.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение развивалось избирательно: преимущественно по пирокластическим и пирокласто-

осадочным породам /туфы, туффиты, туфопесчаники/ на горизонтах их тонкого переслаивания. К одной из таких пачек приурочено самое крупное рудное тело № 8, заключающее в себе половину запасов руд месторождения. Оруденелыми с более бедной минерализацией являются также пачки пород, залегающие на границе перехода грубообломочных образований к мелко- и тонкообломочным, имеющим часто тонкую слоистость.

На стадии детальных поисков месторождение изучалось комплексом геофизических методов /комбинированное электропрофилирование, вариометрия/ и с поверхности — с помощью канав, шурфов, картировочных скважин и отдельных глубоких скважин колонкового бурения для вскрытия всей продуктивной толщи.

Согласно группировки месторождений, по размерам рудных тел, их морфологии и степени равномерности оруденения, определяющих расположение и оптимальную плотность сети разведочных выработок, для квалификации запасов по различным категориям, Озерное месторождение отнесено ко второй группе. При выборе плотности разведочной сети в стадии предварительной и детальной разведок учтено, что наряду с крупными рудными телами есть средние и мелкие, а геологическое строение осложнено разрывными нарушениями, мелкими флексурами, крупными неоруденелыми дайками диабазовых порфиров.

Наиболее приемлемой в условиях Озерного месторождения оказалась горно-буровая система разведки, когда данные полученные по буровым скважинам, подтверждаются на отдельных участках подземными горными выработками. По условиям рельефа и с учётом нижней границы зоны окисления выбран один штольневой горизонт с глубиной подсечения рудных тел от 50 до 80 м.

В соответствии с геологическим строением месторождения наиболее оптимальным методом подсчёта запасов является метод

вертикальных разрезов. Поэтому выбранная методика разведки преследует цель получения детальных геологических разрезов, с вскрытием месторождения с поверхности канавами и мелкими катировочными скважинами, на глубине — колонковыми скважинами и подземными горными выработками.

При выборе плотности разведочной сети учтены рекомендации ГКЗ, опыт разведки других полиметаллических месторождений и данные, полученные в процессе изучения Озерного месторождения. Для запасов категории С₁ обоснована разведочная сеть 100х70м. Запасы категории В обеспечиваются за счёт небольшого числа дополнительных буровых скважин из штольни и квершлага, сгущения основной сети разведочных выработок.

В целях экономии средств и сокращения сроков разведки квершлагами месторождение вскрывается через 200 м, в промежуточных разведочных линиях предусмотрено бурение горизонтальных подземных скважин. Полное пересечение продуктивной толщи с вскрытием подстилающих кварцевых порфиров также предусмотрено через 200 м, скважины в промежуточных разрезах не пересекают слабооборуденную продуктивную толщу, залегающую в кровле кварцевых порфиров.

Для детального изучения структуры месторождения, установления характера полиметаллического и железного оруденения на нижних структурных этажах предусмотрено бурение одиночных скважин глубиной 1000–1400 м.

Высокая надежность данных кернового опробования, по результатам которого предусмотрена промышленная оценка месторождения, будет подтверждена отбором бороздовых и валовых проб из контрольных подземных выработок, пройденных как по скважинам, пробуренным дробовыми, так и алмазными коронками.

Технологические свойства руд изучаются на частных лабораторных /по типам руд / и средних представительных укрупненных пробах, результаты по которым будут подтверждены промышленными испытаниями.

В помощь геологическим методам предусмотрены значительные объёмы геофизических методов, включающих различные виды каротажа и скважинной геофизики /КС, МКС, МЭП, ГГК-11, электрическая корреляция и радиопросвечивание/.

М.Солодянкин /БГУ/

РАЦИОНАЛЬНАЯ МЕТОДИКА ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЮГЕ БУРЯТИИ

За последние годы на территории Бурятской АССР выполнен большой объём геологических работ, в результате которых открыт ряд месторождений и рудопоявлений различных видов минерального сырья. В частности, число проявлений флюорита превышает цифру 200. Большая часть их, в том числе наиболее крупные месторождения, известные к настоящему времени, располагаются в пределах южных и центральных районов республики.

Изученность региона пока не позволяет однозначно оценить перспективы ее флюоритоносности. К настоящему времени выявлено свыше 35 месторождений и более сотни проявлений флюорита в бассейнах основных рек юга республики.

Опыт проведенных работ по поискам и разведке месторождений флюорита на юге Бурятии показал, что здесь они весьма своеобраз-

разны. В большинстве случаев это кварц-флюоритовые жилы, осложненные тектоникой, характеризующиеся значительной изменчивостью мощности и содержания, невыдержанные по простиранию и падению. По условиям ведения разведочных работ они могут быть отнесены в большинстве случаев к третьей, а иногда ко второй группе.

Залегают флюоритовые жилы юга Бурятии в изверженных, метаморфических и осадочно-вулканогенных породах различного возраста. Наибольшее количество их находится среди гранитов и сиенитов палеозойского и мезозойского возрастов, в триасово-юрских эффузивах, нередко приурочены к участкам распространения известняков и доломитов.

Возраст флюоритовой минерализации большинством исследователей датируется как верхнетриасово-нижнеюрский и нижнемеловой /Ивченко, 1966/.

В структурном отношении флюоритовые месторождения приурочены к определенным структурным зонам, контролируемым глубинными разломами и образующими флюоритовые пояса.

Наиболее крупные пояса флюоритовой минерализации размещаются в области каледонской складчатости. Месторождения и рудопроявления тяготеют к системе крупных разломов северо-восточного простирания, ограничивающих межгорные мезозойские впадины.

В локализации флюоритовой минерализации решающее значение имели разнообразные трещинные структуры, заложение которых происходило в период каледонского тектогенеза и неоднократное подновление в период варисских дислокаций и мезозойских тектонических движений.

Морфологически рудные тела представляют собой пластообразные и линзовидные жилы, кулисообразно расположенные тела, реже

минерализованные зоны дробления, флюорит в которых вместе с кварцем цементируют обломки вмещающих пород, слагают гнездообразные скопления и маломощные прожилки. Месторождения обычно представлены кварц-флюоритовыми жилами. Протяженность последних колеблется в широких пределах от 50 до 500 м. Мощность жил изменчива и варьирует от нескольких сантиметров до 5-6 м. Простираение подавляющего большинства жил северо-восточное с крутыми углами падения.

Рациональная методика поисков.

1. Не касаясь вопросов геофизических поисков, остановимся на методах геохимических.

Обобщение опыта поисковых работ, проведенных до настоящего времени, позволяет рекомендовать геохимические методы, как наиболее рациональные.

Эти методы, в частности фторометрию, наиболее целесообразно проводить при крупномасштабных / 1:500 - 1:10000 / работах.

Ореолы рассеяния кварц-флюоритовых жил и других типов флюоритового оруденения имеют главным образом механический характер и приурочены непосредственно к коренным источникам.

Вследствие высокой дезинтеграционной способности флюорита, независимо от структурно-тектонических особенностей рудных жил и текстур вмещающих горных пород, ширина механического ореола рассеяния обычно незначительна /первые десятки метров/.

Следовательно, сеть пробоотбора фторометрических проб должна иметь прямоугольную форму, вытянутую по простиранию структур и сгущенную - вкрест их простирания.

О методике выбора оптимальной плотности сети пробоотбора при фторометрических поисках указаний в литературе нами не

встречено, поэтому предлагается следующее. В основу расчёта плотности сети пробпоотбора поставлен принцип исключения пропуска мелкого месторождения. Для этого определяются возможные линейные размеры мелкого месторождения, исходя из среднестатистических величин мощности рудных тел; минимального промышленного содержания, объёмного веса руд, глубины отработки или распределения оруденения на глубину и величины запасов мелкого месторождения. Несложный расчёт с использованием этих данных приводит к минимальному расстоянию между профилями / маршрутами /, исключающими пропуск мелкого месторождения, равному 100 м.

Шаг пробпоотбора — величина изменчивая. Она определяется, главным образом, шириной механического ореола, а размеры последнего зависят от мощности наносов, мощности жилы, содержания в ней флюорита, крутизны склона. Над разработкой этих вопросов работал А.П.Соловов, но пришел к очень сложным выводам. Геологи в практической работе очень редко прибегают к сложным теоретическим обоснованиям.

Мы рекомендуем чисто практические приемы. Ширина ореола имеет отношение к мощности жилы как 10:1. Средняя, наиболее часто встречающаяся мощность промышленных жил, равна 2 м. Следовательно, ширина ореола будет 20 м. Это справедливо при наносах до 2 м и содержании флюорита в жиле не ниже 35%. Отсюда шаг в 20 метров обеспечивает необходимую достоверность поисков. При наносах меньше 2-х м достоверность будет выше. При мощности наносов более 2 м шаг пробпоотбора следует уменьшать на 5 м на каждый метр увеличения мощности. При мощности наносов 5м шаг пробпоотбора составит 5м. Дальнейшее уменьшение шага нецелесообразно. Мощность наносов в 5 м является крити-

ческой для фторометрии. При больших мощностях наносов фторометрия не эффективна и следует применять другие методы поисков, в частности биогеохимию. Глубина пробоотбора определяется развитием почвенного профиля. Пробы следует брать из хряща, пробивая бурку ломом и отбирая материал в пробу специальной ложкой.

2. Крупную фракцию / + 1 мм / фторометрической пробы промывают в воде, высушивают и изучают на наличие зерен флюорита и жильного кварца. Количественное отношение тех и других зерен позволяет судить не только о наличии под наносами флюоритовой жилы, но и о ее характере.

3. В целях ускорения получения результатов анализа фторометрических проб рекомендуется производить полевой полуколичественный микрохимический анализ на фтор. Методика анализа, применительно к полевым условиям, разработана ст. инженером-методистом химической лаборатории БГУ - Красюковой Н.Г. Колориметрический метод определения фтора основан на обесцвечивании окраски цирконализарина при взаимодействии с ионами фтора и позволяет с достаточной точностью определить содержание фтора от сотых долей до процентов.

4. Статистическую обработку результатов анализа необходимо сократить до минимума, используя графические методы.

5. Рисовку аномалий на карте следует производить с использованием вертикальных разрезов по профилям /маршрутам/, на которых учесть смещение ореола. Величина смещения для склонов с углами от 8° и выше определяется формулой: $\varphi = m \operatorname{tg}(90 - \frac{\alpha}{2})$ X/. Для чисто практических построений можно принимать: при угле в 15° - 2 мощности, в 30° - 1,5 мощности, в 45° - 1 мощность

X/ φ - величина смещения; m - мощность наносов
 α - угол склона.

наносов. Этим путем можно предположительно нанести место выхода рудного тела.

б. Для оценки аномалий устанавливается очередность:

а/ по отношению кварц/флюорит: > 1 - 1 очередь; $= 1$ - 2 очередь; < 1 - 3 очередь; $= 0$ - 4 очередь.

б/ по величине минимально-аномального уровня:

$> C_{\text{ф}} + 36$ - 1 очередь; $= C_{\text{ф}} + 36$ - 2 очередь;

$< C_{\text{ф}} + 26$ - 3 очередь.

в/ по ширине аномального участка: > 20 м - 1 очередь;

$= 20$ м - 2 очередь; < 20 м - 3 очередь; до 10 м - 4 очередь. Этот способ рекомендуется при наносах в 2 м и наличии в крупной фракции зерен флюорита.

г/ По данным химического анализа: фтора 2% и более - 1 очередь; фтор 1 - 2% - 2 очередь; фтора $< 1\%$ - 3 очередь; фтора до 0,5% - 4 очередь.

д/ По данным термолюминесцентного анализа: интенсивное свечение - 1 очередь; неинтенсивное свечение - 2 очередь; без свечения - 3 очередь. Пробы без свечения необходимо изучить под бинокляром, т.к. некоторые разности флюорита не светятся.

Рациональная методика предварительной разведки

7. При разработке методики предварительной разведки флюоритовых месторождений большое внимание обращается на выяснение глубины эрозионного среза. Предлагаются следующие критерии: 1. Гипсометрические; 2. Минералогические - а/ нормальная вертикальная зональность; б/ влияние горизонтальной зональности; в/ телескопирование; 3. Геохимические /ранговая корреляция/; 4. Минерало-термометрические.

Гипсометрические - выведены из статистического подсчёта количества промышленных месторождений флюорита в Забайкалье на тех или иных абсолютных отметках. 63% их на высотах 700-1100м, а на юге Бурятии на высотах 800-1100 м расположено 55% всех месторождений и рудопроявлений, имеющих наибольшие длины жил. Предлагается градация: перспективные на отметках 1500-900м ; средней перспективности - 900-700 и малоперспективные 700-500 м , но в опущенных блоках могут быть перспективные м-ния и на абсолютных отметках 500 м.

Минералогические. Нормальная вертикальная зональность характеризуется относительным температурным однообразием минералообразования / не встречается совместно высокотемпературный адуляр и низкотемпературный кальцит/. Ассоциация интенсивно окрашенного мелкозернистого флюорита, халцедона или опаловидного кварца обычно указывает на незначительную глубину эрозионного среза. При горизонтальной зональности происходит смена минерального комплекса одного температурного интервала ассоциацией минералов других температурных интервалов. Телескопирование характеризуется пространственным совмещением низкотемпературных и высокотемпературных минеральных ассоциаций. Например, совместное нахождение фарфоровидного кварца, светлоокрашенных разностей флюорита, кальцита, сульфидов, халцедоновидного кварца, интенсивно окрашенного мелкозернистого флюорита.

Геохимические критерии /ранговая корреляция/. В основу положена ранговая корреляция между фтором и элементами высокого, среднего и низкого порционного давления.

Минерало-термометрические критерии рекомендуются на основании литературных данных, основанных на изучении температур гомогенизации включений.

Все приведенные критерии следует применять во взаимосочетании. Большое значение имеет изучение минерального состава.

8. Глубина эрозионного среза определяет методику разведки. Срез незначительный - необходимая достоверность разведки будет обеспечена проходкой канав и буровых скважин. Средний срез - канавы, буровые скважины и небольшое количество заверочных тяжелых горных выработок. Срез значительный - разведка тяжелыми горными выработками.

9. Канавную разведку рекомендуется производить в два этапа. Первый - для выяснения масштаба месторождения. Второй - проходка канав по сетке в целях опробования для подсчета запасов.

10. При разведке месторождения колонковым бурением плотность сети скважин выбирается математическим путем с учетом геологических особенностей месторождения приемами, рекомендуемыми В.В.Богацким.

Буровые работы не требуют особых режимов и технологических приемов. Особое внимание уделяется способам, увеличивающим выход керна. Для этого рекомендуются снаряды с призабойной обратной промывкой конструкции В.Н.Спицина и В.С.Кузьмина, а также снаряд А.М.Магурдумова.

11. При разработке критериев для суждения о глубине эрозионного среза возникло предположение о возможности геохимической увязки жил. Вопрос разрешен не полностью из-за невозможности в настоящее время собрать доказательный материал. Для решения этого вопроса намечены только основные вехи.

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТАЁЖНО-МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Район относится к таёжно-мерзлотным ландшафтам средней лиственничной тайги со сплошным развитием многолетней мерзлоты. Рельеф среднегорный слаборасчлененный с широкими плоскими водоразделами. Мощность элювио-делювия составляет в среднем 2,5 - 4 м, иногда 5-6 м.

В геологическом строении района принимают участие, в основном, различные гранитоиды /палеозойские и мезозойские/, нижнекембрийские и мезозойские осадочно-вулканогенные образования. В межгорных впадинах широко развиты нижнемеловые, палеоген-неогеновые и четвертичные отложения. В различных частях впадин сохранились древние остаточные коры выветривания и зоны окисления на колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных месторождениях.

Слабая обнаженность, значительная мощность наносов, широкое развитие заболоченных участков, наличие древних кор выветривания сильно снижают эффективность геохимических методов поисков. Комплексирование геохимических поисков, выбор оптимального метода возможен только на основе изучения ландшафтно-геохимических особенностей района.

Для таёжно-мерзлотных ландшафтов района характерна интенсивная глинизация современных продуктов выветривания, формирование своеобразной обломочно-глинистой коры выветривания. В тайге формируются горные мерзлотно-таёжные почвы тяжелого механического состава, с слабо дифференцированным профилем и высоким содержанием подвижного железа и марганца. С поведением

этих двух элементов тесно связана миграция большинства рудных элементов в тайге. В тонкодисперсной фракции ($\angle 0,001$ мм) мерзлотно-таежных почв накапливаются железо, цинк, ванадий, медь, хром, никель, кобальт. Содержание этих металлов во фракции $\angle 0,001$ мм в 5-7 раз больше, чем в песчаной фракции мелко-зема почв. Тонкодисперсная фракция мерзлотно-таежных почв и современной коры выветривания представлена существенно монтмориллонитом.

В тайге глинистые и дисперсные частицы мигрируют нисходящим стоком вод и накапливаются в нижних частях склонов и их подножий. Здесь формируются сорбционные геохимические барьеры большинства рудных элементов.

Над зонами окисления колчеданно-полиметаллических руд, над месторождениями и рудопроявлениями железных руд, зонами сидеритизации и пиритизации, на участках разгрузки подземных вод зон окисления и разломов формируются редкие ландшафты. Эти ландшафты характеризуются высоким геохимическим своеобразием - повышенным содержанием рудообразующих элементов в коре выветривания, почвах, растениях и водах, а также ярко выраженным морфологическим обликом почвенно-растительного покрова. Почвы над зонами окисления колчеданных, колчеданно-полиметаллических, железных руд и зонами пиритизации, сидеритизации обычно красные ожелезненные. На участках разгрузки подземных вод зон окисления сульфидных руд почвы обогащены известковым туфом, заражены сероводородом, древесная растительность отсутствует или имеет сильную патологию. Вторичные ореолы свинца, цинка, меди в почвах, растениях часто совпадают с контурами красных почв. Поэтому эти почвы рассматриваются как индикаторные почвы аномальных ландшафтов, связанных с указанными рудными месторождениями и зонами..

Для изучения миграции химических элементов и особенностей формирования вторичных ореолов рассеяния в почвах и растениях важно знание особенностей поглощения их растениями. Нами для даурской лиственницы рассчитаны усредненные ряды биологического поглощения.

Наиболее высокий коэффициент биологического поглощения - A_x равен 70-100 у марганца и фосфора. Далее идут кальций, медь, цинк, сера, магний, A_x которых колеблется от 10 до 20. Олово, барий, стронций, калий, никель имеют A_x , равный 3-4. A_x , близкий к единице, имеют молибден, серебро, кобальт, хром, натрий. Железо, алюминий, кремний, титан, бериллий, ванадий, цирконий имеют A_x , равный 0,2 - 0,5.

Отдельно рассчитаны коэффициенты биологического поглощения даурской лиственницей рудных элементов для почв, развитых на различных горных породах и рудных месторождениях.

На миграцию элементов в тайге, особенно на их распределение в профиле почв и коры выветривания, оказывают различные криогенные процессы и процессы медленного смещения продуктов выветривания и солифлюкции. В результате морозной сортировки обломочного материала в верхних горизонтах почв и элювио-делювия формируются щебнистые, щебнисто-каменистые горизонты / 0,4 - 0,5 м /, которые резко обеднены рудными элементами. Последние накапливаются на глубине 0,5 - 0,6 м. Процессы медленного смещения современной коры и солифлюкции широко развиты на выложенных склонах крутизной δ -10°. Смещение рыхлых отложений достигает 500-1000м. С указанными склоновыми процессами связаны оторванные или неглубоко погребенные вторичные ореолы рассеяния в почвах и коре выветривания.

В пределах впадин на нижнемеловых, палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях выделены степные ландшафты. Для них

характерна карбонатная кора выветривания, типоморфным элементом которой является кальций. Нейтральная или слабощелочная реакция почв резко снижает миграцию химических элементов.

В пределах основных ландшафтов даны фоновые содержания микроэлементов, особенности их распределения в профиле почв, условия формирования "ложных ореолов", рассчитаны коэффициенты биологического поглощения.

На основе ландшафтно-геохимического районирования выделены четыре категории площадей по условиям ведения геохимических поисков. Наиболее благоприятны для литогеохимических и биогеохимических поисков площади I и II категории с мощностью рыхлых отложений до 4-5 м. На площадях III и IV категорий при поисках погребенных месторождений применимы только глубинные геохимические поиски.

В.Ф.Белоголовов, Г.С.Рипп
/ БГУ /

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСПРЕДЕЛЕНИЮ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЙНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.

При изучении минерального-геохимических признаков сульфидной минерализации в Западном Забайкалье нами была проведена предварительная математическая обработка данных по распределению элементов в эндогенных ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллического месторождения.

Изученное месторождение залегает в осадочно-вулканогенных породах Олдындинской свиты нижнекембрийского возраста. Оно представлено пластообразными и линзовидными колчеданно-поли-

металлическими рудными телами и приурочено к синклинальной структуре. Мощность рудных тел колеблется от десятков сантиметров до первых десятков метров. Залегание их преимущественно пологое, на флангах более крутое $/20-45^{\circ}/$. Продуктивная толща разбита пострудными дизъюнктивными нарушениями различных направлений. Руды сложены преимущественно пиритом, сфалеритом, сидеритом, баритом, в меньшей степени: галенитом, халькопиритом, и другими минералами /А.С.Филько, И.Н.Бабкин и др./.

Эндогенные ореолы изучались по вертикальному поперечному разрезу $/45$ разведочная линия/ в СВ части месторождения. На этом разрезе надрудная часть продуктивной толщи в значительной мере эродирована. За надрудную зону принимались "хвосты" рудных тел/участки непосредственного выклинивания наклоннозалегающих рудных тел/.

Ореолы главных и сопутствующих элементов на месторождении по размерам значительно превосходят рудные тела, особенно у наклоннозалегающих рудных тел. В этом случае они характеризуются максимальной протяженностью, наиболее полным набором элементов, повышенным содержанием их. Этим определяется преимущественная ценность первичных ореолов крутопадающих тел, используемых в качестве индикаторов для поисков скрытого оруденения. При разведке месторождений особенно важно знать, какие части ореолов выявлены при вскрытии продуктивной толщи. Это могут быть подрудные части ореола эродированного рудного тела, "хвосты" рудных тел, междрудные или надрудные части ореолов полого или крутопадающих рудных тел.

Поэтому для практики поисковых и разведочных работ необходимо установление критериев, позволяющих достаточно надежно отличать различные части ореолов.

Проведенное нами на описываемом месторождении изучение корреляционных связей между элементами показывает, что для ореолов наклоннозалегающих рудных тел выделяются различные части.

Для установления связей в парах интересующих нас элементов вычислялись величины коэффициентов ранговой корреляции, являющиеся мерой линейной связи. Но так как в природе нет идеальных линейных связей, а по мере приближения связи к криволинейной, коэффициент ранговой корреляции теряет смысл /может быть, равен нулю при наличии тесной криволинейной связи/, для тех же пар элементов нами рассчитывалось также корреляционное отношение, которое может служить количественной оценкой силы связи при нелинейной зависимости.

Принятая нами методика вычисления коэффициента ранговой корреляции /Литчфилд и др., 1955/ отличается простотой и применима для определения линейных корреляционных связей между варьирующими величинами независимо от функции их распределения. Кроме того, этот метод применим для обработки данных полуквантитативного спектрального анализа, тогда как другие методы статистического анализа в основном используют данные количественных анализов. Вычисление коэффициента ранговой корреляции производилось по формуле:
$$R_n = 1 - \frac{6 \sum \Delta^2}{n(n^2 - 1)}$$
 где $\sum \Delta^2$ — сумма квадратов разностей исправленных порядковых номеров, n — количество проб в выборке.

Значимость полученных величин коэффициентов ранговой корреляции проверялась по формуле Ван-дер Вардена /1960/, где Z — квантиль, соответствующий вероятности, q — уровень значимости $/R/ \geq \frac{Z(1-q)}{\sqrt{n-1}}$

При принятом нами 5% уровне значимости $Z = 1,96$ /Беус и др., 1963/. Корреляционное отношение вычислялось по формуле

$R = \sqrt{\frac{\sum \chi^2 - \sum \Delta^2}{\sum \chi^2}}$, где $\sum \chi^2$ - сумма квадратов отклонения отдельных вариантов от среднего арифметического.

$\sum \Delta^2$ - сумма квадратов отклонений отдельных вариантов от их групповых средних, соответствующих определенным значениям другого признака.

Для вычисления средней ошибки корреляционного отношения использовалась формула $m_R = \pm \frac{1-R^2}{\sqrt{n}}$; . Оценка достоверности корреляционного отношения производилась по формуле $\frac{R}{m_R} \geq 4$

Как показала обработка данных геохимического опробования вокруг рудных тел, во вмещающих породах развиты достаточно интенсивные и протяженные ореолы Zn, Pb, Cu, Ba, Sz, Mn ; более локальные - Cd, As, Te, Ag . Рудные зоны фиксируются зонами гидротермальной проработки с выносом V, Zr . Все ореолы по характеру поведения элементов разделены нами на два типа с подразделением 2-го типа на 4 группы /Рипп Г.С., В.Ф.Белоголовов /:

1 тип-ореолы, связанные с выносом или с перераспределением элементов во вмещающих породах /отрицательные ореолы V, Zr, Si, Ti /.

II тип-ореолы, связанные с привносом элементов рудообразующими растворами.

1 группа-элементы, фиксирующиеся только в рудных телах Cd, As(?)

2 группа-элементы, образующие ореолы мощностью до первых десятков метров Te, As(?) .

3 группа-элементы, образующие ореолы мощностью до ста метров Zn, Pb, Cu, Ag

4 группа-элементы, образующие ореолы мощностью до первых сотен метров Mn, Ba, Sz(?) .

Для установления зональности первичных ореолов наклонно-залегающих рудных тел нами использовались следующие критерии:

1. Наличие или отсутствие в зонах первичных ореолов коррелируемых пар элементов или целых комплексов коррелируемых пар.
2. Изменение силы связи в парах /в различных частях ореола/ от отрицательной до положительной или от незначительной до сильной / в пределах отрицательной или положительной связи/.
3. Изменение формы связи от сильной линейной до существенно-криволинейной.

Все коррелируемые пары можно условно разделить на 5 комплексов:

1. Комплекс пар, содержащих элементы, образующие ореолы
1 типа / $\frac{Zn}{V}, \frac{Ba}{Zr}, \frac{Ba}{V}$ /.
2. Комплекс пар, содержащих элементы, образующие ореолы
П типа 1 группы / $\frac{Zn}{Cd}, \frac{Zn}{As}, \frac{Pb}{As}, \frac{Ba}{As}$ /.
3. Комплекс пар, содержащих элементы, образующие ореолы
П типа 2 группы / $\frac{Pb}{Fe}, \frac{Cu}{Fe}, \frac{Zn}{Fe}$ /.
4. Комплекс пар, содержащих элементы, образующие ореолы
П типа 3 группы / $\frac{Zn}{Pb}, \frac{Ba}{Zn}, \frac{Pb}{Cu}, \frac{Zn}{Cu}$ /.
5. Комплекс пар, содержащих элементы, образующие ореолы
П типа 4 группы / $\frac{Mn}{Ba}, \frac{Ba}{Se}, \frac{Ba}{Ti}, \frac{Mn}{Ti}, \frac{Zn}{Mn}$ /.

Значение коэффициентов ранговой корреляции и корреляционного отношения, вычисленные для различных пар элементов, сведены в таблицах № 1 и № 2. В таблицах выделены надрудные, рудные, междрудные и подрудные зоны ореолов, так как в связи с многостадийностью рудообразования, сложностью химизма процесса, в зависимости от глубины, положения рудных тел, состава рудовмещающих пород отдельные зоны ореола характеризуются различными параметрами. Рудная зона делится на верхнюю часть, соответствующую верхним рудным телам продуктивной толщи, и нижнюю, соответствующую нижним рудным телам продуктивной толщи.

В междурудной зоне можно выделить ореолы в карбонатных и карбонатосодержащих породах и ореолы в туфогенных породах.

В подрудном ореоле выделены 3 части по данным геохимических поэлементных разрезов в соответствии с мощностью ореолов, образуемых элементами П типа 2-4-й групп.

Все подразделения ореолов четко различаются с помощью вышеприведенных критериев. Подрудная зона отличается от остальных наличием 1 комплекса коррелируемых пар и отсутствием П-1У комплексов. По силе и форме связи в парах У комплекса, оно также четко отличается от всех других зон.

Надрудная часть ореола характеризуется полным отсутствием 1 и П комплекса и своеобразием формы и силы связи Ш-1У комплексов.

Для рудной зоны характерен П комплекс с сильными положительными линейными и криволинейными связями в парах.

Междурудная зона выделяется изменением силы связи Ш-У комплексов и отсутствием 1-П комплексов. Части рудной и междурудной зон также четко отличаются изменением силы и формы связи, и лишь для подрудной зоны эти различия выражены слабее.

Для пологовалагающих рудных тел проделаны аналогичные расчёты с выделением тех же подразделений ореолов.

Исследованные ореолы являются суммарными, образованными серией рудных тел, и вопрос использования рассчитанных для них характеристик для поисков отдельных рудных тел требует дальнейших исследований.

В процессе разведки эти данные могут служить предварительными критериями для оценки ореолов в пределах разведываемого месторождения.

Исследование корреляционных связей между элементами следует продолжать с целью установления универсальности выделенных выше закономерностей для других колчеданно-полиметалличес-

ких месторождений.

Г.С.Рипп, В.Ф.Белоголовов /БГУ /

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

1. Были изучены эндогенные ореолы рассеяния элементов, сопровождающих рудные тела колчеданных, колчеданно-полиметаллических, полиметаллических и железорудных месторождений.

2. В основу выводов положены результаты обработки более 10 тысяч проб руд, околорудноизмененных и неизмененных пород.

3. Пробы отобраны как с поверхности месторождений, так и по скважинам и штольням. Интервал опробования составлял 1-2 м; анализ проб спектральный, полуколичественный и химический.

4. Для каждого месторождения построены поэлементные геохимические разрезы, проведен расчёт статистических параметров ореолов, корреляционных связей между элементами.

5. Исследования показали, что рудные тела различных типов месторождений сопровождаются определенным набором элементов в первичных ореолах, отличаются характером корреляционной связи между элементами в ореолах.

6. На состав, размеры и интенсивность эндогенных ореолов влияют: а/ состав, размеры, форма и ориентировка рудных тел; б/ литология, геологическое положение и тектоническая подготовка вмещающих пород; в/ геохимические особенности ореолообразующих элементов; г/ характер рудообразующих растворов.

7. В пределах месторождений выделено два типа ореолов - положительные с повышенными концентрациями элементов и отрицательные, характеризующиеся отсутствием или пониженным содержа-

нием элементов в зонах гидротермального изменения пород.

8. Формирование положительных ореолов связано с привнесом элементов во вмещающие породы рудообразующими растворами. Отрицательные ореолы образовались в результате выноса или перегруппировки некоторых элементов вмещающих пород при воздействии на последние гидротермальных растворов.

9. Установлена зональность распределения элементов в ореолах относительно рудных тел и выявлены причины её.

10. На колчеданно-полиметаллических месторождениях распространены эндогенные ореолы рассеяния цинка, свинца, бария, марганца, таллия, серебра, меди, стронция, мышьяка, кадмия. Эти элементы образуют повышенные концентрации в пределах ореолов.

В участках гидротермального изменения пород наряду с положительными ореолами развиты весьма характерные и контрастные отрицательные ореолы ванадия, циркония, титана и менее контрастные ореолы кремния. Мощность таких ореолов достигает на одном из месторождений 100 и более метров, а протяженность несколько сот метров.

Среди элементов, образующих положительные ореолы, по особенностям распределения выделены 4 группы: а/ элементы, образующие повышенные концентрации преимущественно в рудных телах и практически не образующие ореолы во вмещающих породах /кадмий /; б/ элементы, образующие ореолы в непосредственной близости от рудных тел /таллий, мышьяк/; в/ элементы, образующие ореолы рассеяния, распространяющиеся на десятки и редко более 100 м. от рудного тела /серебро, медь, цинк, свинец/; г/ элементы, образующие ореолы рассеяния, удаляющиеся от рудных тел на сотни метров /барий, стронций/.

Ореолы рассеяния, приуроченные к наклоннозалегающим рудным телам, в несколько раз превышают по размерам ореолы рассеяния

вокруг пологозалегающих тел. Так например, ореол таллия над первыми достигает 90-100, а над вторыми не превышает 20-30 м.

11. На колчеданных месторождениях распространены ореолы рассеяния меди, кобальта, олова. Менее характерны и слабо проявлены ореолы цинка, свинца. Мышьяк и висмут фиксируются, главным образом, в пределах рудных тел.

Наибольшие размеры имеют ореолы меди. Вдоль крутопадающих тел в стороны от зальбанд аномальные содержания элемента отмечаются на расстоянии первых десятков метров. Над рудными телами, особенно на участках выклинивания тел, протяженность ореолов достигает 100 и более метров.

Кобальт образует ореолы менее крупные по размерам и по интенсивности. Над участками выклинивания рудных тел протяженность ореолов его может достигать 100, иногда более метров.

В стороне от зальбанд рудных тел во вмещающих породах аномальные содержания кобальта отмечаются не далее, чем в 20 м.

Олово образует ореолы в непосредственной близости от рудных тел. Ореолы нечеткие и небольшие по размерам. Максимальные концентрации элемента приурочены к участкам выклинивания рудных тел. Ореолы характеризуются непостоянным и обычно низким /до 30-60 % / коэффициентом минерализации.

12. На полиметаллических месторождениях /залегающих в карбонатных породах/ распространены ореолы рассеяния свинца, цинка, меди, кремния, натрия. В рудных телах и в непосредственной близости от них фиксируется кадмий, сурьма, олово, серебро. Характерной особенностью являются неравномерные содержания элементов в пределах ореолов и низкий коэффициент минерализации. Четкого зонального строения ореолов, как это отмечает-

ся на колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях, не наблюдается. Ореолы, располагающиеся вблизи от рудных тел, имеют, как правило, небольшие размеры и приурочены к зонам трещиноватости и плоскостям напластования вмещающих пород. Максимальные концентрации элементов окаймляют тела богатых руд массивного сложения. На одном из наиболее крупных известных проявлений мощность ореолов рассеяния свинца достигает 90 м, а цинка - 80 м. Медь образует ореол рассеяния мощностью 40 м. Зона прокварцевания имеет мощность 80 метров и пространственно совмещается с первичными ореолами рассеяния свинца и цинка. Ореолы рассеяния натрия приурочены к участкам выклинивания рудных тел. Максимальная мощность его составляет 20 метров, протяженность более 50 м.

13. В пределах железорудных месторождений развиты, главным образом, эндогенные ореолы рассеяния марганца, меди и цинка. На отдельных месторождениях отмечаются аномальные концентрации бария, свинца и некоторых других элементов. Типоморфными элементами ореолов являются марганец, медь и цинк.

Наиболее крупные ореолы образует марганец. Мощность надрудных частей ореолов на отдельных месторождениях достигает 100 и более метров при весьма высоком коэффициенте минерализации.

Цинк и медь образуют ореолы мощностью обычно не более 50 м. Протяженность ореолов достигает 100 и более метров.

Остальные элементы не характерны для эндогенных ореолов железорудных месторождений.

14. На основании проведенных исследований выработаны практические рекомендации по методике изучения и оценки пер-

вичных ореолов, сопровождающих полиметаллическую, колчеданную, колчеданно-полиметаллическую и железорудную минерализации в ряде районов Западного Забайкалья.

В.А.Загоскин, В.М.Кандер, Е.А.Загоскина,
И.А.Шиманский, Б.Н.Юдин, А.А.Мясников
/ ИГУ /

К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РТУТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА.

Большинство среднегорных районов, обрамляющих Иркутский амфитеатр Сибирской платформы, характеризуется слабой обнаженностью, повышенной мощностью чехла рыхлых отложений и сплошной залесенностью, что обуславливает низкую эффективность визуальных поисков ртути и необходимость широкого применения геохимических методов. Для разработки методики геохимических поисков авторами проведены на Горхонском ртутном месторождении в Присаянье опытно-методические работы, результаты которых излагаются ниже.

Горхонское месторождение представляет собой серию крутопадающих оруденелых зон дробления в терригенных и карбонатных породах верхнего протерозоя. Зоны приурочены к крупному региональному разлому, входящему в систему краевого шва Сибирской платформы. Протяженность рудных зон не превышает 250 м, мощность - 1 м. Материал зон дробления превращен в метасоматические кварциты, которые и содержат, преимущественно по трещинам, вкрапления и гнезда рудных минералов: киновари, пирита, метациннабарита, халькопирита и марказита. Приповерхностное окисление рудных минералов выражено слабо.

Окварцевание и карбонатизация распространены и за пределами рудных тел, в зонах гидротермально изменённых пород шириной до 200 м.

Опытно-методические работы на месторождении заключались в проведении почвенно-геохимических исследований по наиболее характерным разрезам, отборе по этим же разрезам проб коренных пород весом по 100 г способом точечной бороды, изучении потоков рассеяния ртути и киновари, гидрогеохимическом исследовании всех поверхностных и подземных источников. На всей площади месторождения была также проведена геохимическая съёмка по сети 100 x 20 м с отбором проб из иллювиального горизонта и шлиховая съёмка по сети 100 x 40 м / вес проб 30 кг /. Все пробы, обработанные общепринятыми приёмами, подвергались полук количественному спектральному анализу на широкий круг элементов, а затем дополнительно анализировались на ртуть по специальной методике Е.А.Сергеева, обеспечивающей чувствительность $1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6} \%$. В пробах воды ртуть определялась колориметрическим методом. Обработка результатов анализов проводилась там, где это было возможно, методами математической статистики.

Материалы опытно-методических работ показывают, что в коренных породах, почвах и подземных водах на Горхонском месторождении имеются отчётливые ореолы рассеяния, а в мелкой фракции отложений водотоков - потоки рассеяния рудного вещества.

В коренных рудовмещающих породах ртуть содержится в количестве до 0,1%. Распределение её концентраций характеризуется положительно асимметричной вариационной кривой. При среднем фоне $2 \cdot 10^{-7} \%$ и минимально-аномальном содержании $4 \cdot 10^{-6} \%$ /верхнее граничное значение колебания фона в

расчёте принято при вероятности 0,95 / вблизи рудных образований зафиксированы контрастные эндогенные ореолы ртути шириной до 1000 м. Достаточно отчётливые, но более узкие первичные ореолы образуют также мышьяк, свинец и сурьма. Комплексный ореол имеет хорошо выраженную зональность по схеме $Hg > As > Sb > Pb$.

На площади Горхонского месторождения выделяются следующие типы почв: дерново-подзолистые, торфяно-подзолистые и торфяно-перегнойные. Наиболее обогащены ртутью дерново-подзолистые ожелезненные почвы, развитые над рудными зонами и минерализованными тектоническими нарушениями. Минимальное содержание ртути в вертикальном профиле всех почв приходится на иллювиальный горизонт, который хорошо выдержан по площади, легко диагностируется, залегает на небольшой глубине и содержит значительное количество материала мелкой фракции, наиболее богатой ртутью / табл. № 1/.

Отмеченная закономерность даёт возможность значительно упростить обработку литогеохимических проб, ограничившись отсевом мелкой фракции на сите 0,1 мм. При этом достигается некоторое искусственное обогащение проб ртутью, повышающее чувствительность метода, отпадает необходимость истирания проб перед сжиганием, а вес исходной пробы снижается до 100 г / выход мелкой фракции составляет 5-7%, что вполне достаточно для анализов /.

Таблица № 1

	Размер фракции, мм				
	0,1	+0,1-0,25	+0,25-0,5	+0,5-1,0	+1,0-1,0
Среднее содержание ртути	0,0038	0,0030	0,0022	0,0025	0,0008

При геохимическом опробовании мелкой фракции аллювия водотоков, дренирующих участки месторождения, обнаружены потоки рассеяния ртути. Длина этих потоков /до 1,4 км/ в некоторых случаях превышает протяженность потоков рассеяния киновари, установленных шлиховым опробованием.

Горхонское месторождение обводнено елабо. По химическому составу как подземные, так и поверхностные его воды - гидрокарбонатные с преобладанием катионов щелочных металлов, нейтральные. Общая минерализация вод колеблется от 200 до 900 мг/л. Из 119 опробованных водопунктов лишь в 20 обнаружена ртуть в количестве от 2 до 30 мкг/л. Все источники со ртутью приурочены к крупным рудоносным разломам.

На данной стадии изучения Горхонское месторождение представляется мелким, возможно средним по запасам ртути. Этот факт имеет значение для оценки полученных размеров геохимических ореолов и потоков рассеяния и определения плотности поисковой сети. Естественно предположить, что если над заведомо не крупным месторождением размеры первичных и вторичных ртутных ореолов весьма значительны /около 2 км по длине и всегда больше 1 км по ширине/, то над крупными месторождениями, на обнаружение которых прежде всего нацелены поиски, ореолы будут ещё обширнее. Поэтому плотность поисковой сети, отвечающая масштабу 1:100000, должна обеспечить надёжное выявление всех крупных и средних, а также и части мелких месторождений ртути.

На основании изложенного можно наметить рациональную, на наш взгляд, последовательность и методику поисков ртутного оруденения в средне- и низкогорных районах, обрамляющих южный выступ Сибирской платформы.

1 этап - региональные поиски. Наилучшим вариантом поисковых работ на этом этапе является использование литогеохимических поисков по потокам рассеяния ртути в сочетании с литогеохимическим опробованием почв на участках со слабо разветвлённой гидросетью. Для уверенной интерпретации выявленных аномалий целесообразно комбинирование шлихового опробования по действующим водотокам с литогеохимическим опробованием сухих русел, распадков и логов. Сеть опробования - 1000 x 250 м. Необходимым условием успеха поисков при этом является хорошая организация аналитических работ, позволяющая получать результаты анализов проб в процессе полевых работ.

II этап - детальные поиски. Основной задачей этого этапа является детализация выявленных ранее ореолов и поиски ртутных руд в коренном залегании. Наиболее ценную информацию даёт при этом шлиховое опробование, т.к. по минералогическим ореолам, вследствие их более простой структуры, легче переходить к отысканию рудных тел в контурах обширных вторичных ореолов. Сеть опробования для разных условий соответствует масштабам 1:25000 - 1:10000. Дополнительные сведения для поисков рудных тел могут быть получены на этом этапе при изучении эндогенных ореолов рассеяния ртути. При проведении же более детальных исследований - поисково-разведочных работ и предварительной разведки изучение эндогенных ореолов рассеяния ртути и её спутников, а также опробование источников подземных вод становятся основными видами геохимических исследований, дающими ценный материал для оценки ртутных рудопроявлений и прогнозирования руд на глубину.

К.И.Жбанова, Э.Ф.Жбанов,
В.И.Лыкова, М.В.Солодянкин/БГУ/

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЦЕЛЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

1. Применение геоботанических исследований в целях геологического картирования впервые осуществлено и в производственных масштабах применяется геологами Всесоюзного аэро-геологического треста /1,2/.

Бурятским геологическим управлением, в порядке разработки новых методов геологического картирования закрытых районов, в 1963 году была поставлена, в небольшом объеме, опытная работа по изучению возможности использования геоботанических исследований в помощь геологическому картированию.

Работы проводились попутно с поисково-ревизионными исследованиями на готовой геологической основе и, следовательно, было довольно удобно провести вышеуказанное исследование. Участок расположен на южном склоне хребта Хамар-Дабан, характеризует все экспозиции склонов и местный водораздел. Мощность элювио-делювия два метра.

Опытные работы носили характер индикационного геоботанического картирования и имели следующие задачи:

а/ Выявление растений - индикаторов и сообществ растений-индикаторов для различных горных пород.

б/ Выяснение характера влияния молибденового и полиметаллического оруденения на развитие отдельных растительных видов, растительных сообществ и в целом на закономерности распределения растительного покрова.

Итогом работы явилось составление индикационной геоботанической схемы на геологической основе.

2. Методически работа выполнялась путем проведения геоботанического маршрута вкрест простирания пород отрядом в составе: геоботаник, геолог, рабочий.

В ходе маршрута геоботаником подробно изучалась каждая встречаемая растительная ассоциация - ее структура, т.е. видовой состав, степень обилия по видам, физиономичность. Геолог уточнял с помощью горных выработок контакты и исследовал почвы различных растительных ассоциаций.

Для большей доказательности, внутри каждой растительной ассоциации, на ее границах в каждой экспозиции склонов проходились шурфы, вскрывающие почвенный профиль и коренные породы. Каждый такой шурф - разрез изучался и документировался геологом и геоботаником, составлялось его ландшафтно-геохимическое описание, включающее в себя:

- а/ детальное описание почвенного разреза и вскрываемых коренных пород;
- б/ определение R^H и карбонатности почв;
- в/ детальное повидовое описание растительности в районе шурфа;
- г/ экспозиция и крутизна склона;
- д/ отбор проб с растительности, почв и коренных пород.

3. В результате проведенных работ установлено, что на исследованной площади к сиенитам строго приурочивается ассоциация Злаково-подморенниково-полынная /*Graminetum-Galiosetum-Artemisiosum* /. Физиономичность этой ассоциации создает желтая полынь /*Artemisia palustris* /.

Карбонатные породы характеризует ассоциация Чиево-Злаково-разнотравная /*Lasiogrostis-Granulosum-polyherbosum* /. Доминирующим видом на этих породах является Стивенция Левкоевидная /*Stivenia cerantoides* /.

Зоны тектонических нарушений характеризуют заросли Курильского чая /*Dasiphora fruticosa* /, Кизильника /*Cotoneaster melanocarpa* /, пышное разнотравье. Физиономичность, аспекттивность этой ассоциации создает Курильский чай /*Dasiphora fruticosa* /.

Граниты характеризуются в основном лиственнично-березово-разнотравной ассоциацией /*Laricetum-Betuletum-polyherbosum*/.

При этом граниты розовые среднезернистые характеризуются ассоциацией лиственнично-разнотравной /*Laricetum-polyherbosum* /, а граниты серые биотитовые порфировидные - ассоциацией лиственнично-березово-разнотравной /*Laricetum-Betuletum-polyherbosum*/. Граниты мелкозернистые с горошковидным кварцем /характеризуются ассоциацией Осина-таволга-подморенник - разнотравье /*Pruletum-Spiceosum-Galliosum-polyherbosum* /.

Контакты серых порфировидных биотитовых гранитов с розовыми среднезернистыми гранитами очень четко характеризуются своеобразной кедрово-березово-лиственнично-багульниковой ассоциацией /*Pinetum-Betuletum-Laricetum-Tododendrosium* /. Контакты метаморфических сланцев с гранитами обозначаются в растительности специфической ассоциацией Курильского чая /*Dasiphora-fruticosa* / с Таволгой /*Spirea media* / и хорошо выраженным разнотравьем.

Дайки аплитов и сиенит-порфиров четко подчеркиваются индикаторной ассоциацией - кедр-лиственница-черемша-зеленый мох /*Pinetum-Laricetum-Vectoriosum-bicaliosum* /.

Характерным является то, что границы различных растительных ассоциаций, как правило, совпадают с контактами различных горных пород, т.е. смена растительной ассоциации довольно точно отображает смену пород. Эти наблюдения подтверждены горными выработками.

Наличие молибденового оруденения на исследованной площади характеризуется развитием растительной ассоциации: Кедр - Жимолость - Злаки */Pinetum-Loniceraosum-graminosum /*. Полиметаллическое оруденение характеризуется развитием патологических форм у следующих растений:

а/ Полынь монгольская */Artemisia mongolica /* - усиленное ветвление окончаний побегов с образованием Мутовчатых пучков листьев.

б/ Стивенция левкоевидная */Stivenia cerantoides/* - явления гигантизма в развитии побегов.

в/ Полынь Гмелина */Artemisia Gmelini /* - нарушение точки роста основного стебля.

г/ Подморенник обыкновенный */Galium verum /* - изменение формы соцветия.

д/ Полынь болотная */Artemisia palustris/* - явления гигантизма в развитии побегов.

Биологическая реакция растений на молибденовое оруденение, по нашим наблюдениям, в развитии патологических форм не проявляется. Это, по всей вероятности, можно объяснить отсутствием ядовитого действия солей молибдена на развитие растений.

4. На аэрофотоснимках крупного масштаба при определенном навыке довольно четко дешифрируются растительные ассоциации, но для этого необходимы ^{масштаба} снимки 1:2000-1:25000 высокого качества.

Внимательное изучение аэрофотоснимков высокого качества позволяет различить многие растительные ассоциации. Учитывая, что границы растительных ассоциаций часто отвечают контактам горных пород, вероятно, возможно будет использовать аэрофотоснимки для предварительной наметки геологической ситуации при геологическом картировании закрытых залесенных районов.

Геоботаник, а при определенном навыке и геолог, дешифрировав аэрофотоснимки закрытого района, подлежащего геологическому картированию, наносит на топографическую основу границы дешифрируемых растительных ассоциаций.

Таким образом в предполевой период создается рабочая основа геоботанической карты, которая уточняется в процессе полевых работ.

Эти "предварительные" контурные карты, на наш взгляд, могут явиться очень важным элементом, облегчающим работу геолога при проведении крупномасштабного геологического картирования в закрытых ландшафтах.

Н.К.Молотков, П.И.Шамес
ИГУ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ОКИСЛЕННЫХ РУД МАРГАНЦА В ПРИСАЯНЬЕ

Поиски месторождений марганца в чрезвычайно сложной геологической обстановке Присянья требуют применения различных методических приёмов. Один из них - геоморфологический анализ территории, позволяющий эффективно решать вопросы прогнозирования и поисков.

Присаянье включает в себя низкогорный / до 700 м абс. выс./ холмисто-увалистый слабо расчленённый рельеф и среднегорный / до 1500 м абсолютной высоты/ рельеф с различной степенью расчленения и крутизной склонов. В современном рельефе Присаянья сохранились фрагменты двух поверхностей выравнивания мел-палеогенового и неогенового возраста. Первая занимает водораздельные пространства, вторая - контролируется створами современных долин и расположена относительно первой ниже на 200-300 м. Гипсометрическое положение их зависит от характера неотектонических движений, вызвавших формирование крупных морфонеоструктур / Ипситской, Удинской и др./. В морфонеоструктурах, испытавших в кайнозойское время тенденцию к незначительному воздыманию, древние поверхности выравнивания сосредоточены в основном на гипсометрических уровнях 900-1000м. В пределах морфонеоструктур, отличавшихся относительной стабильностью или незначительным опусканием, они тяготеют к абсолютным отметкам 400-600 м.

Как показали наши исследования, инфильтрационные руды марганца Присаянья концентрируются на отмеченных поверхностях выравнивания. Это обусловлено тем, что в процессе выравнивания существовали благоприятные условия для накопления кор химического выветривания, формирование которых приводило к созданию высоких концентраций гипергенного марганца за счёт переработки первичных марганцесодержащих пород карагасской серии. Месторождения и рудопроявления марганца в Присаянье обычно тяготеют к пониженным участкам эрозионного или тектонического происхождения, наблюдающихся в пределах древнего рельефа. Здесь существуют наиболее благоприятные условия для сохранения кор

выветривания.

Указанные обстоятельства позволяют считать, что благоприятными районами для обнаружения окисленных марганцевых руд являются пониженные участки древних поверхностей выравнивания мел-палеогенового и неогенового возраста, в пределах которых лучше всего сохранились отложения кор выветривания.

Эти поверхности, особенно их пониженные, наиболее ровные, участки, могут служить геоморфологическим критерием при поисках окисленных марганцевых руд в районе Присаянья. Наибольшего внимания на предмет обнаружения указанных руд заслуживает неогеновая поверхность выравнивания, которая контролирует большую часть известных рудопроявлений марганца.

На основании геоморфологических критериев составлена прогнозная карта, которая позволила значительно конкретизировать сферу поисков месторождений окисленных марганцевых руд.

Г.Ф.Уфимцев / ЧГУ /

ПРИМЕНЕНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

До настоящего времени методика картографического анализа для геологических целей при исследовании горных стран недостаточно разработана. Применение морфометрического метода, предложенного В.П.Филосовым /1960 /, в этих условиях не дает ожидаемых результатов. В последнее время появились исследования, посвященные разработке рациональной методики картографического анализа применительно к

горным странам /Курдюков, 1962 ; Симонов и Лукашов, 1963/. Однако и в этом случае многие методические приемы не лишены недостатков, что вытекает, главным образом, из анализа лишь отдельных черт рельефа. В настоящее время становится все более очевидным, что рациональная методика картографического анализа должна основываться на комплексном изучении всех главных черт строения рельефа. В условиях Забайкалья к последним, прежде всего, относятся гидрографическая сеть и платообразные вершинные поверхности - реликты древних поверхностей выравнивания.

На протяжении ряда лет автор занимался изучением новейшей тектоники Забайкалья. При этом были разработаны некоторые методические приемы картографического анализа последней. Их высокая разрешающая способность была проверена полевыми исследованиями в Центральном Забайкалье. Было выяснено, что подобный анализ рациональнее проводить в следующей последовательности.

1. Анализ рисунка гидросети. Современная и древняя гидросеть Забайкалья является чутким индикатором проявления неотектонических движений. При ее анализе следует обращать внимание как на общий рисунок, так и на характер построения речных бассейнов различного порядка. Наиболее крупные неоструктуры - своды, межгорные прогибы, крупные горсты - обычно легко выявляются по наличию центростремительного /положительные неоструктуры/ или центростремительного /отрицательные неоструктуры/ рисунка гидросети. Более мелкие особенности строения последней позволяют приблизительно определить границы неоструктур, а также более мелкие структурные формы размером до нескольких квадратных километров.

В результате анализа гидросети может быть получена рабочая схема, отражающая основные особенности неотектоники изучаемого района и характер пространственного размещения различных структур.

2. Анализ вершинных поверхностей. При этом анализе в условиях горных районов целесообразнее учитывать не порядок долин, а их положение в геоморфологической структуре, т.е. использовать данные изучения рисунка гидросети. При этом исключается возможность искусственного объединения разнородных неотектонических структур, недоучета роли шовных зон в формировании современного рельефа и т.п. Главная задача заключается в составлении карт вершинных поверхностей, которые строятся путем генерализации последних по водоразделам рек, имеющих равное положение в геоморфологической структуре. В конечном итоге анализ вершинных поверхностей позволяет достаточно четко выделить различные по характеру развития новейшие тектонические структуры.

3. Наиболее молодые тектонические движения /верхне-плейстоценовые-голоценовые/ могут быть выявлены при анализе продольных профилей тальвегов речных долин и извилистости русел наиболее крупных водотоков.

В докладе показана большая эффективность картографического анализа современного рельефа при изучении неотектонических движений на примере Центрального Забайкалья и возможность его использования для выявления древних структур.

Селезнев П.Н., Кушев В.Б.
/ ДВ ТГУ /

О МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОМСОМОЛЬСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

1. Комсомольский рудный район входит в область меловой складчатости и сложен сложнодислоцированными морскими осадками юры, несогласно перекрытыми осадочно-вулканогенными образованиями нижнего и верхнего мела, деформированными в брахискладки. Юрские и меловые образования прорваны послесенонскими сложнодифференцированными гранитоидами и перекрыты основными эффузивами миоценового и древнечетвертичного возраста.

Рудные тела месторождений представлены линейными крутопадающими минерализованными зонами дробления и генетически относятся к касситерит-турмалиновому типу касситерит-сульфидной формации.

Район среднегорный, сильно расчлененный, задернованный, закрыт мощным чехлом рыхлых отложений.

2. Более десяти лет в районе ведутся детальные поиски и разведочные работы. Накопился большой материал по методике выявления и оценки оловянных, медно-оловянных, оловянно-полиметаллических и ртутных месторождений. Начавшаяся эксплуатация части месторождений позволяет провести сопоставление достоверности подсчёта запасов различных категорий разведанности.

3. В районе выделено несколько геолого-структурных типов оловорудных месторождений, которые различаются между собой по вещественному составу, морфологии рудных тел,

локализирующих их минерализованных зон дробления и т.д., а также по степени эродированности. Под этим углом зрения анализировались затраты на разведку различных типов месторождений, которые из-за методических нюансов оказались различными.

4. Оценка достоверности работ разных масштабов показывает, например, что поисками масштаба 1:50000 выявляется не более 1,5-5% рудопроявлений и месторождений, которые позднее удастся обнаружить поисками м-ба 1:10000. Вероятностный анализ применяемых методик опробования рудных тел, поискового металлометрического и штучного опробования указывает на определенные резервы невыявленных с поверхности рудных зон, которые по своим размерам меньше разрешающей способности той или иной сети опробования.

5. Подавляющее большинство уже известных рудных тел приурочено к водоразделам или к верхним частям склонов долин, что связано с более благоприятными в данном случае условиями ведения поисков. В связи с этим, после анализа всех материалов, выделены площади в районе, где исключительно неблагоприятны условия для поисков и где необходимо произвести переоценку качества отрицательных результатов на новой методической основе. К таким площадям относятся участки развития стлаников, осней и элювиально-делювиальных образований при мощностях в 3-12 метров.

6. Составленная металлогеническая карта района дает возможность более устремленно планировать поисково-разведочные работы. Проверка разведкой результатов разбраковки многочисленных минерализованных зон дробления, по данным

шлихового, металлометрического, штупного и гидрохимического опробования, по сравнению с более "тонкими" методиками, предложенными ГЕОХИ, ДВФАН и Ленинградским горным институтом, показывает большую надежность первых. Также пока минимальны результаты выявления оловорудных тел непосредственно геофизическими методами.

7. В результате обобщения материалов по разведанным месторождениям возможно наметить набор надежных методов поисков скрытого оруденения, а также определить необходимые объемы затрат в зависимости от ожидаемого геолого-структурного типа рудных тел, еще не вскрытых эрозией. Сопоставление морфологии рудных тел /проекции на вертикальную плоскость/ показывает, что на разведку одной тонны металла затраты существенно разные при неодинаковой морфологии и размерах рудных тел.

Н.П.Орехов, В.П.Мешеров /БГУ /

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА РАДИОКИП В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Работы методом радиокип проводятся с 1965 года с прибором ПИНП-2. Обычно процесс наблюдений сводится к измерению в каждой точке угла наклона магнитного вектора, его вертикальной составляющей H_z , полной горизонтальной составляющей H_p , или же компонент H_x и H_y . Практика работ в условиях Северного Прибайкалья показывает, что наиболее целесообразно производить измерение двух первых параметров.

Несомненным преимуществом метода является мобильность

и высокая производительность. Основные недостатки - сильное влияние вариаций электромагнитного поля и пересеченного рельефа, но при соответствующей методике полевых работ влияние этих факторов можно свести к минимуму.

Успешное применение метода радиокин в значительной степени зависит так же от взаимного расположения передающей станции и геологических объектов. Наиболее благоприятным будет случай, когда пеленг на радиостанцию совпадает с простиранием искомых объектов. В Северо-Байкальском районе уверенно прослушиваются две длинноволновых радиостанции - г.Иркутска и г.Читы. Все участки, на которых производились работы, приурочены к единой структурно-тектонической зоне, генеральное простирание основных структур которой хорошо совпадает с пеленгом на радиостанцию г.Иркутска.

Опытные работы, проведенные на Чайском месторождении, показали, что при работе на частоте радиовещательной станции г.Иркутска основные проводящие зоны / рудные тела, разрывные нарушения/, ранее выделенные другими геофизическими методами, четко фиксируются аномалиями H_x и H_y . При работе от радиостанции г.Чита эффект незначителен. Дальнейшие наблюдения /за исключением опытных/ производились на волне радиостанции г.Иркутска.

Изменения напряженности поля радиостанции в точке приема, обусловленные различными нарушениями ионосферы и тропосферы, вносят заметные искажения в наблюденные значения. Спектр таких помех очень широк. По различным литературным источникам оценка влияния вариаций электромагнитного поля и способы их учета носят противоречивый характер.

А.Д.Фроловым /1964 / предложен наиболее приемлемый способ оценки влияния вариаций, суть которого заключается в следующем. При относительных измерениях поля сильное влияние на результаты будут оказывать лишь те помехи, период которых совпадает со временем измерения отдельной аномалии /практически 3-10 минут/, а амплитуда соизмерима с амплитудой аномалии. Количество таких возмущений даже в полярных районах сравнительно невелико. Влиянием длиннопериодических вариаций в этом случае можно пренебречь.

Нами специальных наблюдений за вариациями не производилось. Наличие длиннопериодических изменений поля установлено по сравнению рядовых и повторных наблюдений. Короткопериодические вариации хорошо фиксировались на точке визуально по быстрому и плавному изменению отсчетов N_x и N_y . При обнаружении короткопериодической вариации работы на профиле на некоторое время прекращались, а затем возобновлялись с повторением ряда точек. В сомнительных случаях замеры на точке производились в два или три приема и брался средний отсчет.

Часто изменения напряженности поля сопровождались резким ухудшением слышимости станций. Было замечено, что это во многом зависит от метеоусловий: в отдельные дни увеличение облачности совпадало с затуханием сигнала станции, с прояснением погоды слышимость восстанавливалась.

Повторные наблюдения позволили установить, что вариации N_x и N_y намного больше, чем вариации N_z . Значение угла α практически не менялись /искажение в пределах погрешности измерений /. Поэтому для интерпретации использовались графики N_z и α , поскольку они более выразительны и мало

зависят от вариаций. Аналогичные результаты приведены в работе А.Г.Тархова /1961/. Им же показано, что вектор магнитной составляющей поля над однородными в электрическом отношении породами стремится следовать границе раздела земля-воздух. Поэтому при работе в условиях пересеченного рельефа наблюдаемые значения могут быть значительно искажены. Особенно сильно влияние рельефа сказывается при измерении углов α . Положительные формы рельефа при этом отмечаются аномалиями проводимости /схождение нормалей/, а отрицательные - аномалиями сопротивления /расхождение нормалей/. Методы количественного учета влияния рельефа в настоящее время не разработаны, возможен лишь качественный учет, который надо обязательно проводить для отбраковки топографических аномалий. В этом случае необходимо иметь топографический профиль по линии наблюдения.

На участке Центральный был опробован способ учета влияния рельефа путём внесения в наблюдаемые значения α поправок, численно равных углу наклона местности в данной точке. В морфологическом отношении участок представляет склон, местами осложнённый резкими перегибами. Графики наблюдаемых значений на большей части площади имеют один знак. Выделение проводящих зон по таким материалам представляет значительные трудности и приводит к большой неопределенности. После введения поправок указанным способом наметились чёткие, коррелирующиеся от профиля к профилю переходы кривой α через нуль, по которым уверенно прослежен ряд аномалий проводимости.

Подобный подход к исключению влияния топоэффекта хотя и является сугубо приближённым, но, тем не менее, обладает

достаточной для практики точностью. Доказательством является значительное сходство кривых $\angle$, исправленных за рельеф, с графиками A / $A=2 \frac{S_K^A - S_K^B}{S_K^A + S_K^B} \cdot 100\%$ / , полученными путём пересчёта КС комбинированного профилирования. Практически все основные оси проводимости, выделенные по данным графиков A , отчётливо выделяются и на плане исправленных значений $\angle$.

Опытные работы позволили установить следующие особенности метода радиокип. Наиболее чётко отмечаются сравнительно маломощные зоны проводимости. Проводящие зоны большой мощности практически не выделяются. Наиболее чёткие аномалии над локальными проводниками даёт кривая $\angle$. В этом проявляется аналогия методов радиокип и индукции. Поэтому в ряде случаев метод радиокип может вполне заменить метод индукции, при этом он обладает рядом преимуществ в производительности и мобильности. В качестве одного из вариантов такой замены рекомендуется следующий способ. Поиск площадей производить методом радиокип. Выявленные аномалии проводимости в дальнейшем прослеживать по обычной методике с аппаратурой "Земля-2", т.к. в последнем случае используется местный генератор, а поэтому при решении задач прослеживания разрешающая способность метода индукции выше.

В.С.Харламов, Н.П.Орехов /БГУ/

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ИНДУКЦИИ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Метод индукции с аппаратурой "Земля-2" успешно применяется в комплексе с другими геофизическими методами и самостоятельно для поисков и прослеживания зон сульфидно-никелевой и графитовой минерализации, а также разрывных тектонических нарушений.

Параллельное профилирование является основной поисковой модификацией и проводится либо на всей исследуемой площади в масштабе съёмки, либо по более разреженной сети /например по опорным профилям/. Генератор и приемник передвигаются по параллельным профилям, положенным вкрест простирания исследуемых объектов. Генератор перемещается через 20 м, приемник - через 10 м, т.е. на каждом втором пикете наблюдение осуществляется с двух стоянок генератора. Некоторое усложнение методики работ и вида графиков компенсируется следующими преимуществами:

1. Уменьшается возможность пропуска локальных проводников.
2. Чётко выделяются мощные проводящие зоны, для которых характерна электрическая анизотропия.

При прослеживании аномалий по простиранию генератор устанавливается над центром аномалии проводимости, выявленной параллельным профилированием. Приемник передвигается по соседнему профилю шагом 5-10 м до получения четкой законченной кривой. После этого генератор и приемник смещаются на один профиль и процесс измерений повторяется.

Выбор расстояния между генератором и приемником /обычно 50 или 100 м / осуществляется исходя из геологической обстановки, возможностей аппаратуры и наличия прорубленных профилей. При разnose генератор-приемник равном 100 м аномалии углов обращения становятся интенсивнее, возрастает глубинность исследований, но взятие отсчетов становится затруднительным, увеличивается роль помех и, соответственно, погрешность. По этим же причинам применение разносов больших чем 100 м с аппаратурой "Земля-2" нецелесообразно. При малых разносах / 50 м / измерения производятся уверенно, но одновременно уменьшается глубинность исследований.

Почти во всех случаях практического применения метода индукции оптимальной являлась частота 75 кГц.

Существенные искажения электромагнитного поля вызваны сильно пересеченным рельефом. В таких условиях можно рассмотреть три типичных варианта.

1. Генератор и приемник передвигаются по склону параллельно горизонталям на различной высоте. В этом случае ошибка взаимного визирования создает ложную аномалию, величина которой становится равной погрешности ориентирования генераторной рамки при углах наклона рельефа порядка 20° . Погрешность этого типа может быть уменьшена либо повышением точности визирования, либо способом, при котором измерения производятся в системе координат, ось которой направлена нормально к оси визирования.

2. Профили наблюдений расположены вкрест горизонталям. В этом случае проявляется тенденция магнитного вектора первичного поля следовать параллельно рельефу. Графики имеют форму близкую к теоретической, но смещаются относительно нулевой линии вверх или вниз. Критерием для выделения

проводящих зон здесь является максимальный градиент кривой $\angle$, а не переход через нуль. В этом случае поправка за влияние рельефа может быть определена по специальной номограмме /Тархов, 1954/. Такое влияние рельефа может быть исключено установкой плоскости генераторной рамки перпендикулярно наклону местности, измеренному в точке приема по линии нормальной к оси визирования и наблюдением измеряемых величин относительно новой системы координат /ось Z в плоскости генераторной рамки/.

3. Влияние рельефа в точках перегиба местности. Положительные формы рельефа отмечаются аномалией "проводимости" /схождение нормалей/, а отрицательные - аномалией "сопротивления" /расхождение нормалей/. Этот эффект может быть учтен как измерением крутизны склонов /амплитуда топографической аномалии соизмерима с крутизной склонов/, так и работой в новой системе координат, как и в предыдущем случае.

Опытные работы по изучению влияния рельефа и возможных способов устранения этого влияния, выполненные способом макетирования и путем непосредственных наблюдений на местности с крутизной склонов до $30-35^\circ$, подтверждают эти выводы.

В практике работ встречаются три типа аномалий $\angle$ и H_z .

1. Симметричные аномалии, соответствующие крутопадающим проводникам, пересекаемым профили под прямым углом.
2. Асимметричные аномалии, характерные для пологопадающих объектов или крутопадающих, но расположенных под острым углом к направлению профилей.
3. Однополярные аномалии $\angle$ / без перехода кривой через нуль /, отвечающие геоэлектрическим контактам.

Классификация аномалий по геологической природе производится на основании совместного анализа материалов всех применявшихся геофизических методов и геологических данных. Важную роль при этом играют косвенные признаки: направление простираения, протяженность аномалии, ее амплитуда.

В зависимости от характера рельефа, условий залегания объектов и шага наблюдений точность определения положения проводников в плане колеблется в пределах 1-5 м.

Глубинность метода индукции в условиях Сев. Прибайкалья, где поверхностные отложения в большинстве своем являются высокоомными, при разnose 100 м достигает 50 метров.

Количественная оценка глубины залегания верхней кромки проводника производилась главным образом по расстоянию между экстремумами H_z . В случае четких аномалий /обычно при глубинах залегания объектов меньше 20 м / сходимостъ вычисленных значений с фактическими характеризуется величиной порядка 15-20%.

Метод индукции с аппаратурой "Земля-2" в модификации параллельного профилирования и прослеживания осей обладает рядом преимуществ перед методами постоянного тока, в том числе и перед установкой КЭП, обладающей высокой разрешающей способностью при поисках локальных проводников. Установка КЭП ориентируется вкрест простираения исследуемых элементов разреза, за счет этого в ряде случаев может происходить либо осреднение аномального эффекта от группы близкорасположенных проводников, либо смещение прямого перекрестия за счет влияния расположенных поблизости контактов. Метод индукции, установка которого ориентируется по простираению структур, более чувствителен к маломощным

проводникам, вследствие чего позволяет более детально расчленять разрез. Вследствие этого часть выявленных осей проводимости методом индукции не совпадает с осями КЭП. Кроме того, постановка метода индукции возможна в условиях развития курумников, крупноглыбных свалов и т.д., где постановка методов постоянного тока практически невозможна.

Основной недостаток данной модификации метода индукции заключается в том, что невозможно достаточно четко картировать отдельные разности пород. Поэтому в опытных порядках были проведены работы с этой же аппаратурой методом дипольного электромагнитного профилирования /ДЭМП/. Источником поля служил вертикальный диполь /горизонтальная генераторная рамка/. Измерялись вертикальная и радиальная составляющие, а также углы наклона вектора магнитного поля к горизонту. По измеренным величинам определялось эффективное сопротивление /Вещев, 1965/. В условиях спокойного рельефа зоны оруденения уверенно отмечаются понижением эффективного сопротивления до 50 ом. В низкоомной зоне графики КС ДЭМП хорошо совпадают с графиками КС КЭП, и только в высокоомной части разреза различие между ними становится существенным. При крутизне склонов свыше 10° методом дипольного электромагнитного профилирования отмечаются аномалии низких сопротивлений, которые обусловлены только влиянием рельефа. Вследствие этого область применения методики ДЭМП резко ограничена.

**СРАВНЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ УСТАНОВОК МЕТОДА
ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКАХ СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕВЫХ
РУД В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ.**

В общем комплексе геофизических исследований при поисках сульфидно-никелевых руд метод вызванной поляризации /ВП/ является одним из ведущих, как метод прямой индикации электроннопроводящих минералов. Наиболее широко этот метод применяется в модификации срединного градиента, другие же схемы изучены в гораздо меньшей степени.

Для изучения возможностей различных модификаций метода ВП проведены опытные работы на Байкальском сульфидно-никелевом месторождении.

Сульфидно-никелевая минерализация этого месторождения генетически связана с ультраосновными породами /перидотиты, оливиниты, дуниты/ и представлена зонами сингенетических густовкрапленных руд, зонами приконтактового эпигенетического оруденения и килообразными телами оруденелых габбро-пегматитов. Мощность зон густовкрапленного оруденения колеблется в пределах 5-10 м.; брекчиевого - 2-3 м. Падение рудных зон субвертикальное, простирание северо-восточное и северо-западное.

Основной рудоконтролирующей структурой является лежащий бок габбро-перидотитового массива, непосредственно контактирующий с осадочно-метаморфическими породами, наибольшим распространением среди которых пользуются роговики и графитизированные сланцы. В последних почти всегда содержится

значительная вкрапленность сульфидов.

Рассеянная вкрапленность сульфидов, не представляющая практического интереса, отмечается повсеместно и во всех разновидностях пород массива. Кроме этого, в породах ультраосновного состава, как правило, присутствует вкрапленность магнетита.

В связи с широким распространением электроннопроводящих минералов поляризуемость различных пород, по данным измерений образцов, варьирует в довольно широких пределах /измерение поляризуемости образцов проводилось по методике ВИТРА/. Так, поляризуемость образцов серпентинизированных пород находится в прямой зависимости от содержания в них вторичного магнетита и колеблется от 10 до 80%. Образцы пород ультраосновного состава с рассеянной и повышенной вкрапленностью сульфидов характеризуются значениями поляризуемости от 20 до 60%. В этих же пределах /20-60% / поляризуются и образцы графитизированных сланцев и роговиков.

Наибольшие ограничения эти обстоятельства накладывают на применение установок срединных градиентов и градиентов точечного источника, поле которых поляризует большой объем горных пород, в результате чего наличие рассеянной вкрапленности сульфидов и магнетита фиксируется значительными эффектами ВП.

Вследствие этого максимальные амплитуды, даже наиболее хорошо выраженных, аномалий над фоновыми значениями в процентном отношении составляют всего 80-90%. Маломощные зоны густовкрапленных руд, имеющие практическое значение, при высоком фоне отмечаются слабовыраженными аномалиями, в результате чего не исключена возможность их пропуска.

С другой стороны, при максимально-возможных разносах питающих линий для данного района работ / $AB=300-400$ м / интерпретации кривых ζ_k в значительной степени осложняется влиянием приэлектродных зон, когда отработка профилей осуществляется от одного электрода до другого и с выходом за последние. В этом случае, в зависимости от расположения питающих электродов, нормальный фон по профилю, а также формы и амплитуды аномалий меняются, и выделить аномальные участки от более глубоких объектов становится затруднительным.

Более производительной является установка симметричного профилирования с небольшими разносами / $AB < 100$ м /. Анализ полученных результатов показывает, что кривые ζ_k симметричной установки сохраняют практически все особенности кривых "больших" установок. Отличие наблюдается только в абсолютных значениях поляризуемости. Фоновые значения ζ_k при профилировании малыми установками значительно меньше значений, полученных установками срединного градиента и градиента точечного источника. Соответственно амплитуды аномалий относительно фоновых значений /400% / значительно превышают амплитуды аномалий, полученных с большими разносами. При этом сами аномалии, полученные симметричной установкой, довольно четко дифференцируются по амплитудам.

На этом же месторождении опробовалась дифференциальная установка, предложенная сотрудниками ЗАБНИИ Р.С.Сейфуллиным и В.П.Селивёрстовым. Этой установкой рекомендовалось работать при поисках богатых сульфидных руд среди сульфидизированных пород. Первоначальная методика производства наблюдений этой установкой не предусматривала измерения силы тока в плечах A и A' , от плотности которого эффект

вызванной поляризации в известных пределах зависит прямо пропорционально. В связи с этим была сконструирована приставка к ЭСК - 1, позволяющая изменением силы тока в плечах установки с помощью реостатов компенсировать разности потенциалов ΔU пр./ во время зарядки и измерять значения силы тока J^A и $J^{A'}$. Аномальный эффект измерялся после приведения ΔU пр к нулю. Исследования проводились при разностях $AA' = 40$ м, $MM' = 10$ м. В дальнейшем был произведен анализ дифференциальной установки, который позволил установить следующее.

На основании принципа суперпозиции полей точечных источников измеряемый эффект $\Delta U_{\text{дифф}}$ / можно разложить на эффекты, создаваемые двумя несимметричными трёхэлектродными установками аналогичных размеров:

$$\Delta U_{\text{дифф}} = \Delta U_{\text{ВП}}^A + \Delta U_{\text{ВП}}^{A'}, \quad \text{где}$$

$\Delta U_{\text{ВП}}^A$ - разность потенциалов ВП от электрода А /схема АМВ, $B \rightarrow \infty$ /.

$\Delta U_{\text{ВП}}^{A'}$ - разность потенциалов ВП от электрода А' / схема МВА, $B \rightarrow \infty$ / или, что то же самое:

$$\Delta U_{\text{дифф}} = Z_K^A \cdot \Delta U_{\text{пр}}^A + Z_K^{A'} \cdot \Delta U_{\text{пр}}^{A'} \quad 1 /$$

Условие нулевой разности потенциалов $\Delta U_{\text{пр}}$ / в период пропускания тока для трёхэлектродных установок может быть записано:

$$\Delta U_{\text{пр}}^A + \Delta U_{\text{пр}}^{A'} = 0, \quad \text{где}$$

$$\Delta U_{\text{пр}}^A = \frac{1}{K} S_K^A \cdot J^A \quad / 2 /$$

$$\Delta U_{\text{пр}}^{A'} = \frac{1}{K} S_K^{A'} \cdot J^{A'} \quad / 3 /$$

тогда $S_K^A \cdot J^A = S_K^{A'} \cdot J^{A'} \quad / 4 /$

Учитывая это условие, формула / 1 / примет вид:

$$\Delta U_{\text{дифф}} = \frac{1}{K} S_K^A J^A (\rho_K^A - \rho_K^{A'}) = \frac{1}{K} S_K^{A'} J^{A'} (\rho_K^A - \rho_K^{A'})$$

или, имея ввиду, что

$$S_K^{cp} = \frac{S_K^A + S_K^{A'}}{2} \quad \Delta U_{\text{дифф}} = \frac{2}{K} S_K^{cp} \frac{J^A \cdot J^{A'}}{J^A + J^{A'}} (\rho_K^A - \rho_K^{A'})$$

При соблюдении условия / 4 /:

$$\Delta U_{\text{дифф}} = \Delta U_{\text{пр}}^A (\rho_K^A - \rho_K^{A'}) = \Delta U_{\text{пр}}^{A'} (\rho_K^A - \rho_K^{A'})$$

Отсюда:
$$\rho_K^A - \rho_K^{A'} = \frac{\Delta U_{\text{дифф}}}{\Delta U_{\text{пр}}^A} = \frac{\Delta U_{\text{дифф}}}{\Delta U_{\text{пр}}^{A'}}$$

Из формулы / 5 / следует:

$$S_K^A = \frac{K \cdot \Delta U_{\text{дифф}}}{J^A (\rho_K^A - \rho_K^{A'})} = \frac{K \cdot \Delta U_{\text{пр}}}{J^A}$$

$$S_K^{A'} = \frac{K \cdot \Delta U_{\text{дифф}}}{J^{A'} (\rho_K^A - \rho_K^{A'})} = \frac{K \cdot \Delta U_{\text{пр}}}{J^{A'}}$$

Из формул / 5 / и / 6 / следует, что измеряемый эффект зависит от разности поляризационных свойств пород, от значений и силы тока в плечах установки и величины кажущегося сопротивления для данного геоэлектрического разреза.

Этот вывод подтверждается и данными полученными дифференциальной и симметричной установками.

Сопоставление кривых ρ_K симметричного профилирования с кривыми S_K КЭП и $\Delta U_{\text{дифф}}$ / показывает, что с возрастанием кажущегося сопротивления растут и амплитуды аномалий $\Delta U_{\text{дифф}}$ и уменьшаются с понижением значений S_K . В силу этого, сопоставление графиков и корреляция аномалий $\Delta U_{\text{дифф}}$ по площади без учёта поправок за сопротивление не представляется возможной. По этим же причинам затруднительно выделять и полезные аномалии в сложных геоэлектрических разрезах.

Из формулы / 5 / и / 6 / следует, что если дополнительно измерить $\Delta U_{\text{пр}}$ безразлично какого плеча установки при

сохранении условия $\Delta U_{\text{пр}}^A = \Delta U_{\text{пр}}^{A'}$, то результаты наблюдений могут быть освобождены от влияния вышеуказанных недостатков. Результаты наблюдений, представленные параметром $\frac{\gamma_k^A - \gamma_k^{A'}}{\gamma_k^A}$ не будут зависеть от силы тока в плечах установки и влияния неоднородностей по сопротивлению. Кроме того, в качестве дополнительного параметра по формулам / 8 / и / 9 / можно вычислять значения S_k комбинированного профилирования.

Вследствие указанных недостатков применявшейся методики и небольшого объема работ, по полученным результатам трудно судить о возможностях дифференциальной установки. Однако, в общем случае можно говорить, что повышенная вкрапленность сульфидов в породах, которая обуславливает довольно широкие аномалии γ_k при работе с другими установками, не отмечается совсем или отмечается слабовыраженными аномалиями $\Delta U_{\text{дифф}}$.

В районе детального участка зона густовкрапленных сульфидных руд в приконтактной части с роговиками отмечается хотя и слабовыраженными, но четкими аномальными $\Delta U_{\text{дифф}}$. В районе, где эта зона переходит в сплошные рудные тела, амплитуда аномалий $\Delta U_{\text{дифф}}$ заметно возрастает. Но следует отметить, что дифференциальным профилированием не отмечается тело брекчиевых сульфидных руд мощностью 3м, которое четко прослеживается методами радиоскоп и комбинированного профилирования. Последнее, по-видимому, как это вытекает из приведённых формул / 5 /, / 6 /, можно объяснить недостаточной разницей в поляризуемости искомого объекта и вмещающей среды.

Таким образом, выделение аномалий от маломощных проводников и более глубинных объектов методом ВП по методике

срединного градиента и градиента точечного источника с раз-
носами 300 - 400 м ограничивается геополяризационными осо-
бенностями пород Довыренского массива и вмещающих его обра-
зований, т.е. эти установки обладают малой геологической
эффективностью и, кроме того, малой производительностью
работ.

Модификация симметричного профилирования более произво-
дительна, но установка обладает меньшей глубиной.

В условиях Байкальского месторождения кривые γ_k , получен-
ные с этой установкой, более интерпретабельны и содержат
не меньше информации, чем кривые срединного градиента. При-
меняя небольшие по размерам установки, и, сокращая время
зарядки до минимума в условиях аналогичных Байкальскому
месторождению, методом ВП с большой эффективностью можно
проводить площадные работы.

Методика дифференциального профилирования требует даль-
нейшего изучения. При наблюдениях, когда $\Delta U_{пр}$ приравнива-
ется к нулю, намечается возможность представлять результа-
ты по параметру, независящему от плотности поляризующего
тока и влияния неоднородностей по сопротивлению.

В.А.Гордеева / ВИМС /

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СТРУКТУРНЫХ ПОЗИЦИЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ АРИШИНСКОГО МЕСТО- РОЖДЕНИЯ

Аришинское железорудное месторождение находится в цент-
ральной части Еравнинского ксенолита кембрийских осадочно-
метаморфических пород и приурочено к синклинальной струк-

туре, выполненной кислыми эффузивами одындинской свиты и их туфами, переслаивающимися с карбонатными породами. На месторождении выявлено три линзообразных рудных тела суб-меридионального простирания, залегающих в восточном и западном крыле и в ядре структуры. Восточное тело прослежено по простиранию на 800 м, мощность 8-80 м, западное - на 400 м, мощность 4-35 м, центральное - на 300 м при мощности 4-14 м. Руды магнетитовые массивные и вкрапленные.

По результатам выполненных геофизических исследований /аэромагнитная съемка, наземная магниторазведка, гравиметровая съемка/ запасы месторождения оценены в 60 млн. тонн /Борисова, 1964 / и по наиболее крупному из трех рудных тел в 30 млн. тонн /Шильков, 1965 /.

В гравитационном поле Аришинское месторождение отмечено локальной аномалией северо-западного простирания с двумя эпицентрами, расположенными в зоне пониженного градиента по северному крылу регионального гравитационного максимума, выделяемого в пределах южной части Еравнинского ксенолита.

По данным магнитной съемки месторождению соответствует крупная аномалия порядка 2000 х /500-600/ м в контуре изолинии 3000 гамм, протягивающаяся в северо-восточном направлении. Локальные аномалии интенсивностью более 30000 гамм фиксируют положение отдельных рудных тел. Наиболее крупная из них, восточная, прослеживается по простиранию, в контуре 5000 гамм, на расстоянии 1300 м при ширине 100 м. Аномалия западного рудного тела, более узко локализованная, протягивается на 1100 м.

По исходному полю, гравитационному и магнитному, на ЭВМ Минск-2 и вручную выполнен ряд трансформаций. По магнитному полю осуществлено осреднение с радиусом в 100, 300, 500 м, пересчет поля в верхнюю полуплоскость на высоты 100, 300 и 500 м, расчет вертикальной производной на исходном уровне, а также определение остаточных аномалий, как разности между исходным и осредненным полем. По гравитационному полю выполнено осреднение с радиусом в 750 м и расчет разностного поля между наблюдаемым и осредненным.

С целью установления преобладающих направлений простиранения аномалий магнитного поля, в частности поля первой и второй производных, и их связи со структурно-тектоническим строением района на отдельных участках проведена статистическая обработка поля.

Результаты статистических исследований и анализ трансформированных полей подтверждают приуроченность Аришинской структуры к блоку, ограниченному разломами широтного и северо-восточного направлений.

Разлом субширотного направления, ограничивающий блок с севера и разделяющий структуры месторождений Озерного и Аришинского, устанавливается по резкой смене характера поля и представляется сколовым. Разлом северо-восточного направления, ограничивающий блок с востока, выделяется как тектонически ослабленная зона, несущая рудную, в том числе магнетитовую минерализацию. Эта зона, прослеживающаяся в виде полосовой аномалии на карте на уровне 200 м и в поле остаточных аномалий (0) - (700), как видно, может быть отнесена к числу разломов глубокого заложения. Мощность зоны порядка 500 м. Сложный "тектонический узел" устанавли-

вается на пересечении этой зоны с разломом субмеридионального направления, который также прослеживается на плане на высоте 200 м в виде протяженной зоны вдоль пади ручья Магнетитового.

Основные перспективы Аришинского месторождения в свете полученных данных представляются связанными с Восточным рудным телом, которое по характеру аномалии и судя по результатам пересчета поля вверх на высоту 500 м, уходит на глубину по направлению падения к центру складки. Это смещение, связанное, возможно, с кулисообразным размещением по падению отдельных рудных линз и залежей, фиксируется и при осреднении поля с радиусом в 700 м : три аномалии более 5000 гамм располагаются по центру структуры, контур которой устанавливается по изолинии 3000 гамм.

Западное рудное тело, судя по пересчетам, на глубинах 500 м сохраняется в виде останцов, вытянутых вдоль нарушения северо-западного направления.

В центральной части Аришинской структуры при трансформации поля вниз на 150 м аномалий, подобных Центральному рудному телу, не устанавливается, за исключением ряда мелких объектов, проявляющихся в исходном поле аномалиями до 3000 гамм. Несомненно, это небольшие объекты малой глубины развития.

Из числа аномалий, установленных по периферии месторождения, некоторые аномалии восточного фланга могут рассматриваться как рудные, но связанные с не крупными объектами, аномальный эффект от которых исчезает уже при пересчете поля на высоту 300 м. Исключением представляется аномалия в 7700 гамм к северу от Восточного рудного тела, которая,

видимо, связана с оруденением, уходящим на глубину более 300 м, и небольшая аномалия свыше 5000 гамм к северу от Западного рудного тела.

По результатам трансформации гравитационного поля устанавливается ряд локальных гравиметровых аномалий, не имеющих аналогов в магнитном поле и связанных, вероятнее всего, с полиметаллической минерализацией. Наиболее крупная из их числа локальная аномалия в 0,87 мгл, расположенная к северо-востоку от Аришинского месторождения, по интенсивности превосходит остаточную аномалию силы тяжести над Западным рудным телом, по размерам аналогична ей. По западной окраине этой аномалии градиентометрией /Нефедьев, 1966/ выделено 10 мелких локальных аномалий от 0,1 до 0,25 мгл, которые приурочены к зоне повышенной проводимости.

Таким образом, основные перспективы Аришинского месторождения связаны с оруденением, вскрытым по восточному крылу структуры. Глубина развития рудных залежей здесь превышает 500 м. Запасы месторождения в связи с этим могут быть пересмотрены в сторону увеличения. Для предварительной оценки на месторождении необходимо выполнить глубокое бурение с магнитным каротажем.

Локальные гравитационные аномалии, устанавливаемые вдоль тектонической зоны северо-восточного простирания и особенно на участке стыка этой зоны с глубинным разломом субмеридионального направления, заслуживают внимания как возможные объекты с полиметаллическим оруденением.

ЭКОНОМИКА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РА-
БОТ. ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ МИНЕ-
РАЛЬНОГО СЫРЬЯ. ТЕХНИКА РАЗВЕДКИ.

Ф.И.Ковальский /БГУ/, К.А.Сергеева
/НИИЭС Госстроя СССР/

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МУХОР-ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕР-
ЛИТОВ

Вспученный перлит, получаемый в результате термической обработки вулканических стекол, является одним из самых эффективных пористых материалов, чем и объясняется широкое использование его в самых различных отраслях народного хозяйства. В целях увеличения его промышленного использования необходимо снизить себестоимость как сырья, так и продуктов, получаемых на основе этого сырья.

В Забайкалье пока эксплуатируется только Мухор-Талинское месторождение / Заиграевский район, Бурятской АССР /, откуда перлит-сырец поставляется на промышленные установки по вспучиванию в г.г.Шелехово, Улан-Удэ, Читу, Братск, Красноярск и др. Себестоимость вспученного перлита на всех без исключения установках остается все еще сравнительно высокой и составляет 7-9 руб за 1 куб.м. В целях снижения себестоимости рекомендуется резко повысить коэффициент использования мощностей действующего карьера и предприятий по переработке перлита, а также соорудить на месторождении дробильно-сортировочной фабрики. Дополнительные возможности в этом отношении дает комплексный подход к разработке месторождения.

Ныне основным потребителем перлитов Мухор-Талы является промышленность строительных материалов. Вулканическое стекло

используется для получения заполнителей в виде вспученного щебня и песка в легкие перлитобетоны. Необходимо организовать производство теплоизоляционных изделий на основе высококачественных /хорошо вспучивающихся/ перлитов. Частично закристаллизованные вулканические стекла и витрокластические туфы могут с успехом применяться в производстве легких высокопрочных бетонов марки "100", "200" и выше. Некондиционные стекловатые породы, липариты, монтмориллонитизированные туфы характеризуются высокой активностью. Доказана возможность использования названных пород в качестве гидравлических добавок в цементы. Стеклобетонные панели, изготовленные на смешанном перлитово-цементном вяжущем из обычного бетона и перлитобетона, не снижают своих прочностных и теплозвукоизоляционных характеристик.

Изучение технологических свойств, сопровождающих вулканические стекла пород, позволило установить их пригодность для изготовления пеностекла и минеральной ваты. При этом достигается значительный экономический эффект только за счет использования местного сырья.

Весьма перспективным является использование туфов, липаритов и др. вулкаников для производства методом агломерации легкого заполнителя-кампорита, который может быть применен, как показали работы НИИСМИ /г.Киев/, для получения теплоизоляционно-конструктивных и высокопрочных конструктивных бетонов. При этом объемный вес кампоритобетона снижается на 30-40% против веса обычного бетона соответствующих марок.

За счет промышленного использования сопутствующих перлиту пород народное хозяйство сможет ежегодно получать десятки тысяч тонн ценного сырья, которое при существующей системе отработки месторождения идет в отвал. Предварительные расчеты по-

казывают, что за счет комплексного использования сырья можно значительно снизить себестоимость основного продукта - перлита. В этом случае стоимость сырья франко-карьер не будет превышать 2 руб/м³, а себестоимость 1 м³ вспученного перлита составит около 5 руб.

В целях более полного удовлетворения потребностей народного хозяйства Совет Министров СССР принял постановление о мерах по увеличению производства местных строительных материалов. Комплексное использование сырьевых ресурсов Мухор-Талы и будет являться практической реализацией этого постановления. Экономическая целесообразность подобного подхода к эксплуатации месторождений очевидна.

В.Н.Межов /ЗабНИИ Мин.геологии СССР/

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Увеличение объемов геологоразведочных работ в текущем пятилетии несомненно повлечет за собой выявление новых месторождений различных полезных ископаемых, в том числе и флюоритовых месторождений Забайкалья. Ряд флюоритовых месторождений уже выявлен, однако промышленная ценность некоторых из них не установлена. В связи с этим особое значение приобретает сейчас своевременная геолого-экономическая оценка месторождений, особенно на раннем этапе поисково-разведочного процесса, куда следует включить стадии поисково-разведочных работ и предварительной разведки. Это позволит, с одной стороны, повысить эффективность геологоразведочных работ, а с другой - выбрать для дальнейшего освоения наилучшие месторождения, находящиеся в

благоприятных географо-экономических и горнотехнических условиях.

По составу, достоверности исходных данных и методам определения технико-экономических показателей следует выделить три обязательных этапа экономической оценки месторождений в период проведения геологоразведочных работ:

а/ перспективная оценка на стадии поисково-разведочных работ;

б/ предварительная промышленная оценка на стадии предварительной разведки;

в/ предпроектная промышленная оценка после завершения детальных геологоразведочных работ.

Для осуществления экономической оценки флюоритовых месторождений на ранних стадиях разведочных работ в Забайкальском комплексном научно-исследовательском институте разработана специальная методика. В основу этой методики положены следующие основные положения:

1. Экономическая оценка является наиболее важной частью работ по установлению промышленных перспектив месторождений полезных ископаемых.

2. Работы по экономической оценке выполняются непрерывно в течение всего раннего этапа изучения месторождения непосредственно геологами-разведчиками с помощью отраслевой методики оценки.

3. Экономическая оценка на стадии поисково-разведочных работ осуществляется с помощью двух показателей: оптимальной годовой производительности горного предприятия и себестоимости конечной продукции, а на стадии предварительной разведки к указанным показателям добавляются еще два: величина капиталовложений на строительство предприятия и рентабельность капиталовложений.

4. Техничко-экономические показатели определяются графо-аналитическим способом с использованием зависимостей, существующих между параметрами месторождения, качеством флюоритовых руд, их технологическими свойствами и оптимальной годовой производительностью рудника, себестоимостью продукции, капиталовложениями на строительство.

Возможность использования графоаналитического метода для определения основных показателей оценки доказана путем статистической обработки фактических данных по горным предприятиям и использования математических методов исследований.

Установлены совершенно четкие зависимости между производительностью предприятия и себестоимостью добычи и обогащения руды /табл.1/

Таблица 1.

Годовая производительность рудника, обогащательной фабрики, тыс.т.	Цеховая себестоимость, руб		Общезаводские и внепроизводственные расходы на 1 т руды, руб.	Полные эксплуатационные затраты на 1 т руды, руб.
	добычи 1 т. руды	обогащения 1 т руды		
25	15	10	5	30
50	11	7	4	22
100	9	5	4	18
165	8	4	3	15
330	6	3	3	12

Обобщение материалов по обогатимости флюоритовых руд байкальских месторождений привело к выявлению сравнительно четкой зависимости между содержанием фтористого кальция в руде, технологическими сортами руд и основными показателями обогащения. Установленная зависимость дала возможность вычислить рас-

ход руд с различным содержанием фтористого кальция на получение 1 т концентрата /табл.2/.

Таблица 2

Содержание фтористого кальция в руде, %	Выход концентрата, %	Содержание фтористого кальция в концентрате, %	Извлечение фтористого кальция в концентрат, %	Расход руды на получение 1 т концентрата, т
1	2	3	4	5
<u>Кварц-флюоритовые руды</u>				
30	30	92	91	3,3
35	35	93	92	2,3
40	39	94	92	2,6
45	44	95	93	2,3
50	49	96	95	2,0
55	55	96	96	1,8
60	61	96	97	1,6
65	66	96	98	1,5
<u>Карбонатно-флюоритовые руды</u>				
30	26	94	80	3,8
35	30	94	81	3,3
40	35	94	82	2,8
45	41	94	85	2,4
50	46	94	87	2,2
55	52	94	89	1,9

Используя данные таблиц 1 и 2, а также учитывая расходы на перевозку руды на обогатительную фабрику, можно легко рассчитать себестоимость концентрата при индивидуальном или групповом способах освоения месторождений. В последнем случае обогащение руды осуществляется на районной обогатительной фабрике,

иногда удаленной от рудника на значительное расстояние.

Широкое применение группового способа освоения месторождений позволит расширить круг разведываемых и осваиваемых флюоритовых месторождений. Так, технико-экономическими расчетами подтверждается целесообразность освоения мелких флюоритовых месторождений, удаленных от районной обогатительной фабрики на расстояние до 150 км.

Капиталовложения на строительство рудника и обогатительной фабрики определяется по графику удельных капитальных затрат, построенному с учетом рекомендаций института "Цветметпроект", а также фактических и проектных данных по предприятиям Забайкалья. Показатель рентабельности определяется по формуле:

$$P = \frac{Ц}{К + О} \cdot Z \cdot 100,$$

где Ц - годовая продукция в оптовых ценах, руб;

З - годовые эксплуатационные затраты, руб;

К - основные производственные фонды, руб;

О - нормируемые оборотные средства, руб.

Полученный показатель рентабельности /в процентах/ сравнивается с нормативным показателем, установленным для данной отрасли горной промышленности. При сравнительной экономической оценке нескольких месторождений в первую очередь должны разведываться и осваиваться те из них, которые наряду с низкой себестоимостью продукции имеют более высокий показатель рентабельности.

Методика экономической оценки флюоритовых месторождений, разработанная в ЗабНИИ, обеспечивает вполне достаточную точность определения технико-экономических показателей. Так, отклонение значений показателей, вычисленных по этой методике, от значений, найденных точным расчетным методом, не превышает 10-15%.

Широкое привлечение геологов к экономической оценке месторождений позволит уже на ранних стадиях разведки выявить явно непромышленные объекты и прекратить проводимые на них работы, или же усилить последние на перспективных месторождениях. Это даст возможность в короткие сроки и с минимальными затратами обеспечить горнорудную промышленность высокоэкономичным сырьем.

Д.П.Рыбаков, Ю.Д.Кофман /ЗабНИИ/

К ВОПРОСУ ОБОГАЩЕНИЯ ОКИСЛЕННЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД ЗАБАЙКАЛЬЯ

Полиметаллические месторождения Забайкалья представлены, как правило; тремя типами руд: сульфидными, смешанными и окисленными свинцово-цинковыми рудами с довольно высоким содержанием серебра и ряда других ценных компонентов.

На обогатительных фабриках перерабатываются лишь два первых типа руд. Окисленные же руды, запасы которых выявлены довольно значительные, до сего времени не перерабатываются /как труднообогатимые/, что обусловливается их сложным фазовым и минералогическим составом.

В 1966-1967 гг. в Забайкальском комплексном научно-исследовательском институте /ЗабНИИ/ проводились технологические исследования окисленных свинцово-цинковых руд Ируновского месторождения, которые имеют сложный фазовый и минералогический состав. Рудные минералы в порядке их распространения представлены гидроксидами железа, биндгеймитом, миметезитом, пироморфитом, церусситом, плюмбогрозитом, каламином, гидроцерусситом, вилемитом, соконитом и скородитом. В малых количествах встречаются галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, конихальцит и малахит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом и каолинитом.

Фазово-минералогический анализ соединений свинца и цинка показал следующее их распределение: свинец в галените - 1,8% отн., в англезите - 1,4% отн., в церуссита - 14,3% отн., 32% свинца представлено окисленными минералами сложного состава /биндгеймитом, миметезитом, пироморфитом, гидроцересситом и плюмбоярозитом/. Цинк на 98,8% представлен окисленными минералами: смитсонитом, каламином, виллемитом и соконитом.

Руда содержит выше 30% гидроокислов железа и охр, которые тесно ассоциируют с вторичными цинковыми и свинцовыми минералами.

Общее содержание свинца в руде - 7,96%, цинка - 3,36%, серебра - 276 г/т, золота - 1,2 г/т.

В результате проведенных исследований выявлена целесообразность обогащения руды флотационным методом с предварительной сульфидизацией окисленных минералов свинца сернистым натрием. В качестве собирателей при флотации окисленных минералов свинца применялись смеси бутилового ксантата с "ветлужским" маслом и олеиновой кислотой.

В процессе исследований выявлены следующие основные особенности флотационного обогащения данного типа руд:

1. При наличии в руде хотя и небольшого количества галенита, который находится в виде реликтов на вторичных свинцовых минералах, целесообразно ведение раздельной сульфидной и окисленной флотации, что позволяет повысить общее извлечение свинца на 4%.

2. Процесс сульфидизации и флотации окисленных минералов свинца протекает более эффективно при подаче в измельчение сульфата аммония в количестве до 600 г/т.

3. При флотации окисленных минералов свинца сульфгидрильными собирателями время флотации может быть сокращено в 2,5-3 раза, если процесс их сульфидизации проводить при наличии неболь-

шого количества воздуха, а процесс флотации - при повышенной аэрации пульпы.

4. Оптимальное время сульфидизации окисленных минералов свинца в исследованных рудах равно пяти минутам. Увеличение времени сульфидизации до 10 минут снижает общее извлечение свинца в 1,5 раза, а при увеличении до 20 минут - в 2 раза.

5. При наличии в руде окисленных минералов свинца сложного состава их флотация сульфгидрильным собирателем протекает удовлетворительно лишь при больших его расходах /до 5 кг/т /. Применение смеси сульфгидрильного собирателя с "ветлужским" маслом или олеиновой кислотой позволяет сократить расход ксантата в 4-5 раз при повышении извлечения свинца в черновой концентрат.

6. Регулятором среды рекомендуется кальцинированная сода, оптимальный расход которой в измельчение составляет до 1500 г/т.

7. При наличии в руде большого количества гидроокислов железа и охр целесообразна подача в измельчение жидкого стекла в количестве до 1000 г/т.

8. Цинк флотационным методом не извлекается, что обуславливается его тесной ассоциацией с гидроокислами железа.

В результате проведенных исследований разработана принципиальная флотационная схема обогащения руды, включающая в себя следующие операции: измельчение до 82% класса минус 0,071 мм, основная флотация легкофлотируемых свинцовых минералов, основная флотация труднофлотируемых свинцовых минералов и две перечистки объединенного чернового концентрата. Реагенты в измельчение: сода - 1500 г/т, жидкое стекло - 1000 г/т, сульфат аммония - 600 г/т. В первую основную флотацию - сернистый натрий - 150 г/т, бутиловый ксантат - 100 г/т, крезол - 40 г/т. Во вторую основную флотацию - сернистый натрий - 2 кг/т, ксантат - 800 г/т, серная кислота - 1 кг/т pH = 6,8; "ветлужское" масло или олеиновая кислота - 50 г/т. Перечистка черновых свинцовых кон-

центратов осуществлялась с жидким стеклом при расходе 300 г/т в каждую операцию. Во вторую перечистку добавлялся бутиловый ксантат - 40 г/т.

По разработанной схеме обогащения получен свинцовый концентрат марки КС-2 с высоким содержанием серебра. Извлечение свинца в товарный концентрат составило 67,6-72%.

Исследованиями установлена возможность переработки руд Ируновского месторождения на Кадаинской обогатительной фабрике.

А.С.Бессонова /Иркутский филиал,
ВАМИ/

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЮМИНИЙСОДЕРЖАЩИХ РУД БУРЯТСКОЙ АССР, КАК СЫРЬЯ ДЛЯ ГЛИНОЗЕМНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В Бурятской АССР разведаны и получили предварительную технологическую оценку несколько месторождений щелочных алюмосиликатов, силиманитсодержащих сланцев, а также Боксонское месторождение высокожелезистых и высокремнистых бокситов.

Боксонское месторождение бокситов представляет значительный интерес как очень крупная и перспективная минерально-сырьевая база алюминиевой промышленности Восточной Сибири.

Итоги технологических испытаний как лабораторных, так и полужаводских свидетельствуют о том, что бокситы этого месторождения могут быть использованы в качестве исходного сырья для получения глинозема методом содово-известнякового спекания.

Перспективным для руд Боксонского месторождения, отличающихся повышенным содержанием окиси железа и кремнезема, может явиться процесс рудно-восстановительной плавки с одно-

временным получением муллито-корундовых шлаков и ферросилиция.

Целесообразность практического использования боксонских бокситов может быть определена лишь в результате всестороннего учета экономических условий разработки месторождения, т.е. подробного технико-экономического анализа освоения района в целом.

Кяхтинское и Китойское месторождения силлиманитсодержащих сланцев из известных в Восточной Сибири и Забайкалье месторождений безводных алюмосиликатных пород наиболее хорошо изучены как в геологическом, так и технологическом отношении.

Сланцы этих месторождений имеют весьма близкий минералогический состав. Окись алюминия в них распределена между силлиманитом, андалузитом, слюдами, полевыми шпатами и глинистыми минералами.

Примеси железа и кремнезема являются, как правило, "связанными" и не могут быть выделены путем механического обогащения, поэтому получение кондиционного сырья для электротермии требует весьма сложной и дорогой схемы обогащения.

Плавка и спекание на саморассыпающиеся алюмокальциевые шлаки /спеки/ определенным образом решает вопрос использования в глиноземной промышленности Китойских и Кяхтинских концентратов некондиционных для прямого получения алюминия.

Извлечение окиси алюминия из спеков составляет 94,5-96,9%, из шлаков - 90,0-95,8%.

Бурятская АССР располагает значительными запасами щелочных алюмосиликатных пород, из которых наиболее хорошо изучены: ботогольские /Восточный Саян/, боргойские и боцинские /Джидинский район/, сайжинские и нижнебурульзайские /Витимское плоскогорье/.

Основное отличие химического состава щелочных алюмосиликатных пород БурАССР от аналогичных пород, используемых в глиноземной промышленности - повышенное содержание в них кремнезема, соединений железа и пониженное - окиси алюминия и щелочей.

Близость физико-химических свойств основных минералов и тесное их взаимное прораствание делают невозможным выделение нефелина обычными методами обогащения.

Исследование технологических свойств нефелинсодержащих пород БурАССР велось как в направлении изучения схем непосредственной их переработки на глинозем и щелочи, так и изыскания путей снижения содержания в них окиси кремния и соединений железа.

Для переработки щелочных алюмосиликатных пород БурАССР с повышенным содержанием кремнезема и железа рекомендована схема, предусматривающая химическое обогащение с последующим спеканием концентрата химического обогащения с известняком в присутствии восстановителя.

Необходимо проведение работ по изысканию принципиально новой технологии для получения глинозема из такого высококремнистого сырья, каким являются руды всех известных месторождений БурАССР.

М.С. Моисеев, В.Н. Громов /БГУ/

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК В
УСЛОВИЯХ РАЗВЕДКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ПУТИ УВЕЛИЧЕНИЯ СКОРОСТИ ПРОХОДКИ

Окинская экспедиция проводит значительную часть объема

подземных горных работ Бурятского геологоуправления. Выполняемые объемы подземных горных работ по годам представлены в табл.1.

Таблица 1.

Годы	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967
Объем пог.м	1020	1235	1159	1338	2092	1900	2150

Производительность на одного проходчика в смену за четыре последних года составила:.

1964	1965	1966	1967 /за 8 месяцев/
0,345	0,378	0,385	0,393

По сравнению с 1964 годом производительность возросла на 13,9%. Такое увеличение производительности достигнуто с внедрением механизации на буровых и погрузочных операциях.

Среднемесячная скорость проходки возросла с 40-45 метров до 53,7 метра в 1966 г. В отдельные месяцы 1967 года на бригаду проходка составляла 63, 66, 80, 84 и 108 м.

Проходка горных выработок осуществляется комплексными горнопроходческими бригадами, которые помимо основных работ проходческого цикла выполняют и вспомогательные операции /заточка коронок, наращивание става труб для сжатого воздуха и вентиляции, слесарные работы/.

Анализ результатов проведения горных выработок тяжелого типа в условиях разведки золоторудных месторождений позволяет сделать следующие выводы:

1. Производство горных работ необходимо начинать только после завершения строительства всего комплекса поверхностных сооружений.

За прошедшее 10-летие произведена замена станочного бурового парка. Так, например, в 1959-60 гг. станками новой конструкции бурилось лишь 70%, а в настоящее время объемы выполняются полностью станками новой конструкции. В данный период времени в условиях управления испытываются высокооборотистые станки СБА-50°. Полностью механизирован труд буровиков при спускоподъемных операциях на приводах станков от электроэнергии. Внедрены в производство механизмы по свинчиванию и развинчиванию штанг П0-47; П0-49 и РТ-1200.

Значительно возросли объемы алмазного бурения. Их выполнение представлено в таблице:

года	1958	59	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967
объемы	-	-	1190	3000	3690	8670	10270	11615	17430	18000
уд.вес	-	-	1,4%	4,1%	4,6%	10,04%	11,1%	12,7%	16,3%	16,7%

Для увеличения % выхода керна в условиях управления разработана двойная колонковая труба Туманова В.П., испытано приспособление по призабойному смещению промывочной жидкости и внедряется эжекторный снаряд. В Озерной экспедиции испытывается бурение гидроударными машинами, но имеются определенные трудности по выходу керна. Намечены мероприятия по замене ручного бурения механизированным.

Осуществление разработанных мероприятий позволило добиться роста повышения производительности на ст./месяц по важнейшим объектам. Рост производительности приведен в таблице:

года	1962	1963	1964	1965	1966	1967
Полиметаллы	113	142	164	184	198	198
Алюминий	136	163	197	-	211	236
Вольфрам	146	161	198	194	190	152

Уголь	437	483	407	425	450	500
Асбест	118	153	201	202	218	102
Гидрогеология	168	177	240	213	208	210

В.Б.Убодоев, Г.Е.Викулов / БГУ/

ТЕРМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АСБЕСТОВЫХ ПРОБ МОЛОДЕЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Термические исследования проб хризотил-асбеста не имеют должного отражения в геологической литературе, в данном сообщении подробно освещаются результаты термического изучения асбестовых руд Молодежного месторождения. В процессе работы были рассмотрены следующие вопросы:

1. Рациональная схема обработки проб для термического анализа.
2. Методика количественного определения вредных примесей брусита и немалита с помощью термического анализа.
3. Качественное термическое определение сопутствующих асбестовые руды минералов: магнезита, кальцита, лизардита, гидромагнезита, гидроталькита, артинита, α -кералита, териаурита и тетита.
4. Сравнение результатов внутреннего и арбитражного контрольных анализов.

Количественное определение брусита и немалита с помощью термовесового анализа является единственно возможным и эффективным видом анализа, если не считать количественного определения этих минералов в НИИАСБЕСТЕ объемным методом с помощью бюретки Берга.

Количественное определение этих минералов с помощью термита впервые проводилось в термической лаборатории ВСЕГЕИ при изучении хризотил-асбестового месторождения Ешкеульмесс-Казахской АССР.

В настоящем сообщении подробно излагаются методики количественного определения брусита немалита и схема обработки /подготовки/ асбестовых проб при исследовании руд Молодежного месторождения.

Сопутствующие минералы асбестовой руды Молодежного месторождения изучены впервые, и его исследование осуществлено термическим анализом в Центральной лаборатории БГУ.

Результаты термоанализа подтверждены рентгено-структурным и петрографо-минералогическим анализами.

Разработанные методы показывают большую возможность термического анализа в изучении вещественного состава асбестовых руд, так как этот метод является эффективным, наглядным, доступным, простым, быстрым и экономически выгодным исследованием и в некоторых случаях единственно возможным методом.

Н.Г.Красякова, М.В.Тильчакова/БГУ/

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИЗКИХ СОДЕРЖАНИЙ СВИНЦА В РУДАХ ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Упрощенные полярографические методы определения свинца, широко применяемые для свинцово-цинковых руд, как быстрые и высокопроизводительные, имеют ограниченное применение для содержаний свинца ниже 0,1%. Для определения низких содержаний свинца требуется тщательная очистка свинца от мешающих элементов, таких как цинк, медь, железо, кадмий, барий и др. Отделить свинец от мешающих элементов

возможно с помощью ионообменных смол.

Для выявления избирательной сорбции свинца, меди, железа, цинка, кадмия, бария и других металлов, сопутствующих свинцу в рудах, изучена сорбируемость этих элементов в растворах соляной кислоты различной концентрации.

В качестве сорбентов использовались аниониты, отличающиеся способом приготовления и характером функциональной группы следующих марок: АВ-17, АВ-18, АВ-27, АН-2Ф, АН-25, АН-18, АН-31. Избирательность сорбции оценивалась по величинам коэффициентов распределения, получаемых в динамических условиях и рассчитанных по формуле:

$$D = \frac{V_{max}}{V} - \xi, \quad \text{где}$$

D_v - объемный коэффициент распределения,

V_{max} - объем, полученный из выходной кривой, соответствующий максимальной концентрации элементов;

V - объем смолы; ξ - доля свободного объема колонки.

Максимальные величины коэффициентов распределения для свинца получены на низкоосновных анионитах АН-ГФ, АН-31.

На основе полученных данных разработаны упрощенный метод отделения свинца, включающий предварительную сорбцию свинца от мешающих элементов на анионите АН-2Ф из 1,5 раствора соляной кислоты.

Для окончательного определения свинца применяется микротитрование свинца или полярография. Метод применяется в анализе свинцово-цинковых руд Озерного месторождения.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие	3

РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОСВОЕНИЕ НЕДР БУРЯТИИ

Ц.О.Очиров /Бурятский филиал СО АН СССР/ - Очерк геологических исследований в Бурятии	6
В.П.Плотников, Т.Н.Ивойлова /БГУ/- 50 лет планомерного освоения минеральных ресурсов Бурятии	12
В.М.Скобло, М.М.Язымир /БГУ/ -Биостра- тиграфические исследования в БГУ	18

СТРАТИГРАФИЯ

Н.И.Фомин, В.С.Аносов, П.В.Дубин / ИГУ / - Стратиграфия раннего докембрия Саяно-Бай- кальского складчатого обрамления Сибирской платфор- мы	26
Г.М.Яценко, А.И.Росихина /Львовский университет/ - О возрасте докембрийских комплексов южной части Восточного Прибайкалья	27
Е.Л.Емельянов, В.В.Перфильев /ИГУ/- Новые данные о геологическом строении северной части Окинского синклинория /Восточный Саян/	31
М.М.Язымир, Э.П.Перинова, В.И.Алек- сеев /БГУ/ - Стратиграфия и формации раннего палео- зоя Удино-Витимской зоны и ее дальнейшее подразде- ление	33

М.М.Я з м и р /БГУ/ - Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии	38
А.А.К р у п с к и й, В.Ф.Р у к а в е ц /БГУ/ - Нижнепалеозойские формации Курбино-Еравнинского рудного района	43
Д.Ц.Ц ы р е н о в /БГУ/ - Стратиграфия кембрийских отложений Северо-Байкальского нагорья	47
И.К.Я з м и р /БГУ/ - Ископаемые водоросли верхнего протерозоя и мезозоя Бурятии и их значение для стратиграфии и палеогеографии	49
В.М.С к о б л о /БГУ/ - Верхнемезозойские биостратиграфические горизонты Западного Забайкалья и их значение	52
Н.А.Л я м и н а, В.М.С к о б л о /БГУ/ - О структурно-фациальной зональности на территории Западного Забайкалья в ранне-меловую эпоху	55
Э.Б.Р я б е й, Л.Н.Г у т о в а /ИГУ/ - К вопросу о распределении растительности на территории юго-восточной части Тунгусского бассейна в верхнем палеозое	59
В.Н.М а з и л о в /ИЗК СО АН СССР/ - Минералогия третичных отложений восточной части Тункинской впадины	63

М А Г М А Т И З М

Д.Ж.Ж а л с а б о н, Н.А.Л я м и н а, Э.А.М а к с и м о в а, В.В.С к р и п к и н а, Э.П.П е р и н о в а, М.М.Я з м и р, И.Я.К у з ь м и н /БГУ/ - Магматические формации Западного Забайкалья	68

- В.Н.Гурьянова, А.Л.Додин /ВСЕГЕИ/ -
Интрузивные комплексы Хамар-Дабана, Джиды и Запад-
ного Забайкалья 74
- Д.Ж.Жалсабон, В.В.Скрипкина,
Э.А.Максимова /БГУ/ - Мезозойские интрузив-
ные формации юга Бурятии /Западное Забайкалье/..... 79
- Н.А.Виславных /ИЗК СО АН СССР/ - Некото-
рые особенности размещения герцинских гранитоидов
центральной и западной части хребта Хамар-Дабана..... 82
- В.С.Шкодзинский /ДВФ СО АН СССР/ -
К проблеме происхождения гранитов 84
- И.В.Гордиенко /ИЗК СО АН СССР/ - Особен-
ности послекембрийского магматизма в Иркутно-Окинской
структурно-формационной зоне Восточного Саяна 89
- Р.М.Файзулин, Г.А.Питаева /ЗабНИИ,
комбинат "Балейзолото"/ - Петрохимические особенности
ундинских гранитоидов Балейского рудного поля в связи
с их золотоносностью 92
- В.М.Яновский /ЧГУ/ - Об особенностях прояв-
лений раннемезозойского магматизма в междуречье Мены
и Дербуля /Центральное Забайкалье/ 95
- А.И.Киселев /ИЗК СО АН СССР/ - Положение тра-
хибазальтового вулканизма в структуре складчатого об-
рамления юга Сибирской платформы 98
- М.Е.Медведев, А.И.Киселев /ИЗК СО АН
СССР/ - Кайнозойский вулканизм хребта Хамар-Дабан
/ Юго-Западное Прибайкалье/ 101

- М.М.Пухнаревич /ИЗК СО АН СССР/ - Эволюция послемагматического процесса, обусловленного деятельностью трапповой магмы 104
- Л.П.Хрянина /ЦНИГРИ/ - Об особенностях развития эффузивного магматизма в верхней части одындинской свиты на юге Витимского плоскогорья 107
- К.Ф.Каширин /Институт геохимии СО АН СССР/- К петрохимической и геохимической характеристике нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья 110
- О.Н.Корнаков /Институт геохимии СО АН СССР/- Геохимия гипербазитов Идарского комплекса и сопоставление его с Ильчирским /Восточный Саян/ 111
- А.Н.Сутурин /Институт геохимии СО АН СССР/- Особенности геохимии и петрологии Улан-Сарьдагского гипербазитового массива 112
- Л.П.Хрянина /ЦНИГРИ/ - О нижнекембрийских интрузиях автомагматических брекчий в Северной Бурятии 114
- В.А.Ананин /БГУ/ - Некоторые особенности верхнепротерозойского магматизма в Гарганской глыбе... 116
- Ю.П.Гусев /БГУ/ - Псевдотахилиты Восточного Прибайкалья и их петрографические особенности 117
- Г.В.Андреев /Бурятский филиал СО АН СССР/ - Закономерности распространения массивов нефелиновых сиенитов в Западном Забайкалье 118

ТЕКТОНИКА

В.П.Арсентьев /БГУ/ - Некоторые вопросы
тектоники Саяно-Байкальского складчатого пояса 120

Ц.О.Очилов /Бурятский филиал СО АН СССР/ -
О роли складчатых и разрывных дислокаций в развитии
земной коры /на примере Забайкалья/ 124

А.Л.Додин, В.К.Маньковский /ВСЕГЕИ/-
Структурные взаимоотношения Сибирской платформы с бай-
кальскими и каледонскими подвижными поясами 127

И.В.Лучицкий, П.М.Бондаренко
/ ИГиГ СО АН СССР/ - О закономерностях размещения
вулканических полей Бурятии в связи со структурой бай-
кальского свода 129

Ю.В.Комаров /ИЗК СО АН СССР/ - Волновая
миграция мезозойских тектоно-магматических процессов
в Западном Забайкалье 132

Ц.Ц.Цырендоржиев /Бурятский филиал
СО АН СССР/ - Тектоника и глубинное строение земной
коры Западного Забайкалья по геофизическим данным 136

В.А.Варламов / ЗабНИИ/ - Схема тектоничес-
кого развития Прибайкалья, Забайкалья и пограничных
районов МНР в палеозое 138

Ю.П.Бутов /БГУ/ - К вопросу об особенностях
байкальского и каледонского тектонических этапов раз-
вития Саяно-Байкальского нагорья / в пределах Бурят-
ской АССР/ 144

- В.С.Д о р ж и е в /Бурятский филиал СО АН СССР/ -
О типах верхнемезозойских впадин Западного Забай-
калья 149
- С.И.Ш е р м а н /ИЗК СО АН СССР/ - Генетические
типы разрывов Западного Прибайкалья и острова Ольхон
и некоторые тектонофизические условия их образования... 154
- А.Н.Б у л г а т о в /БГУ/ - Геологическое строение
и развитие Северо-Восточного Забайкалья /Баунтовский
район Бурятской АССР/ 158
- О.В.П а в л о в, М.Г.Д е м ь я н о в и ч /ИЗК СО
АН СССР/ - Сейсмогеология и сейсмическое районирование
Прибайгузья 163
- В.С.Х р о м о в с к и х /ИЗК СО АН СССР/ - Сейсмо-
тектоника и сейсмическое районирование ближнего Забай-
калья / Усть-Селенгинская и Боргойско-Гусино-Ивол-
гинская системы впадин / 169
- С.С.К р а с и н е ц / ЗабНИИ/ - К вопросу об эта-
пах конседиментационного развития и геотектоническом
положении Балецкого грабена /Восточное Забайкалье/.. 174
- А.С.Ф л а с с - Модификация унаследованных
структур складчатыми движениями /Северо-Байкальское
нагорье / 179
- Д.В.Л о п а т и н, В.А.Б е л о в а /ИЗК СО АН
СССР/ - К тектонике и стратиграфии кайнозойских
отложений Чарской впадины 183

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ
РАЗМЕЩЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ

- А.Д.Щеглов /ВСЕГЕИ/ - Геологические перспективы развития, минерально-сырьевой базы Западного Забайкалья на ближайшие годы 188
- В.А.Дворкин - Самарский /Бурятский филиал СО АН СССР/ - Формации, фации и металлогения метаморфических комплексов 192
- И.Я.Кузьмин /БГУ/ - Региональная зональность редкометального оруденения северной части Витимского плоскогорья 197
- В.И.Гальченко /БГУ/, А.И.Гинзбург, Н.П.Заболотная, М.И.Новикова /ВИМС/ - Некоторые генетические особенности одного из флюорит-фенакит берtrandитовых месторождений Забайкалья 205
- А.В.Коплус, Ф.Я.Корытов /ВИМС/ - Некоторые общие минералого-геохимические особенности месторождений флюорита Западного Забайкалья и Горного Алтая 209
- А.С.Назарова /ВИМС/ - Особенности метасоматоза в одном из флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождений Забайкалья 213
- Г.М.Мейтув, В.В.Иванов, Т.А.Иванова /ВИМС/ - О поисках бериллия в районах проявления сульфидных руд 215
- Т.А.Иванова, Г.М.Мейтув, Н.П.Смирнова /ВИМС/ - Особенности минерального состава редкометальных метасоматитов 220

- А.Д.Смирнов, Е.Н.Алтухов, В.В.Бул-
гаков /ИМГРЭ/ - Основные факторы редкометальной
металлогенической специализации рифейд юго-западно-
го обрамления Сибирской платформы 225
- Л.С.Волков /БГУ/ - Основные черты структу-
ры и металлогении Окино-Китойского рудного района
/Восточный Саян/ 229
- В.В.Левцкий /БГУ/ - О связи золотого ору-
денения Саяно-Байкальской области с поперечными раз-
ломами 232
- Н.К.Молотков /ИГУ/ - К вопросу эволюции
золотоносных россыпей Бирюсино-Удинского золотонос-
ного района /В.Саян/ в связи с развитием рельефа..... 237
- М.Ф.Шелковников /БГУ/ - Граничные усло-
вия и россыпная золотоносность северо-запада Витим-
ского плоскогорья 239
- В.А.Буряк /ИЗК СО АН СССР/, Н.Н.Попов
/ИГУ/ - Золотое оруденение Ленской золотоносной про-
винции 241
- В.А.Буряк /ИЗК СО АН СССР/ - О возрастном
взаимоотношении Бодайбинского /Ленский золотоносный
район/ и Каралонского /Средне-Витимская горная
страна/ типов золотого оруденения 245
- В.С.Зорина, Л.С.Шер /ЦНИГРИ/ - К вопросу
о связи золотоносных россыпей с источниками питания
на примере Дарасуно-Кручининского района 249
- Г.П.Шилина /ЦНИГРИ/ - О возможной связи
золотого оруденения Восточного Забайкалья с основны-
ми породами 253

В.И.И г н а т о в и ч /БГУ/ - Геологические особенности и перспективы поисков штокверкового молибденового оруденения в Бурятии 257

Е.Е.Б а т у р и н а /БГУ/ - О роли структурных факторов в размещении мезозойского флюоритового и редкометального оруденения в Джидинском рудном районе 261

М.М.П о в и л а й т и с /ИМГРЭ/ - Критерии пульсации рудоносных растворов при формировании Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения /в Западном Забайкалье /и некоторые особенности его минерализации 265

Я.А.К о с а л с /ИГиГ СО АН СССР/ - Условия образования редкометального оруденения в процессе становления многофазных гранитных массивов 267

Д.О.О н т о е в /ИГЕМ/ - О вертикальной зональности в некоторых редкометальных месторождениях Забайкалья 269

М.М.П о в и л а й т и с /ИМГРЭ/ - Особенности месторождений вольфрама, обусловленные геотектонической предисторией районов их развития 273

В.В.К у ш е в /ДВТУ/ - Металлогения и скрытое на глубине оруденение в Комсомольском олово-рудном районе 275

Л.С.П у з а н о в, Ф.Я.К о р ы т о в, Н.М.И в ч е н к о /ВИМС, БГУ/ - О перспективах флюоритонности Западного Забайкалья в связи с особенностями закономерностей размещения оруденения 277

Ф.Я.К о р ы т о в, Л.С.П у з а н о в /ВИМС/- Структурно-морфологические типы, флюоритовых место- рождений Западного Забайкалья	279
К.И.А л е к с а н д р о в /ЗАБНИИ/ - О связи рудной минерализации с субвулканическими породами...	282
А.Е.Л и с и ц ы н, С.В.М а л и н к о /ВИМС / - К вопросу генезиса боратов в апомагнезиальных из- вестковых скарпах	285
В.В.Б а л х а н о в /БГУ/, Л.Ф.Н а р к е л ь н, А.М.С т р е л о в, А.И.Т р у б а ч е в /ЗабНИИ/ - Медистые песчаники и алевролиты в бассейне среднего течения р.Витима	291
К.И.А л е к с а н д р о в /ЗабНИИ/ - Внутреннее строение и генетические типы оруденения Чинейского габбро-норитового массива	298
А.Д.Д а р и ж а п о в /БГУ/ - О ртутном оруде- нении в Берхне-Ангарском хребте	303
В.М.К а н д е р, Г.М.Г у н д о б и н /ИГУ/ - К вопросу о связи ртутного оруденения в Присянье с магматизмом	306
С.А.Г у р у л ь в, К.С.С а м б у е в /Бурятский филиал СО АН СССР/ - О взаимоотношении ультраоснов- ных и основных пород и сульфидном медно-никелевом оруденении Чайского габбро-перидотитового массива...	310
О.М.Г л а з у н о в /Институт геохимии СО АН СССР/ - Состав и генезис хромитов Ильчирского гипер- базитового пояса	312

А.Д.Г л а з у н о в /Институт геохимии СО АН СССР/ - Химический состав оливинов Оспинского массива	314
К.Г.Б а ш т а /БГУ/ - Геолого-генетические особенности Молодежного месторождения хризотил-асбеста	315
Ф.Л.С м и р н о в /ГИГСХ/ - "Сырьевая база апатитовых руд Сибири и перспективы ее развития".....	321
П.В.О с о к и н /БГУ/ - Фосфоритонность кембрийских отложений. Прихубсугульского прогиба	326
А.Н.Новикова /БГУ/ - К минералогии серпентинитов Молодежного месторождения хризотил-асбеста	329

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Д.В.Т р у н ё в /БГУ/ - Инженерно-геологические условия г.Улан-Удэ и его окрестностей	332
С.И.О с о д о е в /Вост.Сиб.ТИСИЗ/ - Некоторые вопросы инженерно-геологического изучения территории г.Улан-Удэ	341

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

А.Г.З о л о т о р ё в /Иркутский университет/ - Морфологические особенности и основные этапы развития новейшей структуры Байкало-Патомского нагорья	345
И.В.А н т о щ е н к о - О л е н е в /БГУ/ - Достоверность датировок поверхностей выравнивания...	349
А.А.К у л ь ч и ц к и й /ИЗК СО АН СССР/ - О возрасте максимального оледенения гор Северо-Западного Прибайкалья и стратиграфии кайнозойских отложений...	351

В.А.В о й л о ш н и к о в /Институт географии СО АН СССР/ - Некоторые особенности рельефа Приан- гарья и вопросы их отражения на геоморфологической карте	353

МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ, ПОИСКОВ И
РАЗВЕДКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В.Н.Т а р а с о в /БГУ/ - Некоторые организацион- но-методические особенности крупно-масштабных геолого- съёмочных работ БГУ	356

Э.Ф.Ж б а н о в, А.С.П а к /БГУ/ - К вопросу о геохимических исследованиях в Бурятском геологичес- ком управлении	360

А.Л.Ш п и л ь к о в /БГУ/ - Геологическая эффек- тивность аэрогеофизических работ на территории Бурят- ской АССР	363

Н.Е.М а т ю х и н /БГУ/ - Эффективность геофизи- ческих исследований в Курбино-Еравнинском рудном райо- не	365

А.С.Ф и л ь к о, Р.С.Т а р а с о в а /БГУ/ - Геологическое строение и методика разведки Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения	371

М.С о л о д я н к и н /БГУ/ - Рациональная мето- дика поисков и разведки флюоритовых месторождений на юге Бурятии	375

Т.Т.Т а й с а е в /БГУ/ - Ландшафтно-геохимичес- кие особенности таёжно-мерзлотных ландшафтов юго- западной части Витимского плоскогорья.....	383

В.Ф.Белоголовов, Г.С.Рипп /БГУ/ -
Некоторые данные по распределению элементов в первич-
ных ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллических
месторождений Западного Забайкалья 386

Г.С.Рипп, В.Ф.Белоголовов /БГУ/ -
Первичные ореолы рассеяния некоторых типов эндогенных
месторождений Западного Забайкалья 392

В.А.Загоскин, В.М.Кандер, Е.И.За-
госкина, И.А.Шиманский, Б.Н.Юдин,
А.А.Мясников /ИГУ/ - К методике геохимических
поисков руды в горных районах складчатого обрамле-
ния Иркутского амфитеатра..... 396

К.И.Жбанова, Э.Ф.Жбанов, В.И.Лыко-
ва, М.В.Солодянкин /БГУ/ - Опыт применения
геоботанических исследований в целях геологического
картирования 401

Н.К.Молотков, П.И.Шамес /ИГУ/ - Геомор-
фологические критерии поисков окисленных руд марганца
в Присянье 405

Г.Ф.Уфимцев /ЧГУ/ - Применение картографи-
ческого анализа при геологических исследованиях в
Забайкалье 407

П.Н.Селезнев, В.Б.Кушев /ДВТУ/ -
О методике поисков и разведки месторождений в Ком-
сомольском рудном районе 410

Н.П.Орехов, В.П.Мещеров /БГУ/ -
Некоторые особенности применения метода радиокип
в условиях Северного Прибайкалья 412

В.С.Харламов, Н.П.Орехов /БГУ/ -
Опыт применения метода индукции в условиях Северного
Прибайкалья 117

В.Н.Мещеров, В.С.Харламова /БГУ/-
Сравнение эффективности различных установок метода
вызванной поляризации при поисках сульфидно-никелевых
руд в Северном Прибайкалье 422

В.А.Гордеева /ВИМС/ - Геофизическая оцен-
ка структурных позиций и вертикальной мощности рудных
тел Аришинского месторождения 428

ЭКОНОМИКА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ.
ТЕХНОЛОГИЯ ПЕРЕРАБОТКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ.
ТЕХНИКА РАЗВЕДКИ

Ф.И.Ковальский /БГУ/, К.А.Сергеева
/НИИЭС Госстроя СССР/ - Экономическая эффективность
комплексного использования вулканических пород Мухор-
Таллинского месторождения перлитов 433

В.Н.Межов /ЗабНИИ Мин.геологии СССР/ - Гео-
лого-экономическая оценка флюоритовых месторождений
Забайкалья 435

Д.Д.Рыбаков, Ю.Д.Кофман /ЗабНИИ/ -
К вопросу обогащения окисленных полиметаллических
руд Забайкалья 440

А.Б.Бессонова /Иркутский филиал ВАМИ/ -
Технологические особенности алюминийсодержащих руд
Бурятской АССР, как сырья для глиноземной промыш-
ленности 443

М.Б.Моисеев, В.Н.Громов /БГУ/ -
Опыт проведения подземных горных выработок в усло-
виях разведки золоторудных месторождений и пути
увеличения скорости проходки 445

Ю.С.Беломестных, Л.А.Тюменцев
/ БГУ/ - Буровые работы в Бурятском геологическом
управлении 447

В.Г.Убодоев, Г.Е.Викторов /БГУ/ -
Техническое изучение асбестовых проб Молодежного
месторождения хризотил-асбеста 449

Н.Г.Красюкова, М.В.Фильчикова
/БГУ/ - Определение низких содержаний свинца в ру-
дах Озерного месторождения 450

Ответственный
за выпуск
Арсентьев В. П.

Формат бум. 60×90¹/₁₆, объем 29,25 Н-01601. Зак. 1884. тир. 450

Типография Управления по печати при Совете Министров
БурАССР.

Цена 2 руб.