

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2013

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машиковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин*

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, А.И.Жамойда,
М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

К 40-ЛЕТИЮ ОБРАЗОВАНИЯ ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

Гордиенко И.В., Анциферова Т.Н.
Геологическому институту СО РАН — 40 лет

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсов Д.А.
Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области
Татьяков Г.И., Тубанов Ц.А., Базарова А.Д., Толочко В.В., Ковалевский В.В., Брагинская Л.П., Григорюк А.П.

Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий
Жатнуев Н.С., Васильев В.И., Санжиев Г.Д.
Восходящая миграция флюидов в мантии, концептуальная, расчетная и аналоговая модели

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

Исаев В.П., Татьяна Г.И., Бадерин А.М.
Оценка прогнозных ресурсов нефти и газа в межгорных впадинах Бурятии

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С.
Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области
Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л.
Осадочные толщи Гусиноозерско-Удинской ветви межгорных впадин Западного Забайкалья в неоплейстоцене (литология, генезис и палеогеография)

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б., Цыренов Б.Ц.
Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье) 55
- Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Рипп Г.С.
Пегматиты Ошурковского апатитоносного плутона 65
- Дамдинов Б.Б., Мурзин В.В., Жмодик С.М., Мионов А.Г., Дамдинова Л.Б.
Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна 74
- Орсов Д.А., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.
О природе платиновой минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) 85
- Ходырева Е.В., Патрахина А.В., Канакин С.В., Рипп Г.С.
Минеральный состав и генетические особенности апатит-магнетитовых руд месторождения Северный Гурвунур (Западное Забайкалье) 91
- Жалсараев Б.Ж.
Оценка возможностей рентгеновских спектрометров поляризованными пучками 99

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Смирнова О.К., Плюснин А.М., Хажеева З.И.
Современное минералообразование в местах складирования отходов горнорудной промышленности . . . 104
- Дорошкевич С.Г., Смирнова О.К., Плюснин А.М.
Оценка фонового состояния территории молибденового месторождения Жарчиха в связи с его предстоящей отработкой 112
- Астахов Н.Е., Плюснин А.М., Гунин В.И.
Методика поиска радоновых вод (на примере участка Котокель) 118
- 75-летие И.Ф.Мигачева 122
- Памяти Г.И.Татьякова 124

Редакция: Т.М.Панеско, К.С.Щербакова
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 04.06.2013. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129, кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

К 40-летию образования федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института Сибирского отделения РАН

Геологическому институту СО РАН — 40 лет

В апреле 2013 г. исполнилось 40 лет со дня основания Геологического института Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН). Институт был создан Постановлением Президиума СО АН СССР от 17 апреля 1973 г. № 192 в соответствии с решением Государственного Комитета Совета Министров СССР по науке и технике и Президиума АН СССР на базе крупного Отдела геологии, существовавшего в Бурятском филиале СО АН СССР с 1958 г. Большая работа по комплектации Отдела квалифицированными кадрами и созданию лабораторной базы была выполнена бывшим заведующим Отделом Ц.О.Очировым. В состав Отдела входили научные лаборатории: тектоники (заведующий канд. геол.-минер. наук Ц.О.Очиров), рудогенеза (канд. геол.-минер. наук С.А.Гурулев), геохимии (канд. геол.-минер. наук В.А.Дворкин-Самарский), петрографии (канд. геол.-минер. наук Г.В.Андреев), геоморфологии и четвертичной геологии (канд. геол.-минер. наук Д.-Д.Б.Базаров). Общее число сотрудников Отдела составляло 45 человек, среди них 16 кандидатов геолого-минералогических наук. В качестве вспомогательных подразделений имелись химическая, спектральная лаборатории (заведующая канд. геол.-минер. наук Ю.Н.Каперская) и геологический музей (канд. геол.-минер. наук Г.И.Туговик).

Следует отметить, что Постановление о создании института было принято после длительной и настойчивой работы, проведенной председателем Президиума Бурятского филиала СО АН СССР профессором В.Р.Филипповым и заведующим отделом д-ром геол.-минер. наук Г.В.Андреевым, поддержанной Обкомом и Советом Министров Бурятской АССР.

На начальном этапе инициатива создания института была активно поддержана известным Сибирским ученым членом-корреспондентом АН СССР, заслуженным деятелем науки и техники Бурятской АССР Н.А.Флоренсовым, который первым написал в Президиум АН СССР письмо-обоснование об открытии в Бурятии академического геологического института. В Москве значительная поддержка была оказана академиком-секретарем Отделения наук о Земле В.И.Смирновым и вице-президентом академиком А.П.Виноградовым. Необходимость создания академического института геологического профиля в Забайкалье была вызвана прежде всего уникальностью геологического строения региона — «древнего темени Азии», который характеризуется широким развитием магматических, особенно гранитоидных пород,

большим разнообразием вулканогенных и метаморфических формаций, месторождений полезных ископаемых и, главное, наличием внутриконтинентальной рифтовой зоны, в пределах которой располагается одно из величайших озер — Байкал, участок Мирового наследия. Это во многом определило основные научные направления, утвержденные указанным ранее Постановлением, — изучение геологическими, геофизическими и геохимическими методами строения, истории развития и вещественного состава земной коры, изучение условий формирования и закономерностей размещения месторождений важнейших видов минерального сырья в пределах Прибайкалья, Забайкалья и Витимо-Патомского нагорья (в основном территории Бурятской АССР и Читинской области).

Курировать институт было поручено вице-президенту АН СССР, директору Института геологии и геофизики СО АН СССР академику А.А.Трофимуку. Директором-организатором института был назначен д-р геол.-минер. наук В.В.Золотухин. Однако первым директором института был избран д-р геол.-минер. наук Федор Петрович Кренделев (впоследствии член-корреспондент РАН). Вместе с ним приехали молодые сотрудники из Новосибирского академгородка. Этот незаурядный человек и крупный ученый много сделал для того, чтобы Геологический институт сформировался как научно-исследовательская организация и занял свою достойную нишу среди других институтов Сибирского отделения. Под его руководством была создана лаборатория ядерно-геохимических методов, значительно укреплена аналитическая база. В этот период институт был оснащен многими уникальными приборами и оборудованием, что вызвало приток инженерно-технических кадров — физиков и химиков.

С 1980 г. начинается новый, наиболее плодотворный период в жизни Геологического института. Директором был назначен ученый с мировым именем — профессор Николай Леонтьевич Добрецов. С его приходом уровень проводимых институтом научных исследований резко возрос. Это было время широкого внедрения идей тектоники литосферных плит и геодинамики, фундаментальных работ по палеогеодинамическим реконструкциям Забайкалья и Восточного Саяна, изучению офиолитовых ассоциаций, выделению океанической коры. Развивались гидрогеологическое и радиогеохимическое направления, метод радиоизотопных индикаторов, что позволило в

1988 г. провести первый в Бурятии Международный симпозиум по автордиографии, а так же ряд симпозиумов IGCP. 1980-е — это годы второго десанта ученых из Новосибирска, создания новых лабораторий: корреляции эндогенных процессов, палеовулканографии и гидрогеологии. Защищен ряд докторских диссертаций, заметно увеличилось число кандидатов наук. Начал успешно функционировать региональный специализированный совет по присуждению ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Н.Л.Добрецов за свою яркую научную и научно-организационную работу был удостоен высокого звания члена-корреспондента, а затем и действительного члена РАН.

1990-е годы — это время сплошных потерь и кризисов. Однако, благодаря поддержке Сибирского отделения РАН, институту удалось не только выжить, но и достичь неплохих результатов по отдельным научным направлениям. Директором института в эти годы был д-р геол.-минер. наук Эдуард Германович Конников. В тяжелые «перестроечные» годы ему удалось сохранить кадровый потенциал института, активизировать международное сотрудничество, укрепить сейсмологическое направление (создана лаборатория методов сейсмопрогноза). «Второе дыхание» получили исследования ультрабазит-базитовых комплексов Саяно-Байкальского региона и связанной с ними благородно-металльной минерализации (лаборатория магматического рудообразования).

В 1996—2008 гг. институт возглавлял д-р геол.-минер. наук Анатолий Георгиевич Миронов, известный специалист в области геохимии золота, автор метода автордиографического детектирования радиоизотопов, позволившего решить многие вопросы геохимии золота на различных этапах рудообразующего процесса. В это время институт пополнился новыми научными кадрами, началось обновление приборно-аналитической базы, на основе существующих лабораторий сформировались геодинамическое, рудно-петрологическое и экологическое направления исследований. Первая оценка институтов по публикуемости в рецензируемых журналах в 1996 г. вывела Геологический институт на первое место среди институтов Сибирского отделения РАН по наукам о Земле. Значительно расширилась география международного сотрудничества, проводятся исследования и организуются экспедиции совместно с американскими, китайскими, монгольскими, французскими коллегами. Сотрудники активно участвуют в геологических конференциях и симпозиумах за рубежом.

В 2008 г. Постановлением Президиума РАН № 264 от 22.04.2008 г. утверждены новые научные направления института: эволюция тектонических структур, магматизма и рудообразования в различных геодинамических обстановках складчатых поясов; геоэкология Байкальского региона.

С 2009 по 2013 гг. Геологическим институтом руководил д-р геол.-минер. наук Геннадий Иванович Татьков. Под его непосредственным руководством создана территориально распределенная система геофизического мониторинга, направленная на отслеживание изменений напряженного состояния и деформационного процесса в активизированных частях Байкальского рифта, разработан и успешно применяется метод инструментальной диагностики зданий и сооружений, широко развивается рудно-геофизическое направление.

За 40 лет сотрудниками института получен ряд важных результатов как по геодинамике, петрологии, геофизике и теории рудообразования, так и в прикладных исследованиях по изучению конкретных месторождений полезных ископаемых. Большое внимание уделяется вопросам эволюции окружающей среды и климата под воздействием природных и антропогенных факторов, разрабатываются научные основы безопасного хранения отходов горнодобывающих предприятий. На современном уровне ведутся работы по сейсмопрогнозу и рудной геофизике.

Получены принципиально новые научные результаты по геологическому строению, магматизму и геодинамической эволюции рифей-палеозойских структур на территории Забайкалья, Южного Прибайкалья и Северной Монголии. Выделены океанические, островодужные и окраинноморские комплексы Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, детально охарактеризованы рифтогенные (внутриплитные) вулканоплутонические пояса, выявлена их геодинамическая и металлогеническая эволюция. Разработаны модели образования магматических пород, месторождений редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Предложены новые методы для прогноза и поиска руд.

На юге складчатого обрамления Сибирского кратона открыто несколько щелочных и карбонатитовых провинций, перспективных на редкоземельное и редкометалльное оруденение. Завершен цикл теоретических и экспериментальных исследований роли мантийного вещества в формировании гранитоидных магм и связанного с ними оруденения. В результате геохронологических и геохимических данных уточнена последовательность формирования позднепалеозойских разнотипных гранитоидных ассоциаций Забайкалья, в т.ч. крупнейшего в мире Ангаро-Витимского батолита.

В результате детальных стратиграфических и палеонтологических исследований на территории Западного Забайкалья выделена обширная зона палеозойских, включающая не только каледонские, но и тесно связанные с ними герцинские комплексы. Это позволяет по-новому трактовать историю геологического развития региона и планировать поиски полезных ископаемых.

Выполнены исследования по стратиграфии кайнозойских отложений и изучению уникальной фауны мелких млекопитающих Евразии кайнозоя. Проведены зооархеологические и палеогеографические исследования в Байкальском регионе, позволяющие проследить динамику природной среды территории Бурятии в прошлом и использовать их для моделирования ландшафтно-климатических ситуаций будущего.

Установлены закономерности преобразования химического состава при взаимодействии с почвами атмосферных и поверхностных вод, загрязненных азотсодержащими соединениями. Выявлены механизмы изотопного обмена кислорода в гидротермальных системах вода—алюмосиликатные, карбонатные породы.

Создана система активного (вибросейсмического) и пассивного (сейсмологического, геомагнитного и др.) геофизического мониторинга, оснащенная уникальным оборудованием (установка — виброисточник ЦВО-100). Область сейсмомониторинга охватывает площадь 12 000 км² и круглогодично контролирует сейсмогенерирующие зоны Южной и Центральной частей Байкальского рифта. Для центральной части Байкальского рифта получены детальные сведения о сложной внутренней структуре сейсмоактивного слоя. Составлена схема активной тектоники и сейсмичности Среднего Байкала, основанная на многолетних комплексных наблюдениях. Определены границы трех крупных сейсмоактивных областей (Селенгинская, Ольхоно-Котокельская и Баргузино-Святоноская).

Разработана оригинальная методика комплексного компьютерного моделирования геологических процессов и явлений, основанная на объектно-ориентированном подходе и тектонофизическом моделировании на оптически активных средах. Разработаны модели мантийных магматических очагов, в которых обосновывается механизм возникновения избыточных давлений и механизм прорыва магмы к поверхности.

Немаловажны прикладные разработки сотрудников института в интересах Республики Бурятия. В региональном аспекте проводятся работы, акцентированные, главным образом, на развитие рудной минерально-сырьевой базы, решение экологических проблем и сейсмобезопасности Республики. Работниками института составлены и переданы в производственные организации для проведения геолого-съемочных, геолого-поисковых и опытно-методических работ многие прогнозные металлогенические карты территории Республики Бурятия. Сотрудники лаборатории геодинамики А.Н.Булгатов, И.В.Гордиенко — авторы «Атласа геодинамических карт и карт глубинного строения Забайкалья», включающего 16 геодинамических и геофизических карт. Издана «Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредель-

ных территорий». На основе проведенных палеогеодинамических реконструкций территории Забайкалья и Монголии уточнена и дополнена легенда к карте золотоносности Республики Бурятия масштаба 1:500 000, осуществлена новая рудно-формационная типизация значительной части известных колчеданно-полиметаллических и золоторудных объектов. Это необходимо в т.ч. и для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, особенно при детальных работах в Закаменском, Джидинском, Еравнинском и Баунтовском рудных районах. Составлена и передана для широкого использования «Геоморфологическая карта Республики Бурятия» (масштаб 1:500 000), прогнозные карты цеолитонности и бериллиенности Бурятии (масштаб 1:2 500 000).

Ведутся исследования минеральных источников Бурятии. В пределах Байкальской рифтовой зоны обосновано существование пяти гидрохимических типов вод, которые различаются направленностью трансформации химического состава, корреляционными связями между общей минерализацией, температурой, pH, содержанием фторида, сульфата, газовым составом. Новые результаты получены при изучении особенностей загрязнения окружающей среды Джидинского рудного узла, что позволит в принципе решить проблему распространения токсичных химических элементов за пределы хвостохранилищ и помочь жителям Закаменска реализовать право на чистую окружающую среду. Проводится расшифровка условий образования рыхлых отложений Селенгинской, Баргузинской и других впадин, что дает информацию об изменениях климата в регионе и колебаниях уровня воды в озере Байкал.

Детальная Селенгинская сеть сейсмостанций позволяет вести мониторинг ситуации в обжитых районах Бурятии для предсказания землетрясений. Ведутся исследования сейсмостойкости зданий и сооружений для предотвращения последствий возможных сильных сейсмических толчков.

Институт обеспечен высококвалифицированными кадрами. В штате работают 1 член-корреспондент РАН, 12 докторов и 37 кандидатов наук. Общая численность 153 человека. В структуре института функционируют 6 научных подразделений и 2 аналитических.

Труды ученых института высоко оценены государством, научной общественностью нашей страны и зарубежья: д-р геол.-минер. наук А.Л.Ковалевский награжден Золотой медалью РАН им.А.П.Виноградова, член-корреспондент РАН И.В.Гордиенко — Орден «За заслуги перед Отечеством» IV степени, д-р геол.-минер.наук А.Г.Миронов — медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени. Государственной премии Республики Бурятия в области науки и техники удостоены в 2008 г. член-корреспондент РАН И.В.Гордиенко и д-р геол.-минер. наук А.Н.Булгатов, в 2010 г. д-р геол.-минер. наук

М.А.Нефедьев и канд. геол.-минер. наук В.К.Хрусталев. Доктор биологических наук М.А.Ербаева удостоена звания «Почетный член Американского общества палеонтологии позвоночных» и награждена памятной медалью в честь 40-летия Советско-Монгольской экспедиции. И.В.Гордиенко присвоено звание «Почетный гражданин Республики Бурятия», он награжден «Золотой медалью» Президиума Монгольской академии наук. В настоящее время в институте работает 6 заслуженных деятелей науки Российской Федерации, 20 заслуженных деятелей науки Республики Бурятия, 9 заслуженных геологов Республики Бурятия и 1 заслуженный геолог Российской Федерации.

Для подготовки молодых кадров в институте успешно функционирует кафедра геологии Бурятского государственного университета, открыта аспирантура по семи направлениям, где успешно осуществляется подготовка геологических кадров для производственной и научной деятельности. При институте действует специализированный совет по защите докторских и кандидатских диссертаций по двум специальностям — петрология, вулканология; геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения.

В последние годы институт существенно модернизировал свою лабораторно-аналитическую базу, приобретено дорогостоящее уникальное аналитическое оборудование (ICP-MS Finnigan Element XR, Газовый масс-спектрометр Finnigan MAT 253), развита сеть сейсмостанций и полевых стационаров, значительно расширились рамки международного сотрудничества, проводятся совместные исследования в самых разнообразных формах: в виде двухсторонних и многосторонних договоров и соглашений, совместных полевых исследованиях, зарубежных стажировках, грантов на проведение научных исследований и поездок на совещания. Сотрудники активно участвуют в выполнении различных бюджетных и внебюджетных проектов (Президиума РАН, ОНЗ РАН, партнерских и междисциплинарных СО РАН, РФФИ, Президента РФ) и госконтрактов. В последнее время

в институте произошли структурные изменения, подчиненные главной цели — сосредоточению сил на выполнение фундаментальных исследований по приоритетным направлениям и государственным программам.

За 40-летнюю историю института было много замечательных страниц. В настоящее время на востоке нашей страны в Забайкалье действует один из ведущих академических центров геологической науки Сибирского отделения Российской академии наук. В институте работает много талантливых и выдающихся ученых, которые немало сделали для развития геологической науки в Восточной Сибири и России в целом. Труды многих ученых приобрели международную известность. Как уже было сказано, этот научный и научно-технический потенциал формировался в течение ряда десятилетий как путем привлечения квалифицированных специалистов, воспитанников признанных ученых крупнейших научных центров страны, так и научных кадров, заботливо выращенных из местного населения. За эти годы в основном сохранен костяк опытных кадров, их идеи и разработки — основа для дальнейшего развития института.

Актуальными задачами для института в настоящее время являются: профессиональный рост научных сотрудников — защиты диссертаций, повышение числа публикаций в высокорейтинговых изданиях, увеличение внебюджетного финансирования института, омоложение кадрового состава. Немаловажная задача — развитие инновационной деятельности, то есть широкое внедрение результатов исследований в реальном секторе экономики. Сотрудники полны сил и желания преодолеть все трудности и достойно представлять отечественную геологическую науку.

*Член-корреспондент РАН, советник РАН,
научный руководитель лаборатории геодинамики
И.В.Гордиенко*

*Ученый секретарь института,
канд. геол.-минер. наук Т.Н.Анциферова*

Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области

И.В.ГОРДИЕНКО, А.Н.БУЛГАТОВ, Д.А.ОРСОЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Произведен террейновый анализ на основе обобщения структурно-геологических, петролого-геохимических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных, составлена геодинамическая карта, на которой выделены разнообразные геодинамические обстановки формирования тектонических структур региона в течение рифея, палеозоя и мезозоя. Установлено, что каждой геодинамической обстановке свойственно совершенно определенное тектоническое строение, ансамбль магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Ключевые слова: геологическое строение, геодинамические обстановки, металлогения, месторождения полезных ископаемых.

Гордиенко Иван Власович, gord@pres.bscnet.ru

Булгатов Александр Николаевич, magma@gin.bscnet.ru

Орсоев Дмитрий Анатольевич, magma@gin.bscnet.ru

Geodynamics of Settings and Metallogenics of the Sayan-Baikal mountains region

I.V.GORDIENKO, A.N.BULGATOV, D.A.ORSOEV

On the basis of structural, petrological, geochemical, isotopic, geochronological and paleomagnetic data a terrain analysis and geodynamic mapping was carried out. Different geodynamic situations of tectonic structures formation during Late Paleozoic, Paleozoic and Mesozoic are marked on the map. Each geodynamic situation is characterized by specific tectonic structure, magmatic and metamorphic assemblages and related mineral deposits.

Key words: geological structure, geodynamics of settings, metallogenics, deposits mineral resources.

Одна из важнейших фундаментальных задач современной геологии — разработка научно-обоснованных критериев прогнозной оценки территорий на различные виды полезных ископаемых. Прогресс в этой области в первую очередь зависит от дальнейшей разработки принципов тектонического районирования территорий, познания общих закономерностей их эволюции, широкого применения палеореконокструкций на период рудообразования с использованием современных методов тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики. Известно, что особенности состава магматических пород позволяют довольно точно решать вопросы о характере прошлых границ литосферных плит и определять типы палеогеодинамических обстановок, которые тогда существовали, тем самым выявлять зоны активного магматизма и рудообразования в прошлые геологические эпохи. Определяя тип геодинамической обстановки, можно, по аналогии с другими регионами, сформированными в сходных геодинамических условиях, предсказывать металлогеническую характеристику конкретной территории. В этом заключается главный смысл палеогеодинамических рекон-

струкций в применении к задачам прогнозно-металлогенических исследований.

Данное исследование направлено на оценку минерального сырья в различных геодинамических обстановках огромной территории Восточной Сибири, а именно, Саяно-Байкальской горной области, включающей восточную часть Восточного Саяна, Северное и Восточное Прибайкалье, Южное и Западное Забайкалье в основном в пределах административных границ субъекта Российской Федерации — Республики Бурятия, общей площадью 350 тыс.км². Данная территория — одна из уникальных рудных провинций Центральной Азии. Геологоразведочными работами на территории Бурятии выявлено 600 месторождений полезных ископаемых, из них более 400 учтено государственным балансом. Здесь открыты наиболее крупные в России колчеданно-полиметаллические, редкометалльные и урановые месторождения. В Бурятии сосредоточено 48 балансовых запасов цинка и 24% свинца Российской Федерации. Запасы вольфрамовых руд Бурятии составляют 27% от всех разведанных запасов и 15% от их добычи в России. Доля Бурятии в разведанных запасах молибденовых руд

России 37%, причем 20% запасов представлены самыми высококачественными рудами. Разведанные запасы урана по категории С₂ только по двум месторождениям (Хиагда и Верхне-Имское) составляют 64 тыс.т, прогнозные — 140 тыс.т. Сводными запасами учтено 218 рудных и россыпных месторождений золота (13 рудных, 200 россыпных и 6 комплексных). Кроме того, имеются другие объекты стратегического минерального сырья (4 месторождения бериллия, 2 — олова, 3 — хризотил-асбеста, 3 — особо чистого кварцевого сырья, а также тантала, ниобия, платины, никеля, марганца, титана, скандия, серебра, стронция, редких земель иттриевой группы и др.). Практически они составляют значительную часть минерально-сырьевой базы страны. Естественно, что весь этот огромный потенциал должен работать на модернизацию экономики, обороноспособности и национальной безопасности России, в т.ч. на развитие Республики Бурятия.

Сотрудниками лаборатории геодинамики совместно с другими специалистами института получен существенный задел по геологическому строению, магматизму, рудоносности и геодинамической эволюции палеозойских структур на территории Восточного Саяна, Западного Забайкалья, Южного Прибайкалья и Северной Монголии. В частности обосновано выделение в Джидинской и Удино-Витимской зонах палеоокеанических, островодужных и континентальных комплексов, дана принципиальная модель их развития в краевой части Палеоазиатского океана [14, 15], составлен «Атлас геодинамических карт и карт глубинного строения Забайкалья», включающий 16 карт на 32 листах. Атлас построен на принципах историзма, актуализма и мобилизма, является фундаментальной сводкой данных по поверхностному и глубинному строению Забайкалья. На основе Атласа осуществлен террейновый анализ орогенных поясов Забайкалья [4, 5, 26] (см.рисунок). Мелкомасштабная геодинамическая карта Прибайкалья и Забайкалья вместе с краткой объяснительной запиской издана Геологической службой США [37] (см. рисунок на обложке журнала). В настоящее время издана «Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий», масштаба 1:2 000 000 [7], получившая Государственную премию Республики Бурятия в области науки и техники за 2008 г. Были произведены детальные палеотектонические реконструкции по временным срезам и выявлена геодинамическая и металлогеническая эволюция байкалид, каледонид и герцинид складчатого обрамления Сибирской платформы, включающие всю исследованную территорию [10, 13].

Установлено, что формирование современного геологического и металлогенического облика рассматриваемого региона связано с геодинамической эволюцией тектонических структур и магматизма, в ходе которой функционировали рудообразую-

щие системы различного типа. Поэтому геодинамическая и металлогеническая эволюция территории Саяно-Байкальской области рассматривается авторами через серию палеогеодинамических реконструкций, представленных в виде отдельных блоков, составленных на определенные этапы геологического развития от позднего докембрия до кайнозоя. На исследованной территории отчетливо выделяются позднерифейские или байкальские, венд-раннепалеозойские или каледонские, средне- и позднепалеозойские или герцинские, мезозойские или киммерийские этапы формирования тектонических структур, магматических и рудоносных комплексов, характеристика которых приводится ниже [8, 10, 11, 12, 13].

Геодинамические обстановки и металлогения байкальского этапа (1000—630 млн.лет). С данным этапом связан распад суперконтинента Родиния (от 950 до 750 млн.лет назад) и заложение рифтогенных океанических структур Палеоазиатского океана [10, 19, 36]. В Северном Прибайкалье и Западном Забайкалье в байкальский этап в приэкваториальной зоне активно формировался Баргузино-Витимский океанический бассейн и сопряженные с ним Келянская и Метешихинская островодужные системы, а в Восточном Саяне — Дунжугурская, Шишихидгольская и Сархойская энсиматические островные дуги. К концу позднебайкальского этапа (630 млн.лет) завершилось формирование островных дуг, окраинноморских бассейнов, микроконтинентов и причленение их к окраине Сибирского кратона. В результате образовался Саяно-Байкальский складчатый пояс байкалид. Эти аккреционно-коллизийные процессы сопровождались внедрением коллизийных и постколлизийных гранитоидов. Вследствие этих процессов вблизи границ Сибирской платформы сформировался коллаж позднерифейских террейнов различной геодинамической природы, которые в начале венда образовали пассивную континентальную окраину Сибирского континента.

Металлогения различных геодинамических обстановок байкальского этапа связана с формированием рифейских спрединговых (офиолитовых) рифтогенных зон и сопряженных с ними островодужных систем Саяно-Байкало-Муйского пояса [3, 6, 17]. С данным этапом связаны месторождения и проявления марганца, кварцитов, чистого кварцевого сырья (Икатское, Олдакитское, Черемшанское, Чулбонское, Бурал-Сарьдаг, Атарханское месторождения) в метаморфизованных рифейских толщах, асбеста (Ильчирское и Молодежное месторождения), проявления хромитов, нередко с платинометалльной минерализацией (Гольцовский, Оспинский, Шаманский и другие массивы). С этим же этапом связано начало массового формирования золотого оруденения Саяно-Байкало-Муйского пояса. Наиболее ранние проявления золота, по мнению авторов, локализуются в массивных и прожилково-вкрапленных рудах колче-

данных и медноколчеданных стратиформных тел в углеродистых сланцах ильчирской толщи (Барунгольское, Ольгинское, Медное, Ильчирское и другие рудопоявления). Руды характеризуются пирит-пир-

ротинным, халькопирит-пирротинным составом с концентрациями Au до 10 г/т и повышенными содержаниями Pt и Pd. Изотопно-геохимические характеристики руд и абсолютный возраст вмещающих по-

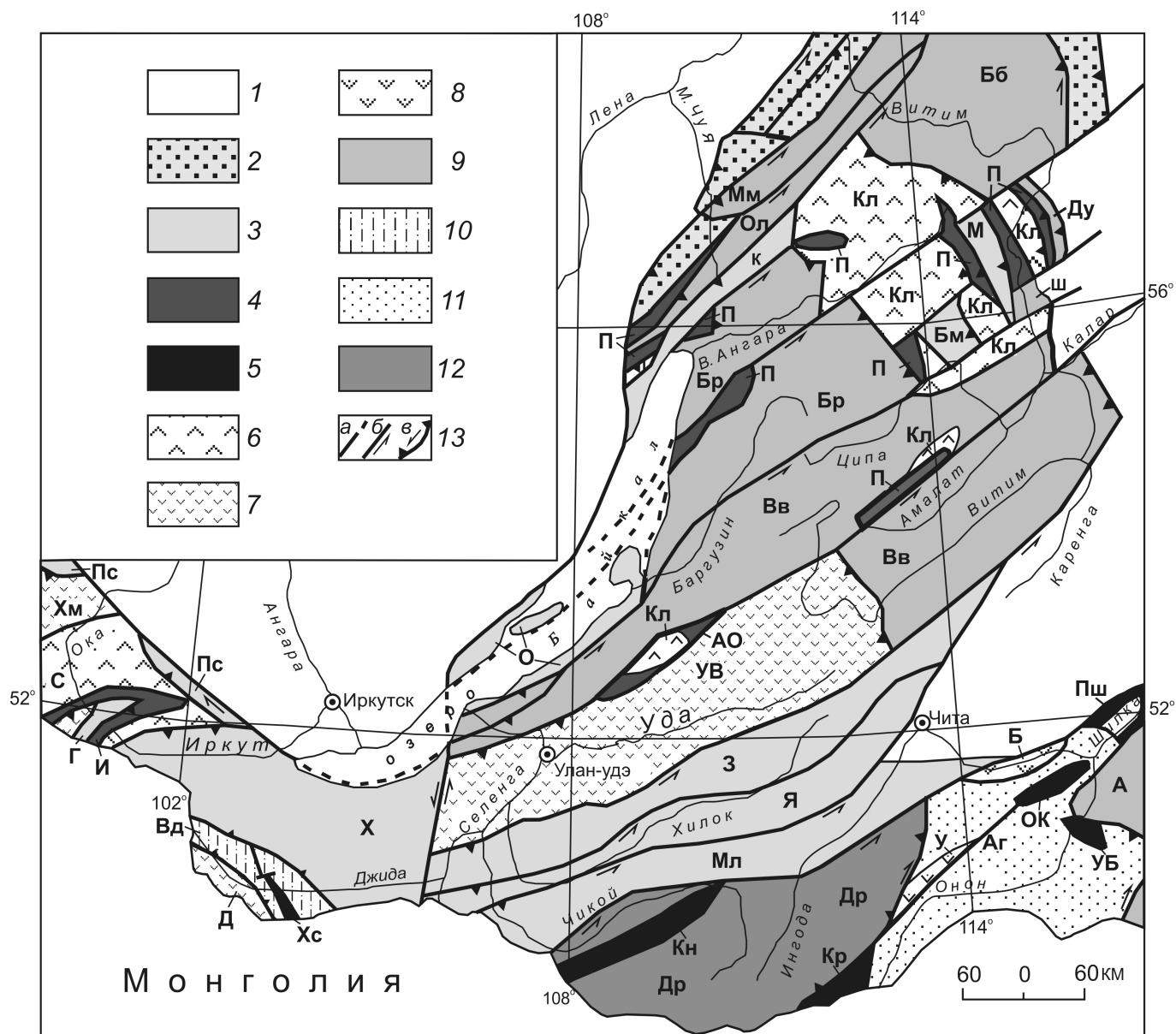


Схема тектоно-стратиграфических террейнов Саяно-Байкальской области и сопредельных территорий. По работам [5, 7] с новыми дополнениями и изменениями:

1 — Сибирский кратон; 2 — террейны Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (пассивная континентальная окраина кратона); 3 — террейны юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона: (рифейско-палеозойские метаморфические): (Г — Гарганский, Х — Хамардабанский, К — Кичерский, Мл — Малханский, М — Муйский, О — Ольхонский, ПС — Протеросаянский, Я — Яблоновый, З — Заганский; океанические: 4 — верх нерифейские (И — Ильчирский, П — Парамский, АО — Абага-Оланский), 5 — венд-раннепалеозойские (Хс — Хасуртинский, Кн — Куналейский, ОК — Онон-Кулиндинский), силуро-девонские (Кр — Кыранский, УБ — Усть-Борзинский, Пш — Пришилкинский); островодужные: 6 — верхнерифейские (Кл — Келянский, С — Сархойский), 7 — венд-раннепалеозойские (УВ — Удино-Витимский, Д — Джидинский, Хм — Хамсаринский), 8 — девон-раннекарбоновые (Б — Берейнский, У — Уртуйский); турбидитовых бассейнов: 9 — средне-верхнерифейские (А — Аргунский, Бб — Бодайбинский, Бм — Бамбуйский, Бр — Баргузинский, Ду — Делюнуранский, Мм — Мамаканский, Ол — Олоkitский, Ш — Шаманский, Вв — Верхневитимский), 10 — нижнепалеозойский (Вд — Верхнеджидинский), 11 — девон-раннекарбоновый (Аг — Агинский), 12 — девон-среднекарбоновый (Др — Даурский); 13 — разломы: а — условные, б — сдвиги, в — вбросо-сдвиги и надвиги; перекрывающие мезо-кайнозойские структурно-вещественные комплексы не показаны

род (700–50 млн. лет по Rb-Sr данным) свидетельствуют о формировании их в задуговой спрединговой зоне. Считается, что и для Зун-Холбинского золоторудного месторождения, которое является полигенным и полихронным источником золота и других рудных компонентов, были подобные колчеданные руды и офиолиты Ильчирского пояса. Дальнейший продуктивный в отношении золота этап связан со становлением островодужного гранитоидного магматизма (сумсунурский, сархойский комплексы). Данные Re-Os и Rb-Sr датировки руд и гидротермально измененных пород таких золоторудных месторождений и рудопроявлений как Таинское, Хорингское, Сагангольское показывают венд-рифейский возраст (560–650 млн. лет), близкий к возрасту гранитоидов указанных комплексов. По-видимому, и другие кварцево-жильные золоторудные месторождения юго-восточной части Восточного-Саяна (Пионерское, Самартинское, Зун-Оспинское, Водораздельное и др.), ассоциирующие с гранитоидами сумсунурского комплекса, имеют такой же возраст, хотя, возможно, более поздний (ордовикский) магматизм значительно омолодил возраст пород и руд.

Со становлением Келянской островодужной системы Байкало-Муйского пояса связано формирование расслоенных ультрабазит-базитовых массивов с медно-никелевым сульфидным оруденением (Маринкинский, Чайский, Авкитский, Йоко-Довыренский) и золотого оруденения Келянского островодужного террейна (месторождения и рудопроявления Иркиндинское, Кедровское, Юбилейное, Ирбинское, Нерундинское, Каменное, Каралон, Бахтернак и др.). Однако, наиболее продуктивными на медно-никелевое оруденение являются рифтогенные Йоко-Довыренский (возраст 728,4–3,4 млн. лет), Авкитский массивы и более молодые интрузивы Чая-Нюрндуканского комплекса (возраст Чайского массива 627–25 млн. лет), сформировавшиеся на аккреционно-коллизии этапе развития Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса. Для наиболее крупного Чайского месторождения разведанные запасы составляют (в тыс. т): Ni — 260, Cu — 86, Co — 10,7; прогнозные минеральные ресурсы Ni — 800, Cu — 270, Co — 33.

Рифтогенные структуры Байкало-Муйского пояса контролируют также размещение и других полезных ископаемых. Например, к Олоkit-Бодайбинской структуре приурочены месторождения полиметаллов, платино-золоторудное (Сухой Лог) и золоторудное (Нерундинское). Здесь открыто крупнейшее в мире Холоднинское свинцово-цинковое месторождение и более 20 проявлений. Запасы полиметаллических руд составляют по категории P₃ 6534,8 млн. т, железных руд — 9313 млн. т [22]. Кроме рифтовых структур на территории Байкальской горной области в результате деструкции раннедокембрийской континентальной коры образовались не широкие локаль-

ные спрединговые зоны, маркируемые базальтами и интрузивными телами основного состава. Две такие зоны выделены в пределах Верхневитимского турбидитового террейна: Шаманская и Бурлинская. Они четко контролируют золотоносные россыпи. 50 проб базальтов Шаманской офиолитовой зоны Багдаринского района проанализированы химико-спектральным методом: в 40 анализах содержание золота 10–40 мг/т, в 4-х — 50–70 мг/т, в 4-х — 100 мг/т, в 2-х — 300 и 400 мг/т. В Северобайкалье открыты проявления бериллия: Дылымдыкит (76 жил), Двуглавое и Анамакит (по категории P₂ 76,5 тыс. т), Абчада, Укучиктинское и Уакит с запасами окиси бериллия 9 тыс. т. Определены перспективные на золото Левоминьская, Намаминская золотополиметаллические зоны и узлы.

В последние десятилетия в структурах Байкало-Муйского пояса выявлены коренные и связанные с ними россыпные проявления платиноидов. Эти данные позволили выделить Байкало-Муйскую область, входящую в крупнейшую Байкальскую платиноносную провинцию [24, 25]. Первоочередной объект для поисков и оценки на платиноиды — рудный узел в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского свинцово-цинкового месторождения. Здесь помимо Йоко-Довыренского массива располагаются несколько крупных расслоенных никеленосных интрузивов (Чайский, Нюрндуканский, Гасан-Дякитский) и практически неизученные проявления никеля (Верхнехолоднинский, Водопадный и Авкитский). Здесь же на площади около 1 тыс. км², между Абчадским и Байкало-Конкудерским разломами выявлено более 10 аналогичных массивов [20]. Сам Йоко-Довыренский массив изучен недостаточно. Открытая в 1960-х годах зона Cu-Ni оруденения (Байкальское месторождение) исследована фрагментарно — на отдельных участках с поверхности и на глубину 200–750 м по редкой сети скважин [23]. Данные геофизических методов позволяют прогнозировать наличие в глубинных плагиоперидотитах Йоко-Довыренского массива богатых сульфидных руд, в т.ч. и платиносодержащих. Более перспективна на поиски платиноидов его центральная часть, где располагается Риф I [30]. Расчетная глубина развития платиноносного горизонта около 500 м [20].

Геодинамические обстановки и металлогения каледонского этапа (630–410 млн. лет). Геодинамическое развитие рассматриваемого региона в венде и начале нижнего палеозоя (кембрий, ордовик и силур) является одним из важнейших эпизодов формирования складчатой структуры и металлогении палеозойского обрамления Сибирской платформы. Тектоническая история этого этапа напрямую связана с историей развития и закрытия Палеоазиатского океана [10, 16, 19, 36]. В раннекаледонскую эпоху (венд, ранний — средний кембрий) сформировались спрединговые зоны срединно-океанических хребтов, энзиматические

(Восточно-Тувинская и Джидинская) и энсиалические (Удино-Витимская и Ангино-Таланчанская) островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые, задуговые бассейны и междуговые спрединговые окраинные моря [14, 15]. В позднекаледонскую эпоху (поздний кембрий, ордовик и силур) формирование венд-кембрийских островных дуг Палеоазиатского океана завершилось мощными аккреционно-коллизийными процессами сжатия и скучивания сиалических масс в результате столкновения террейнов различной геодинамической природы. В итоге по всему складчатому обрамлению Сибирского кратона возник пояс коллизийных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона сформировали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана. Палеозойские гранитоиды, занимающие большие площади на территории Прибайкалья, Западного Забайкалья, являются островодужными, коллизийными (внутрикоровыми) и постколлизийными (внутриплитными) образованиями.

Металлогения венд-раннепалеозойской Удино-Витимской островодужной системы энсиалического типа, в отличие от рифейских островных дуг, специализирована на железорудное, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, которое широко развито в Еравнинском островодужном террейне, сложенном вулканогенно-осадочными породами раннепалеозойского возраста [15, 32]. Гематитовые и магнетит-гематитовые тела железорудных месторождений согласно залегают с вмещающими вулканогенными породами, в зонах воздействия гранитоидов скарнированы и имеют существенно магнетитовый состав (запасы железных руд в Еравне по категории P_3 2813 млн.т). В одном только Озернинском рудном узле среди нижнекембрийских осадочно-вулканогенных пород известно 30 месторождений колчеданно-полиметаллических, железоокисных, железомарганцевых руд, которые могут быть отнесены к гидротермально-осадочным (собственно островодужным), гидротермально-метасоматическим и скарновым. Здесь же находятся золоторудное месторождение Назаровское, Левый Сурхэбт и десятки проявлений [21].

Для Джидинской островной дуги энсиматического типа венд-кембрийского возраста проявления колчеданно-полиметаллических минерализаций, особенно связанные с вулканогенно-осадочными толщами, пока не выявлены. Здесь известны россыпи и золоторудные проявления, которые традиционно связывают с мезозойским гуджирским комплексом. Однако в настоящее время имеется достаточно фактов, подтверждающих более древний возраст золотого оруденения, связанного с океаническими и островодужными комплексами венда-кембрия [12].

Металлогеническая специализация коллизийного этапа развития каледонид до конца не ясна. С коллизийными гранитами ордовикского возраста в юго-восточной части Восточного-Саяна, возможно,

связано Коневинское золоторудное месторождение и другие проявления золотомедно-порфирового типа. Отмечаются золоторудная и хромитовая минерализации в Дархинтуйском и Хасуртинском офиолитовых массивах Джидинской зоны.

Геодинамические обстановки и металлогения герцинского этапа (410—250 млн.лет). В раннегерцинскую эпоху (девоне—раннем карбоне) Палеоазиатский океан трансформировался в океан Палеотетис [18]. По южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента в условиях рассеянного рифтогенеза и разнонаправленной субдукции проявились мощные тектономагматические процессы, приведшие к формированию крупного (свыше 2000 км) окраино-континентального Саяно-Забайкальского вулканоплутонического пояса. Магматизм в пределах пояса проявлен неравномерно [9]. Наиболее мощно и разнообразно он развит в Восточном Саяне в рифтогенных структурах минусинского типа. В частности, в Окинском районе Бурятии сосредоточены огромные массы девонских кислых вулканических продуктов, которые ассоциируют тут с редкометалльными комагматичными гранитоидами. При этом бимодальные серии повышенной щелочности и щелочные часто перемежаются, а иногда развиты в одних и тех же структурах. В районе южного выступа Сибирской платформы пояс сужается и далее в Забайкалье проявлен в основном в виде позднедевонско-раннекарбонных морских с вулканитами присдвиговых прогибов типа пул-апарт (Уakitский, Багдаринский, Урминский и др.), которые являются реликтовыми задуговыми бассейнами [15]. В пределах Хэнтэй-Даурско-Агинской системы окраино-континентальных спрединговых морей, в конце ордовика—девоне образовался Монголо-Охотский океанический бассейн. История геодинамического развития Забайкалья и сопредельных районов в позднегерцинскую эпоху (среднем-позднем карбоне, перми) была обусловлена, так же как и в предыдущую эпоху, взаимодействием Сибирского кратона (континента) и образовавшегося Монголо-Охотского океанического бассейна. Развитие Монголо-Охотского спредингового океанического бассейна сопровождалось активными субдукционными процессами. Активная окраина между Сибирским континентом и океаническим бассейном имела трансформный характер [26]. В тылу активной окраины в течение позднего карбона, перми и раннего триаса сформировался протяженный (свыше 2000 км) Селенгино-Витимский (Монголо-Забайкальский) вулканоплутонический пояс рифтогенного типа. Рифтогенез проявился не только в узких тектонических зонах, но и на огромных обрамляющих пространствах, где произошло формирование Ангара-Витимского (320—290 млн.лет) и Даурского (260—250 млн.лет) крупных гранитоидных батолитов и щелочных интрузивных пород [9, 33, 35].

Металлогения герцинского этапа связана в основном с рифтогенными (внутриплитными) постколли-

зионными процессами и в меньшей степени с островодужным и коллизионным магматизмом активных континентальных окраин. С внутриплитными границами герцинского и ранней стадии киммерийского этапа связано главным образом молибденовое, меньше вольфрамовое и тантал-ниобиевое оруденение. Геохимические аномалии, месторождения, рудопроявления молибдена распространены в пределах всей территории Западного Забайкалья и восточной части Восточного Саяна. Имеющиеся геохронологические данные показывают интервал возрастов образования рудоносных гранитов от 242 до 295 млн.лет. Оруденение установлено в грейзенах, скарнах и гидротермалитах. Грейзены приурочены к апикальным частям штокообразных массивов (Эгита, Солонго, Хасуртинское), иногда встречаются среди значительно эродированных тел гранитоидов (Малыгинское, Грейзеновое, Талаканское) и в экзоконтактовых частях (Тарасовское, Верхне-Амандакское, Талинское). Гидротермальное оруденение представлено в основном кварцевыми прожилковыми зонами и штокверками в гранитах (Солонго, Жин-Косон, Жиримка, Мало-Курбинское, Окинское). Параметры оруденения обычно не превышают мелких месторождений, но среди них известны и месторождения с крупными запасами (Жарчиха, Мало-Ойногорское). В истории геологического развития Западного Забайкалья в среднем и позднем палеозое вольфрамовое оруденение неоднократно проявлялось в виде скарновых, грейзеновых и гидротермальных генетических типов. Проявления грейзенового типа редки и самостоятельного значения не имеют. Они локализованы в апикальных частях и зонах тектонических нарушений гранитных штоков. Значительно шире распространены скарновые проявления. Рудные минералы в них представлены шеелитом, молибденитом и небольшим количеством сульфидов (Оланское). Тантал-ниобиевая минерализация Западного Забайкалья связана с альбитизированными гранитами и альбититами. Она известна в пределах Анагаро-Витимского гранитоидного батолита (Сайвонинский, Муйский, Оймурский, Безымянский), в Хамар-Дабанском хребте (Салбартуйский, Биту-Джидинский, Харагул, Уругудей, Утулик). Время формирования пород 270—320 млн.лет. Это небольшие по размерам массивы и дайки, расположенные среди гранитов, останцов осадочных и метаморфических толщ, представляющих собой в разной степени альбитизированные апикальные части гранитных выступов. В них установлены минеральные фазы тантала, ниобия, иттрия и редкоземельных элементов. Главный из них — колумбит. На некоторых участках проведены поисково-оценочные работы. В целом площадь еще слабо изучена на этот тип оруденения [2, 27].

К рифтогенным стадиям герцинского этапа приурочено формирование щелочных провинций. В Северном Забайкалье с ними связано образование таких

массивов как Сыннырский, Бурпала с редкометалльной и редкоземельной минерализацией. На Витимском плоскогорье в этот период сформировалась серия массивов нефелинсодержащих основных и ультраосновных пород. Часть из этих массивов (Мухальский) — крупные месторождения небокситового глиноземистого сырья. С габбро-сиенитовой формацией (Арсентьевский, Хаильский массивы) известно титаномагнетитовое оруденение [1].

Геодинамические обстановки и металлогения мезозойского или киммерийского этапа (250—100 млн.лет). Киммерийская или мезозойская история геодинамического развития региона связана со взаимодействием Сибирского континента с Палеопацификом и его заливом — Монголо-Охотским океаническим бассейном. В это время на востоке Азии формировались островные вулканические дуги, многочисленные рифтогенные впадины и краевые вулканоплутонические пояса. По складчатому обрамлению юга Сибирской платформы, на месте Монголо-Охотского пояса, в мезозое существовала сложная геодинамическая обстановка калифорнийского или монголо-охотского типа [12]. Она характеризовалась надвиганием Сибирского континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна, в результате чего оказалась перекрытой спрединговая зона этого бассейна, которая продолжала функционировать и обусловила образование на окраине континента вдоль Монголо-Охотского линеймента овальных зон «рассеянного» рифтогенеза и «распыленного» магматизма. Отличительная особенность этого процесса — сочетание обстановок сжатия и растяжения, в результате чего здесь образовались многочисленные вулканотектонические структуры, сложенные вулканитами дифференцированных (островодужных) и бимодальных (внутриплитных) серий, ассоциации с редкометалльными гранитоидами различной щелочности и кислотности. Только на территории Забайкалья выделяется 200 рифтогенных впадин и других тектонических структур, сложенных разнообразными вулканическими и осадочными комплексами.

Выполненные в последние годы геохронологические исследования позволили расшифровать историю вулканических процессов в вышеназванных структурах и раскрыть их геодинамическую природу. Установлено, что на территории Забайкалья мезозойская вулканическая деятельность была сконцентрирована в ряде вулканических областей и зон и контролировалась мантийными плюмами горячего поля мантии. По-видимому, динамика развития плюмов носила прерывисто-пульсационный характер. Каждому импульсу активности плюма соответствовал определенный комплекс вулканотектонических структур и месторождений полезных ископаемых.

Завершился мезозойский этап развития региона в верхнеюрско-нижнемеловое время, к которому относится максимальное развитие магматических пород и связанных с ними месторождений полезных ископае-

мых. На территории Забайкалья позднемезозойский внутриплитный магматизм проявился в разных структурах по-разному. Так, в Западно-Забайкальской вулканической области (Верхнеджидинская, Малохамардабанская, Тугнуйская, Чикой-Хилокская вулканотектонические структуры) развиты в основном продукты трахибазальт-шошонит-латитового ряда с небольшим количеством кислого вулканического материала с мантийными изотопными характеристиками. При этом в некоторых рифтогенных впадинах (Чикой-Холокская, Красночикойская) щелочно-базальтовый вулканизм наиболее интенсивно проявился в середине раннего мела (123—112 млн.лет). Редко обнаружены силлы и дайки щелочно-базальтовых пород верхнемелового возраста [34].

Металлогения киммерийского этапа связана с внутриплитными рифтогенными процессами. Рудоносный этап их охватывает интервал от 220 до 100 млн.лет, а оруденение распространено почти исключительно в южных районах Западного Забайкалья. Здесь выделены протяженный пояс проявлений и месторождений молибденовых и вольфрамовых руд, Западно-Забайкальская бериллиеносная и карбонатитовая провинции. Результаты изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о поступлении больших объемов мантийного вещества, которое в некоторых случаях (например, на фтор-бериллиевых месторождениях) активно взаимодействовало с коровыми породами. Для этого периода характерен интенсивный юрский и раннемеловой щелочно-базальтовый вулканизм. С данным этапом связаны промышленные концентрации бериллия, редкоземельных элементов, молибдена, вольфрама, стронция, флюорита. Месторождения бериллиевых руд наиболее ранние и связаны с внедрением интрузий высококальциевых щелочно-полевошпатовых сиенитов и гранитов. На этом этапе образовались месторождения и многочисленные проявления руд флюорит-фенакит-берtrandитовой формации. Время формирования рудоносных магматических пород на Аунике — 241,6 млн.лет, Амандаке — 236 млн.лет, Ермаковском и Оротском — 225 млн.лет, Илейском и Снежном в Окинском районе Восточного Саяна — 305 млн.лет. Исследования, проведенные на месторождениях, свидетельствуют о трансформации изотопных составов ряда элементов (Sr, O, C, S), обусловленной эволюцией гидротермальной системы и контаминацией в результате процессов взаимодействия с вмещающими породами.

В группе магматогенных месторождений наибольший интерес представляет минерализация, связанная с щелочными гранитами и карбонатитами. Среди карбонатитов выделяются две подгруппы. В одну из них входят проявления, в которых редкие земли сосредоточены во фторкарбонатах (Аршанское, Южное, Улан-Удэнское), вторая представлена карбонатитами, содержащими монацит и апатит (Халю-

тинское). Обе подгруппы установлены в Юго-Западном Забайкалье, имеют существенно кальцитовый состав и сформировались в раннемеловой этап (120—130 млн.лет). Редкоземельные элементы в них представлены существенно легкими лантаноидами. Проявления редкоземельных элементов, связанные с щелочными гранитами, представлены зонами гидротермалитов. Наиболее крупные из них известны в Кичерской зоне Северного Забайкалья (проявления Честен, Аkit и др.). Это зоны карбонатных с флюоритом, баритом прожилков и жил, содержащих ксенотим (иттрий). Вблизи проявлений расположен Аkitский массив щелочных гранитов, имеющих возраст около 200 млн.лет. Близкие значения возраста (187 млн.лет) получены для одного из рудных тел Аkitского участка. Промышленные концентрации стронция связаны с карбонатитами. Массовое содержание его в кальцитовых карбонатитах Халютинского месторождения изменяется от первых процентов до 20—25%. При этом значительная часть стронция связана со стронцианитом, баритоцелестином. Повышенная стронциевоcть свойственна и другим месторождениям карбонатитов (например Аршанское), входящим в состав позднемезозойской карбонатитовой провинции [28, 29].

Молибденовое оруденение относится к одному из профилирующих на территории Западного Забайкалья. Здесь известны сотни рудопроявлений и геохимических аномалий, а запасы металла в разведанных месторождениях составляют около 40% всех запасов России. При этом все промышленные месторождения локализованы в южных и юго-западных районах. Они связаны с этапом внутриплитной позднемезозойской тектономагматической активностью. Наиболее достоверный возраст магматических пород и оруденения (Os-Re, U-Pb и Rb-Sr) 140—120 млн.лет (Джидинское, Ореkitканское месторождения). Промышленную значимость имеет только гидротермальный тип, представленный штокверками и линейными штокверковыми зонами. Из гидротермальных проявлений можно выделить молибден-вольфрамовую (Джидинское, Булуктаевское), молибденовую (Долон-Модонское) и молибденово-медную (Телемба, Кударинское, Унтаты) формации. Среди них наиболее важным является минеральный тип, характеризующийся высокими концентрациями флюорита и сульфидов (Первомайское, Ореkitканское). Они распространены в Джидинском, Курбино-Еравнинском и Средне-Витимском рудных районах. Формирование гранитоидов происходило в гипабиссальных и близповерхностных условиях. Обычно для них характерен ультракислый субщелочной характер. Породы представлены, главным образом, лейкократовыми гранитами, морион-гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, аплитами, меньше граносиенитами, сиенитами и сиенит-порфирами. Группа гидротермальных месторождений

представлена кварц-сульфидно-гюбнеритовым и кварц-вольфрамитовым минеральными типами. К кварц-сульфидно-гюбнеритовому типу относится группа промышленно важных месторождений, сформировавшихся в позднем мезозое (Холтосонское, Булуктаевское, Инкурское, Бом-Горхонское). Месторождения сопровождаются интенсивными ореолами флюоритизации, пиритизации, грейзенизации. Площадь измененных пород достигает нескольких квадратных километров. Как и в случае с молибденовыми месторождениями изотопные исследования свидетельствуют о том, что наиболее крупные скопления вольфрамовых руд сопровождаются сульфидной серой близкой к метеоритному стандарту. Эти месторождения одновременно обогащены флюоритом и пиритом, свидетельствующими о поступлении их из глубинных (мантийных) источников. Большинство малосульфидных кварц-вольфрамитовых проявлений сосредоточено в Джидинском рудном районе (Байбинское, Алтан, Экин-Убур, Харгантуй, Запсар). Достоверная оценка возраста их к настоящему времени отсутствует. Оруденение связывается как с поздним мезозоем, так с герцинским этапом [27, 31].

Приведенные в статье материалы по геодинамическим условиям формирования важнейших месторождений полезных ископаемых в пределах байкальской, каледонской, герцинской и киммерийской подвижных областей Саяно-Байкальской горной области полностью подтверждают вывод о том, что каждой категории активных зон Земли свойственен строго определенный набор формационных типов магматических пород, находящихся между собой в закономерных сочетаниях, в результате чего в каждой геодинамической обстановке возникает своя, только ей присущая магматическая и соответственно металлогеническая зональность.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00290, 10-05-93160, 12-05-00223, 12-05-00324), Программы Президиума РАН (проект 27.3.) и ОНЗ РАН (проекты 2.1. и 10.1.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А., Бадмацыренов М.В., Канакин С.В. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья // Изв. Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1 (38). С. 57—66.
2. Батурина Е.Е., Рипп Г.С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). —М.: Наука, 1984.
3. Булгатов А.Н. Тектонические структуры и закономерности размещения золота в Баргузинской тайге // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 29—37.
4. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Атлас геодинамических карт и карт глубинного строения Забайкалья // Тектоника Азии / Мат-лы XXX тектонического совещ. —М., 1997. С. 39—41.
5. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: Общ. и регион. аспекты / Мат-лы XXXI тектон. совещан. —М., 1998. Т. 1. С. 72—74.
6. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230—240.
7. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 000 000. CD ROM. —Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004.
8. Гордиенко И.В. Эволюция палеозойского магматизма и эндогенного оруденения складчатого обрамления юга Сибирской платформы и геодинамические обстановки его формирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 101—109.
9. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. —М.: Наука, 1987.
10. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53—70.
11. Гордиенко И.В. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в неопротерозое, палеозое и мезозое // Геология и минерализация Забайкалья // Сб. докладов и статей к научно-производственной конференции, посвященной 60-летию Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Читагеолсъемка» (22—23 апреля 2010 г.). —Чита, 2010. С. 117—125.
12. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545—1562.
13. Гордиенко И.В., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее—палеозое // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 46—57.
14. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120—140.
15. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589—614.
16. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1—2. С. 5—27.
17. Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое—раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183—197.
18. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. —М.: Недра, 1990. Т. 1—2.
19. Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабов А.М. Механизм развития системы островной дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209—226.
20. Нефедьев М.А. Глубинное строение и оценка перспектив Довыренского базит-гипербазитового массива по геофизическим данным // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия / Мат-лы

- междунар. конф. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. С. 163—165.
21. *Нефедьев М.А.* Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2009.
 22. *Нефедьев М.А.* Моделирование и оценка перспектив Северо-Байкальского рудного района по геофизическим данным (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2011.
 23. *Орсоев Д.А., Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Конников Э.Г.* благороднометаллическая минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 233—237.
 24. *Орсоев Д.А.* Платиноносность сульфидных руд Байкальского медно-никелевого месторождения (Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив) // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 62—72.
 25. *Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Бадмацыренова Р.А.* Перспективы Северобайкальской никеленосной провинции на платиноиды // Платина России. Сборник научных трудов. Т. VII. — Красноярск: Изд-во «Знак», 2011. С. 275—279.
 26. *Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3—15.
 27. *Рипп Г.С.* Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. — Новосибирск: Наука, 1984.
 28. *Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000.
 29. *Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.* Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79—96.
 30. *Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э.* Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы // Отв.ред. Г.В.Поляков. — Новосибирск: «Параллель», 2008.
 31. *Ходанович П.Ю., Горбачев А.И., Смирнова О.К.* Структура месторождений Джидинского рудного узла и закономерности размещения вольфрамовых руд в связи с перспективами прироста их запасов // Джидинский рудный район. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 77—92.
 32. *Хрусталева В.К.* Благороднометаллическая минерализация Удино-Витимской островодужной системы палеозойского Западного Забайкалья // Изв. Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН. — Иркутск, 2009. № 1(34). С. 18—27.
 33. *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г.* и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156—180.
 34. *Ярмолюк В.В., Иванов В.В.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43—64.
 35. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305—1320.
 36. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П.* и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднепалеозойских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657—662.
 37. *Bulgatov A. N., Gordienko I. V.* Terrane and overlap assemblage map of Transbaikalia and Eastern Sayan Region, Southern Siberia, Russia. Scale 1:5 000 000. CD-ROM. U.S. Geological Survey, 1999 (<http://wrgis.wr.usgs.gov/openfile/of98-136>).

Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий

Г.И.ТАТЬКОВ, Ц.А.ТУБАНОВ, А.Д.БАЗАРОВ, В.В.ТОЛОЧКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а), В.В.КОВАЛЕВСКИЙ, Л.П.БРАГИНСКАЯ, А.П.ГРИГОРЮК (Институт вычислительной математики и математической геофизики (ИВМиМГ) СО РАН); 670090, г.Новосибирск, просп.акад.Лаврентьева, д.6)

Приведены результаты вибросейсмических исследований литосферы Байкальской рифтовой зоны, выполненные институтами СО РАН с применением мощного вибросейсмического источника Южнобайкальского полигона. Выявлены аномалии времен пробега (скоростей) продольных волн, имеющие выраженную геодинамическую природу и характеризующие процессы дилатансии при деформировании реальной геологической среды. Исследованы сезонные вариации характеристик сигналов, излучаемых вибратором. Исследованы характеристики волнового поля вибратора на 500-км профиле Байкал—Улан-Батор.

Ключевые слова: сейсмический вибратор, вибросейсмические исследования, сезонные вариации, волновое поле.

Татьков Геннадий Иванович
Тубанов Цырен Алексеевич, siren65@mail.ru
Базаров Артем Дамбиевич, art_baz@mail.ru
Толочко Виталий Васильевич, seismo@gmail.com
Ковалевский Валерий Викторович, kovalevsky@sscc.ru
Брагинская Людмила Петровна, ludmila@opg.sccc.ru
Григорюк Андрей Петрович, and@opg.sccc.ru

Vibroseis study of the lithosphere of the Baikal rift zone and adjacent areas

G.I.TAT'KOV, TS.A.TUBANOV, A.D.BAZAROV, V.V.TOLOCHKO, V.V.KOVALEVSKY, L.P.BRAGINSKAYA, A.P.GRIGORYUK

The results of the vibroseis studies lithosphere of the Baikal Rift Zone, performed institutes of the Russian Academy of Sciences with the use of powerful vibroseis source South-Baikal test site are presented. an anomalous travel time (velocity) of the longitudinal waves have expressed and characterize the nature of geodynamic processes dilatancy during deformation of the real geological environment are revealed. The seasonal variations in the characteristics of the signals emitted by the vibrator are investigated. The characteristics of the wave field vibrator 500-km profile Baikal Ulan Bator are.

Key words: seismic vibrator, vibroseis studies, seasonal variations, wave field.

Исследование геодинамических процессов в областях подготовки катастрофических природных событий — одна из фундаментальных проблем современной геологии. В Сибири и на Дальнем Востоке имеются регионы с высокой сейсмичностью и потенциальной опасностью катастрофических землетрясений и извержений вулканов. Традиционный подход к изучению геодинамических процессов в этих регионах, базирующийся на применении отдельных методов, таких как исследование сейсмичности, гравиметрические измерения и другие, несмотря на важность получаемых результатов, имеет существенные ограничения.

Последние три десятилетия характеризуются быстрым развитием нового направления в геофизике, основанного на применении для глубинных исследований Земли мощных управляемых вибрационных

источников сейсмических волн и названного в российской литературе активной сейсмологией [1—7].

Режимные наблюдения. Сейсмические волны, проходящие через очаговую область и ее окрестности, несут информацию о происходящих изменениях параметров деформируемой среды и ее напряженно-состояния. Построение рядов наблюдений, таких как времена вступления волн и их отношения, разность времен вступления волн, динамических характеристик волн (амплитуды, параметры поляризации, углы выхода) и др., определяемых напряженно-деформированным состоянием среды, позволяет осуществлять постоянный контроль за реологическими свойствами среды.

В Сибирском отделении РАН совместными усилиями институтов: нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, вычислитель-

ной математики и математической геофизики (ИВМиМГ) СО РАН, геофизической службы (ГС) СО РАН, геологического института (ГИН) СО РАН проводятся исследования по развитию методов активной сейсмологии, в частности, созданию метода вибросейсмического мониторинга сейсмоопасных зон. В отличие от взрывных источников, имеющих дополнительные ограничения по экологическим воздействиям, мощные низкочастотные вибрационные источники типа ЦВ-100 характеризуются высокой стабильностью параметров излучаемых ими сейсмических волн, которая обеспечивается компьютерными системами управления. Возможности вибрационных сейсмических источников позволяют реализовать методы мониторинга свип-сигналом в диапазоне 6,5—10 Гц и монохроматического излучения для обнаружения малых изменений характеристик среды.

Для экспериментальных исследований вариаций параметров деформируемой среды на Южнобайкальском полигоне после произошедших сильных местных землетрясений 1999 г. выполнена реконсервация и модернизация мощного вибросейсмического источника ЦВ-100, расположенного в окрестностях г. Бабушкин (станция Сухой ручей). На виброисточнике установлены компьютерные системы управления, высокостабильные кварцевые задающие генераторы и спутниковая система точного времени. Монтаж новой системы управления улучшил синхронизацию систем излучения и регистрации и повысил стабильность излучения.

С учетом неотектонического строения и местоположения стационарного низкочастотного вибратора создана локальная сеть наблюдений из 8-ми стационаров, удаленных на 58—256 км от источника и оснащенных стандартными сейсмическими регистраторами «Байкал» и «SeisComp» (рис. 1, I). Помимо станций локальной сети для мониторинга используются и региональные сейсмологические станции Прибайкалья. Общая площадь, охваченная вибросейсмическим мониторингом, превышает 20 000 км², что позволяет реализовать технологию многовекторного мониторинга, контролирующего не только разные направления, но и разные объемы сейсмогенерирующей среды. Наибольший интерес представляют трассы, пересекающие основные зоны геодинамической активности Южнобайкальского прогностического полигона: Вибратор—Листвянка (Южнобайкальская сейсмогенерирующая зона); Вибратор—Хурамша (Оронгойская); Вибратор—Заречье (Селенгинская). Наблюдения на станциях Тырган, Фофоново, Турунтаево важны для мониторинга неоднократно активизировавшихся в процессе рифтогенеза Обручевского и Приморского сбросов, Боргой-Бугульдейского разлома сдвигового типа.

Для анализа из календарной сборки коррелограмм были выбраны несколько волновых пакетов, включающих рефрагированные и преломленно-рефрагированные Р-волны. В полученных наборах были обработаны только времена вступления пакетов Р-волн по Z компоненте. В обработке S-волны и более

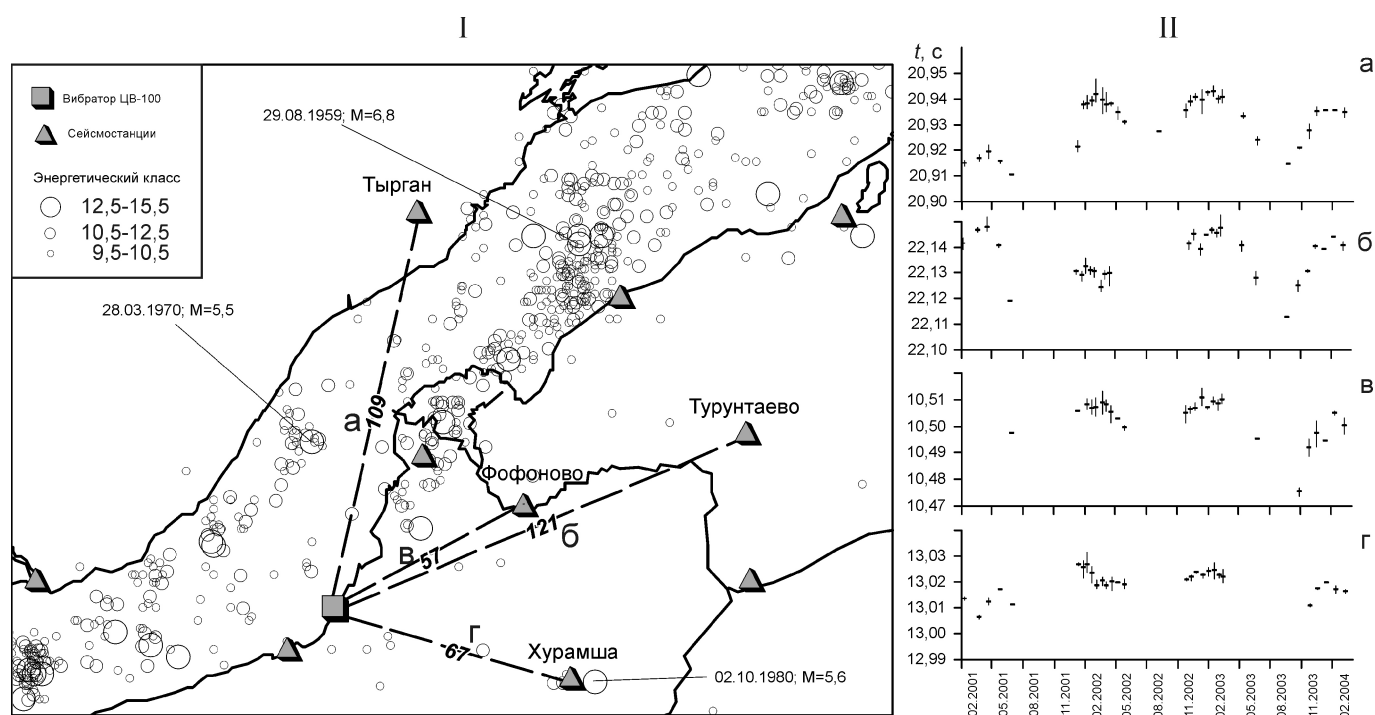


Рис. 1. Схема вибросейсмического мониторинга и землетрясения за 1952—2012 гг. (I) и вариации времен пробега сейсмических волн на трассах от вибратора на сейсмостанции (II):

а — Тырган, б — Турунтаево, в — Фофоново, г — Хурамша

поздние когерентные фазы пока не использовались. Это предполагается выполнить на следующем этапе работ. По результатам обработки вибросейсмических зондирований для отдельных пакетов Р-волн построены графики изменения времен вступления по направлениям: 1) Вибратор—Тырган; 2) Вибратор—Хурамша; 3) Вибратор—Фофоново; 4) Вибратор—Турунтаево.

Трасса Вибратор—Тырган протяженностью 109 км пересекает под острым углом (15°) Боргой-Бугульдейский тектонический разлом. Для направления Вибратор—Тырган выделяются три группы (волновые пакеты) продольных Р-волн: P_1 , P_2 , P_3 с временами вступлений 20,9; 21,3 и 22,6 с, обладающих наибольшей стабильностью. Для построения графиков изменения времен пробега использовался волновой пакет P_1 .

На графике (см. рис. 1, II) видно, что для каждого года наблюдается параболическое изменение времен пробега, амплитудой 0,005—0,007 с. Как и при вибросейсмическом мониторинге в Паркфилде, можно предположить, что эти сезонные изменения связаны с локальными изменениями характеристик в точке излучения (установки виброисточника). Сезонные аномалии в обоих случаях вполне сопоставимы между собой: 0,005 с при мониторинге в Паркфилде и 0,005—0,007 с на оз.Байкал.

Наряду с сезонными вариациями для трассы Вибратор—Тырган отмечается плавное увеличение времен пробега амплитудой до 0,030 с в период с 10.02.2001 г. до 7.08.2002 г. В этот же период в центральной части трассы было зарегистрировано землетрясение класса 11,6. Этому землетрясению предшествовали четыре форшока энергетического класса 7—8. Последующий афтерфоршоковый процесс, продолжавшийся до 14.04.2004 г., сопровождался уменьшением времен вступления до 0,040 с. Таким образом, на трассе Вибратор—Тырган зафиксировано возрастание и уменьшение времен вступления продольных волн, наблюдаемое на протяжении всех трех лет измерений. Максимум аномалии амплитудой до 0,030 с совпадает во времени с сильным землетрясением, произошедшим в центральной части трассы, где сейсмические волны, излучаемые вибратором имеют максимальную глубину проникновения 10—15 км, то есть достигают глубины очага. Помимо возрастающей ветви графика, очевидно, характеризующей рост трещиноватости, удалось зарегистрировать и спадающую ветвь. Спад аномалии наблюдался вплоть до восстановления начальных сейсмических свойств изучаемого объема геологической среды. В отличие от модельных экспериментов, геологам хорошо известны процессы залечивания трещин в горных породах, особенно при изучении структуры рудных месторождений и процессов рудообразования. Проводятся такие исследования и касающиеся оценок скорости залечивания сейсмогенных разрывов

[8]. Полученные авторами экспериментальные данные, фиксирующие присутствие восходящей и спадающей ветвей аномалии сейсмических скоростей, имеют важнейшее значение для изучения как процессов деструкции, так и обратных им процессов залечивания деформируемых геологических сред.

На трассе Вибратор—Фофоново (58 км), пересекающей краевую часть кластера очагов землетрясений в районе Посольского надвига, также наблюдаются параболообразные сезонные вариации времен вступления амплитудой 0,005—0,007 с с локальными максимумами, приходящимися на февраль-март-апрель. Наряду с сезонными вариациями происходит плавное повышение времен пробега Р-волны: с июня 2001 г. по январь 2004 г. времена возросли на 0,32 с. Локальным повышением скорости сейсмических волн отмечают сейсмическое затишье в декабре 2001—июле 2002 гг., и напротив, уменьшения скоростей коррелируются с активизацией кластера в июне и декабре 2003 г. Наблюдаемые изменения скоростей продольных волн могут быть увязаны с уплотнениями среды в зоне Посольского надвига при сейсмическом затишье и разуплотнениями (дилатансией) при ее активизации. На трассах Вибратор—Хурамша (протяженностью 66 км) и Вибратор—Турунтаево (121 км), проходящих по тыловой части Селенгинской зоны отмечено синхронное и устойчивое повышение скоростей, что может свидетельствовать о преобладании обстановок сжатия на периферии расширяющегося Байкальского рифта.

На трассах, расположенных вдоль акватории оз.Байкал (станции Талая, Листвянка), регистрируется интенсивная прямая волна, проходящая через водную среду со средней скоростью 1500 м/с, что затрудняет выделение сейсмических волн Рg- и Sg-волн. На станции Заречье для накопления вибросейсмического сигнала и подавления высокого уровня микросейсмических шумов необходимы дополнительные эксперименты с сейсмическими антеннами или использование более чувствительной аппаратуры.

Сезонные изменения вибросейсмического поля вибратора ЦВО-100 Южнобайкальского геодинамического полигона. На основе анализа многолетних данных вибросейсмического мониторинга Байкальской рифтовой зоны с использованием виброисточника ЦВО-100 были исследованы сезонные вариации характеристик сигналов, излучаемых вибратором и характеристик вибрационных сейсмограмм, регистрируемых сейсмостанциями локальной и региональной сети. Для анализа сезонных вариаций в ИВМиМГ СО РАН и ГИН СО РАН были обработаны записи колебаний грунта в ближней зоне вибратора и записи с сейсмостанций Хурамша и Тырган при излучении свип-сигналов за период с августа 2003 г. по март 2006 г.

Календарная сборка автокорреляционных функций излученных свип-сигналов вибратора в ближней

зоне и их спектров с августа 2003 г. по март 2006 г. приведена на рис. 2. На графиках хорошо видно перемещение максимума спектра сигнала из высокочастотной области в низкочастотную и обратно в течение года. В период ноябрь—май амплитуда сигнала вибратора имеет монотонный вид с максимумом в конце рабочего диапазона на 10 Гц. В июне увеличивается амплитуда в среднем диапазоне с максимумом в районе 7 Гц. В июле—сентябре максимум амплитуды смещается в диапазон 6,5—6,8 Гц, далее в октябре график аналогичен июньскому с максимумом около 7 Гц. Характер графиков стабильно повторяется от года к году. Такое изменение характера излучения вибратора связано с промерзанием грунта в месте его установки. В зимние месяцы вибратор вморожен в грунт своей платформой и анкерами, что обеспечивает излучение высоких частот. В летние месяцы после оттаивания грунта, по видимому, остается остаточная увлажненность области контакта вибратора с грунтом и окружающей площади, что мешает излучению высоких частот, оставляя высокую мощность излучения вблизи резонансной частоты. Эта резонансная частота также несколько смещается от 7,2 до 6,5 Гц и обратно за летние месяцы.

Аналогичный анализ сезонных изменений характеристик вибрационных сейсмограмм и их спектров был сделан за тот же период для сейсмостанций региональной сети. На рис. 2 приведены так же вибрационные сейсмограммы Z-компоненты и их спектры для сейсмостанций Хурамша за период 08.2003—03.2006 гг. Спектр исходных сейсмограмм имеет неравномерный, изрезанный вид со многими локальными максимумами, однако его общие закономерности те же что и для спектра излученного сигнала вибратора. Это наличие в спектре всех частот включая высокие до 10 Гц в зимние месяцы, смещение его максимума в область резонанса источника 6—7 Гц и пропадание высоких частот в летние месяцы. Изрезанность спектра сейсмограмм связана с интерференцией отдельных спектральных составляющих на расстоянии 65 км от источника. При анализе участков вибрационных сейсмограмм для различных времен вступлений волн видно, что для отдельных волн на вибрационных сейсмограммах изменяются амплитуды цугов колебаний и их характерные частоты. Изменение спектра излученного сигнала вибратора приводит к существенному изменению цуга и смещению его максимума для волн в первых вступлениях на 12—13 с, значительно меньшее влияние наблюдается для поперечных волн с временами вступлений 22—23 с и вновь большее для поверхностных волн на временах 31—32 с.

Выявленные сезонные изменения вибрационных сейсмограмм — существенный фактор, осложняющий выделение вариаций характеристик сейсмических волн, связанных с геодинамическими процессами. Для коррекции вибрационных сейсмограмм, по-

лученных в различные месяцы, и приведения их к единому виду был предложен алгоритм коррекции их спектров. Для каждого месяца года была вычислена весовая функция, зависящая от частоты, на которую умножался спектр сейсмограммы соответствующего месяца. Далее обратным преобразованием Фурье получалась скорректированная сейсмограмма, у которой были скомпенсированы сезонные вариации. Так как при коррекции сейсмограмм в различные годы применялся один и тот же набор весовых функций, то предложенная коррекция сейсмограмм позволила компенсировать сезонные вариации и выделять медленные тренды, связанные с геодинамической среды (см. рис. 2).

Исследования вибросейсмического поля вибратора ЦВО-100 на профиле Байкал—Улан-Батор. В последнее десятилетие в рамках проектов СО РАН и РФФИ выполнено исследование характеристик вибросейсмического поля мощного 100-тонного вибрационного сейсмического источника, расположенного на Южнобайкальском геодинамическом полигоне, для глубинного вибросейсмического зондирования Монголо-Сибирского региона в зоне сочленения Байкальского рифта и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Методическая основа работ — регистрация вибросейсмических сигналов на региональных профилях длиной до 500 км малыми сейсмическими группами (антеннами) с трехкомпонентными сейсмоприемниками и использование специализированного программного обеспечения для выделения вибрационных зондирующих сигналов и пространственной селекции приходящих волн на больших расстояниях.

В 2011—2012 гг. проведены экспериментальные работы по исследованию характеристик волнового поля сеймовибратора в режиме излучения свип-сигналов и гармонических сигналов с регистрацией излучаемых волн на двух региональных профилях: Бабушкин—Сухэ-Батор—Дархан—Улан-Батор от 205 км до 500 км в южном направлении от источника и Бабушкин—Сухэ-Батор—Орхон-Тола от 205 км до 356 км в юго-западном направлении от источника. Регистрация сигналов проведена в 15 точках профиля на удалении от 205 км до 500 км от источника. Для каждой точки регистрации проводилось излучение двух свип-сигналов длительностью 2820 с в частотном диапазоне 6,25—10,05 Гц и по два 20-минутных сеанса излучения гармонических сигналов на частотах 7, 8 и 9 Гц. Регистрация сейсмических сигналов на профиле осуществлялась мобильными малыми сейсмическими группами на базе автономных цифровых регистраторов «Байкал» с 24-разрядными АЦП и трехкомпонентными сейсмоприемниками СК-1П с частотным диапазоном 1—100 Гц, чувствительностью 150 В/м/с и специализированным программным обеспечением. Применялась профильная расстановка сейсмоприемников в группе с направле-

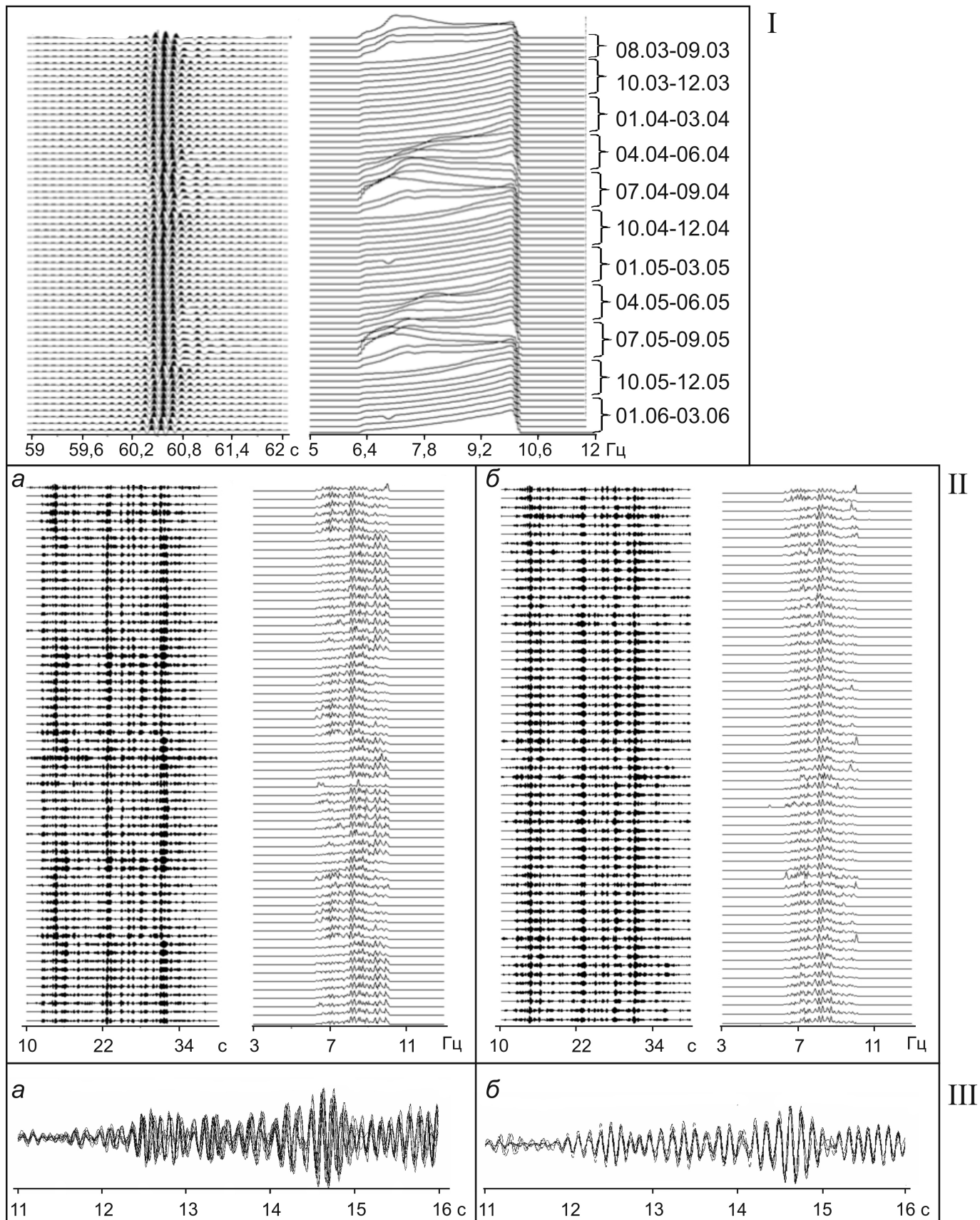


Рис. 2. Автокорреляционные функции свип-сигнала вибратора в ближней зоне и их спектры (календарная сборка с 08.2003 по 03.2006 гг., I); вибрационные сейсмограммы Z-компоненты и их спектры для сейсмостанций Хурамша (календарная сборка с 08.2003 по 03.2006 гг., II), сейсмограммы и их спектры: *а* — исходные, *б* — после коррекции; участок сейсмограмм 11,5—15 с сейсмостанции Хурамша (III): *а* — исходные, *б* — после коррекции сезонных изменений.

нием на вибратор с количеством сейсмоприемников 5—6 с базой регистрации 1 км для точек на расстоянии 200, 300 и, 350 км от источника, 10 сейсмоприемников с базой регистрации 1,8 км для точек на расстоянии 400 и 450 км от источника и площадная расстановка 10 сейсмоприемников на площади 2 2 км в точке на расстоянии 500 км от источника.

Для выделения вибрационных зондирующих сигналов и пространственной селекции приходящих волн разработано специализированное программное обеспечение на базе программы обработки вибросигналов V12, созданной в ИВМиМГ СО РАН. В алгоритмах обработки используется пространственная фильтрация, основанная на определении степени синфазности волн с определенным волновым числом на различных датчиках группы во временном окне, перемещающимся вдоль сейсмограммы. Применение пространственной фильтрации для обработки данных сейсмической группы оказалось очень эффективным для выделения основных групп волн (сейсмических фаз) и подавления волн-помех. В программе V12 применены графические средства отображения текущих амплитуд сейсмограмм после преобразования Гильберта. Это позволяет получать из сейсмограмм наглядные волновые карты участков Р- и S-волн (рис. 3). Применение малых групп при регистрации вибросигналов и разработанных программ обработки позволило выделить вибрационные зондирующие сигналы на удалении 205—500 км от источника и выполнить пространственную селекцию приходящих волн на полученных вибрационных сейсмограммах.

На сейсмограммах на расстоянии 205 км от источника (см. рис. 3) в группе Р-волн выделены волны с временами вступлений 33,8; 34,2; 34,8 и 35,5 с, которые можно соотнести с фазами Pn, Pg, Pb, PmP в соответствии New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP IASPEI). Прослеживаются также волны с временами вступлений на 37,6 и 38,3 с. Амплитуда рефрагированной волны Pn приблизительно в 3—4 раза меньше амплитуд следующих за ней Р волн. В группе S-волн выделяются волны с временами вступлений 60,0; 60,7; 62,9 и 63,8 с, которые можно соотнести с фазами Sn, Sg, Sb, SmS. Отношение времен вступлений (TS/TP) находится в интервале значений 1,77—1,81.

На сейсмограммах на расстоянии 241 км от источника в группе Р-волн выделены волны с временами вступлений 39,5; 40,3; 40,8 и 43,5 с. Вибрационные сейсмограммы и графики амплитуд группы Р-волн после пространственной фильтрации представлены на рис. 3. На сейсмограммах на расстоянии 295 км от источника времена вступлений Р волн в группе 47,5; 48,4 и 49,3 с. Группа S-волн представлена на сейсмограммах длинным цугом колебаний в диапазоне времен 85—95 с. Она проявляется в большей степени на компонентах Y, Z. На сейсмограммах на расстоя-

нии 400 км от источника в группе Р-волн выделены волны с временами вступлений 64,2; 68,4 и 70,1 с. Рефрагированная волна Pn отчетливо не прослеживается, можно предположить ее вступление на 59,5 с по отдельным сейсмотрассам с амплитудой приблизительно в 5—8 раз меньше амплитуд следующих за ней Р-волн. В отличие от точки 205 км, группа S-волн в точке 400 км имеет меньшую амплитуду, чем Р-волны. В группе S-волн выделяются волны с временами вступлений 101,5; 109; 118,5 и 124 с. TS/TP расположено в интервале значений 1,70—1,76. На рис. 3 представлены графики амплитуд Р-волн по Z-компоненте для расстояний 305, 332 и 400 км от источника.

Редуцированный годограф для группы Р-волн так же представлен на рис. 3. Скорость редукции 8 км/с. Точками отмечены времена первых четырех максимумов колебаний в группе Р-волн.

При анализе вибросейсмических данных профильной регистрации вибросейсмического поля вибратора используются материалы предыдущих работ по глубинному сейсмическому зондированию в данном регионе, сейсмограммы станций региональной сети Прибайкалья (Россия) и Монголии. Для этой цели подготовлена база данных регистрации сейсмических событий из очагов южной части оз. Байкал, Западной и Центральной Монголии (по данным региональной сети Прибайкалья и национальной сети сейсмических станций Монголии) для исследования поляризации, затухания и рассеяния сейсмических волн на изучаемой территории.

В ходе выполнения проекта дополнительно к экспериментальным работам были выполнены теоретические исследования формирования волнового поля для модели земной коры применительно к профилю Байкал—Улан-Батор. Подготовлена программа и проведено математическое моделирование волнового поля на профиле регистрации для сравнения с экспериментом и верификации существующей скоростной модели земной коры Прибайкалья и северной Монголии.

Работы по исследованию характеристик вибросейсмического поля мощного вибратора на профиле Байкал—Улан-Батор проводились сотрудниками ИВМиМГ СО РАН, ГИН СО РАН, БурФ ГС СО РАН (Россия) и ИЦАГ АНМ (Монголия) в рамках совместного проекта РФФИ. При выполнении проекта геофизиками России и Монголии освоена методика работ с мощными вибраторами для глубинного вибросейсмического зондирования.

В заключение можно отметить, что впервые методом активной сейсмологии с использованием управляемого сейсмического вибратора выявлены аномалии времен пробега (скоростей) продольных волн, имеющие четко выраженную геодинамическую природу и характеризующие процессы дилатансии (разрастания и слияния трещин в очаге) при деформиро-

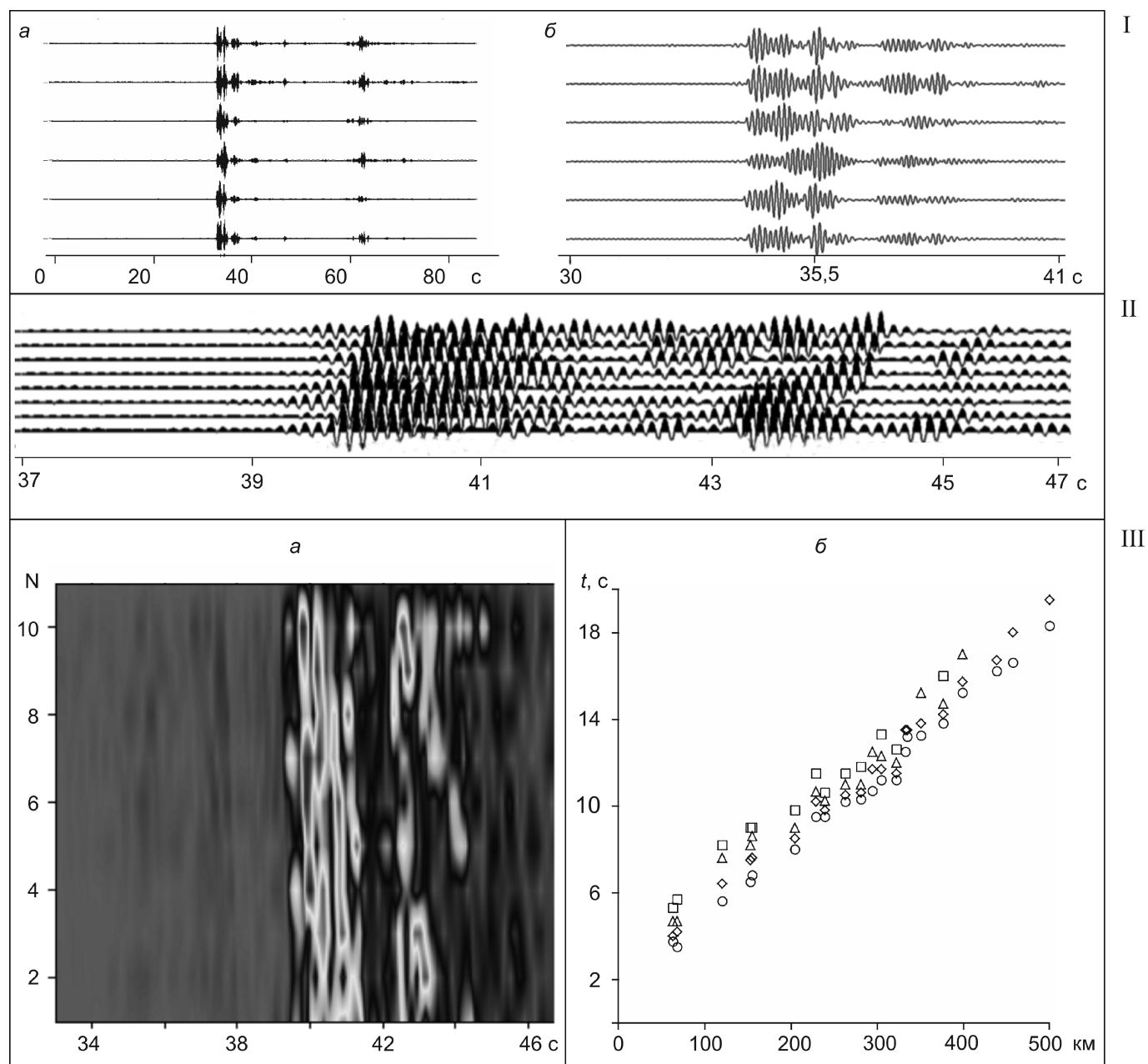


Рис. 3. Результаты пространственной фильтрации для выделения Р-волн:

I — вибрационные сейсмограммы Z-компонента, расстояние от источника 205 км: а — фрагмент 0—80 с, б — фрагмент группы Р-волн; II — вибрационные сейсмограммы Z-компонента, расстояние от источника 241 км; III — график амплитуд Р-волн на сейсмограммах на расстоянии 241 км от источника, применение преобразования Гильберта; редуцированные годографы группы Р-волн на расстоянии 0—500 км; скорость редукиции — 8 км/с; круг, ромб, треугольник, квадрат — времена вступления первых четырех Р-волн; N — номер сейсмограммы

вании реальной геологической среды. Сопоставления изменений сейсмических потока и вариаций времен пробега позволили определить тензочувствительные области по отдельным направлениям многовекторного вибросейсмического мониторинга на Байкальском геодинамическом полигоне. Полученные экспериментальные результаты подтверждают возможности контроля и изучения геодинамических процессов по вариациям параметров стационарных

вибросейсмических полей и важны для разработки теоретических основ прогноза землетрясений и развития методов активной сейсмологии.

Исследованы сезонные вариации характеристик сигналов, излучаемых вибратором и характеристик вибрационных сейсмограмм, регистрируемых сеймостанциями локальной и региональной сети. Для коррекции вибрационных сейсмограмм, полученных в различные месяцы, и приведения их к единому виду предложен

алгоритм коррекции их спектров, позволяющий компенсировать сезонные вариации и выделять медленные тренды, связанные с геодинамикой среды.

Исследованы характеристики волнового поля сейсмовибратора Южнобайкальского полигона в режиме излучения свип-сигналов и гармонических сигналов с регистрацией излучаемых волн на двух региональных профилях: Бабушкин—Сухэ-Батор—Дархан—Улан-Батор от 205 до 500 км в южном направлении от источника и Бабушкин—Сухэ-Батор—Орхон-Тола от 205 до 356 км в юг-юго-западном направлении от источника. Впервые построены годографы для группы Р-волн для расстояний 0—500 км от источника.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: № 10-07-00387-а, № 11-05-92215-Монг_а, проектов СО РАН 4.9-5, ИП СО РАН 54.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. и др. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / Под ред. Г.М.Цибульчик. —Новосибирск: филиал «Гео», 2004.
2. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Пушиной Б.М. Метод вибросейсмической интерферометрии для исследования геодинамических процессов // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. —М., 1997. С. 205—210.
3. Бабешко В.А., Шошина С.Ю., Собисевич А.Л. Исследование условий возникновения резонансов на неоднородностях в неограниченной среде // Докл. РАН. 1993. Т. 335. № 6. С. 716—718.
4. Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Дашевский Ю.А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1484—1496.
5. Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. и др. Исследования динамических особенностей сезонных изменений волновых полей при вибросейсмическом мониторинге среды // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 474—486.
6. Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. и др. Эксперименты по вибросейсмическому мониторингу земной коры // Проблемы региональной геофизики. —Новосибирск, 2001. С. 55—57.
7. Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., и др. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // Докл. АН. 1995. Т. 345. № 5. С. 674—677.
8. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. —Новосибирск, 1997.
9. Active geophysical monitoring. Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration. Vol. 40. Elsevier Science. 2010.
10. Kovalevsky V.V. Modeling of the monitoring of anomalous zones under sounding by harmonic vibrational signals // Proc/ 1-st Intern/ Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics (IWAM04). —Mizunami, 2004. Pp. 204—207.

Восходящая миграция флюидов в мантии, концептуальная, расчетная и аналоговая модели

Н.С.ЖАТНУЕВ, В.И.ВАСИЛЬЕВ, Г.Д.САНЖИЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Рассмотрены проблемы поступления мантийных флюидов в земную кору на основе концептуальной, расчетной и аналоговой моделей. Предложен новый механизм этого процесса — восходящая миграция трещинных полостей с флюидом за счет возникновения избыточного давления и гидроразрыва в их головной части. Обсуждаются возможные приложения этого механизма к объяснению интрателлурических растворов, плюмов и других эндогенных процессов.

Ключевые слова: мантия, трещинные полости, избыточное давление, гидроразрыв, пластическое состояние, миграция флюидов, мантийные плюмы.

Жатнуев Николай Сергеевич, zhat@gin.bscnet.ru

Васильев Владимир Игоревич, geovladi@mail.ru

Санжиев Галсан Доржиевич, sandorzik@mail.ru

The ascending migration of fluids in mantle, the conceptual, rated and analogous models

N.S.ZHATNUEV, V.I.VASILIEV, G.D.SANZHIEV

The problems of the mantle fluid inflow into the Earth's crust have been considered on basis of conceptual, rated and analogous models. A new mechanism of this process has been suggested: the ascending migration of the fluid-filled cavities at the expense of appearance of the excess pressure and the hydraulic fracturing in their head parts. The possible applications of this mechanism to the explanation of intratelluric solutions, plumes, and other endogenic processes, have been discussed.

Key words: mantle, fissure cavities, excess pressure, hydraulic fracturing, plastic state, migration of fluids, mantle plumes.

Краткий обзор проблемы. Невозможно представить себе процессы, происходящие в геосферах, без участия флюидов, будь то магматизм, рудообразование, гидротермальные или более глобальные процессы, такие как конвекция в мантии, движение литосферных плит. Если бы Земля была «сухой», то была бы более статичной, а все эндогенные процессы — происходящими исключительно за счет теплопроводности и диффузии. Конвекция в мантии (если бы она существовала) была бы более медленной, а сама Земля — более горячей внутри и холодной на поверхности.

По некоторым данным на сегодня, большая часть флюидов находится во внутренних геосферах. Так в нижней мантии массовое содержание H_2O 0,2—0,4% [27]. При пересчете на обычную плотность воды это количество в несколько раз превосходит объем Мирового океана. Значительная доля восстановленных флюидов (водород и углеводороды) может содержаться в ядре [18, 23], при этом считается, что периодическая дегазация ядра и подъем флюидов к поверхности инициирует многие эндогенные процессы [19].

На сегодняшний день имеются убедительные данные, что мантийные флюиды (газы) поступают на поверхность как в вулканических областях, так и вне областей современного вулканизма. Для вулканичес-

ких областей известно, что мантийные флюиды поступают вместе с магмой, в которой они растворяются, а затем при декомпрессии отделяются от нее в виде газовой фазы.

Для областей, в которых современный вулканизм отсутствует, также имеются достоверные сведения появления мантийных флюидов в пределах верхней коры и на поверхности. Так, изотопные исследования гелия в подземных водах Центральной Азии, а также в зоне Байкальского рифта [24] показывают наличие мантийных компонентов флюидов вдоль границ блоков, хотя магматической активности в этих регионах в данный момент нет.

Также имеются свидетельства поступления в верхнюю кору мантийных углеводородов. Обзорная работа по углеводородной дегазации Земли (надо понимать — мантии) опубликована Б.М.Валяевым [2]. В ней на основании многочисленных фактов делается вывод о том, что «...формирование нефтегазовых залежей не связано с медленным на протяжении миллионов лет улавливанием, концентрацией рассеянных в породах УВ-газов и микронепти. Это всего лишь побочное явление на фоне грандиозных процессов разгрузки глубинных УВ-флюидов (образующихся в процессах дифференциации вещества ман-

тии с участием рециклинга) по каналам, возникающим при деформациях пород, происходящих с активным участием разгружающихся углеводородоводных флюидов».

Количественная оценка глобальной углеводородной дегазации Земли была проведена Г.И.Войтовым [4]. По результатам его исследований различных регионов суши и океанического дна оказалось, что из ежегодного поступления в атмосферу и гидросферу $2,4 \cdot 10^{14}$ г углерода 70% ($1,68 \cdot 10^{14}$ г) приходится на углеводороды, причем мантийная часть оценена в 80%. Изучение кристаллического фундамента на нефтяном месторождении в Татарстане показало современное проявление глубинной углеводородной дегазации. Установлено, что добыча нефти по ряду площадей существенно превышает подсчитанные извлекаемые запасы. Выявлено 12 косвенных признаков, свидетельствующих о подтоке глубинной (мантийной) нефти в осадочный чехол и, следовательно, если есть «подпитка» месторождений новыми порциями углеводородов, то должны быть и каналы их поступления [22].

О динамике мантийных флюидов в прошлом Земли свидетельствуют многочисленные факты. Так, сам магматизм и все сопровождающие его процессы инициировались поступлением глубинных (интрателлурических) флюидов [5, 16], которые формировали в процессе плавления субстрата трансмагматические флюиды [14, 15]. При разработке гипотезы трансмагматических флюидов Д.С.Коржинский опирался на идею французского петролога П.Термье, который еще в 1910 г. предполагал, что граниты и опережающий их метаморфизм вызываются восходящими потоками горячих водных растворов [12].

Подводя итоги этого краткого обзора, можно еще раз подчеркнуть, что практически все эндогенные процессы невозможны без участия флюидов, источником которых является в основном мантия. Причем мантийный флюид может быть как ювенильным, так и рециклированным, т.е. «затянутым» на мантийные глубины процессами субдукции.

Постановка задачи. Если источники мантийных флюидов еще остаются достаточно гипотетичными, то важнейшее значение самих мантийных флюидов в эндогенных процессах трудно оспорить.

Проводниками мантийных флюидов к поверхности считаются магмы и сверхглубинные разломы [5 и др.]. Возможна диффузионная миграция флюидов, но поскольку скорости ее низки, то существенного поступления флюидов из мантии к поверхности за счет диффузии ожидать нельзя.

Несомненно, что магмы приносят флюид и выделяют его в процессе кристаллизации. Но, как известно, для образования самих магм требуются флюиды, понижающие температуру плавления субстрата и поступающие в зону магмаобразования с еще больших глубин. Если источником флюида считать субдуцированную океаническую кору или ядро Земли, то ка-

ков же механизм восходящей миграции этого флюида до уровня магмаобразования?

Как известно, верхние геосферы имеют различную и достаточно сложную реологию [26], зависящую от геодинамического положения. Как правило, верхняя часть континентальной литосферы (верхняя кора) хрупкая и сравнительно прочная, а нижняя — пластичная и ослабленная (менее вязкая). В промежутке между ними, в зависимости от геодинамической обстановки могут выделяться 1—2 слоя, различающиеся реологическими свойствами — сменой хрупкого состояния пластичным, или наоборот. Говоря о пластичности и хрупкости геологической среды, сразу следует оговориться, что это понятия относительные. При медленных деформациях хрупкое тело ведет себя как пластичное, а пластичное проявляет хрупкие свойства при быстрых деформациях. Поэтому в мантии мгновенные силовые воздействия могут вызвать хрупкие разрушения, в то время как при медленных напряжениях мантийная среда течет. Далее речь пойдет о миграции замкнутых трещинных полостей в пластичной мантии. Само понятие «трещинные» подразумевает хрупкое разрушение, но оно вполне возможно при интенсивном росте растягивающих напряжений за счет образования свободного флюида или магмы в виде обособленной полости, в которой возникают избыточные давления, превышающие предел прочности пород на разрыв.

Из изложенного становится понятным, что глубинные разломы, как проводники флюидов, при пластичной реологии, преобладающей в силу высоких температур и давлений в мантии, вряд ли могут существовать. Самые глубокие из них заканчиваются на нижней границе верхней, хрупкой части коры, где они выполаживаются, приобретают горизонтальный характер (листрические разломы) и маркируют сейсмическую границу K1 на континентах [13].

Однако большинство исследователей признают наличие потоков мантийных флюидов к поверхности, но конкретных и достоверных механизмов их поступления до сих пор не предложено. Можно считать, что сегодня механизм, объясняющий поступление интрателлурических (трансмантийных) флюидов из глубин Земли к областям выплавления магмы и в верхнюю кору, разработан еще недостаточно.

Миграция трещинных полостей, содержащих флюид — новый механизм интрателлурических (трансмантийных) растворов. Теоретические положения. Авторы данной публикации предложили механизм миграции флюидов в виде замкнутых трещинных полостей, реализующийся в условиях пластичности окружающей среды (мантии), суть которого была изложена в работах [3, 7, 8, 10].

Движение осуществляется за счет сжатия стенок в нижней части полости литостатическим давлением, а флюид из-за его меньшей плотности передает давление в «голову» полости, где возникает избыточное

давление флюида (ИДФ), пропорциональное вертикальному размеру системы и разности плотностей флюида и породы (рис. 1, А). Рассчитанные векторы флюидного и литостатического давления на стенку полости показаны на рис. 1, Б. При достаточной вертикальной протяженности и разнице плотностей флюида и вмещающей пластичной среды избыточное давление флюида становится выше прочности породы и происходит «флюидоразрыв» в голове и в силу постоянства объема — схлопывание хвостовой части полости. Этот процесс обеспечивает ее продвижение вверх, что аналогично всплыванию пузырей газа в жидкости, но только развивается в твердой, пластически деформируемой среде. В графическом виде возникновение избыточного давления флюида представлено на рис. 1, В.

Формальное обоснование следующее. Если взять субвертикальную полость-трещину, заполненную флюидом (см. рис. 1, А) в условиях пластического состояния породы, то литостатическое давление в «голове» (верхняя часть) трещинной полости P_{1lit} (см. рис. 1, В) на глубине H_1 составляет

$$P_{1lit} = \int_0^{H_1} g(H_1) \cdot \rho(H_1) dH, \quad (1)$$

где ρ — плотность пород, H_1 — глубина от поверхности Земли до вершины трещины, g — ускорение силы тяжести. Литостатическое давление в хвосте (нижняя часть) трещинной полости P_{2lit} вычисляется

таким же образом по формуле (1), но только для глубины H_2 .

Собственное давление флюида в основании трещинной полости с допущением того, что плотность флюида одинакова по всей высоте полости, составляет

$$P_{fl} = \rho_{fl} g l, \quad (2)$$

где ρ_{fl} — плотность флюида, l — протяженность трещины по вертикали.

Давление флюида P_{2fl} в хвосте трещины (на глубине H_2) равно литостатическому давлению P_{2lit} , а давление флюида вверху трещинной полости (на глубине H_1) составляет

$$P_{1fl} = P_{2fl} + P_{fl}. \quad (3)$$

Тогда избыточное давление флюида в голове трещинной полости (см. рис. 1, В) равно

$$P_{1fl} - P_{2fl} = P_{1lit} \quad (4)$$

и для продвижения трещинной полости оно должно быть выше прочности породы на разрыв.

Прочность мантийных пород на растяжение на уровне астеносферы по данным работ [13, 26] 50 МПа, а на уровне верхов мантии — значительно выше (до 800 МПа). Прочность приповерхностной части коры по наблюдениям при Большом трещинном Толбачинском извержении [1] составляет 3—30 МПа. Однако практика гидроразрыва нефтяных пластов [17] показывает, что начальное образование

трещины гидроразрыва требует заметно больших усилий, чем распространение уже существующих, поэтому преодоление этих прочностей для образования первичной трещины необходимо лишь в начальный момент. По расчетам [28] напряжение распространения трещины в породах со стартовой длиной 30 м составляет не более 130 кПа. Кроме того, воздействие флюида на породу оказывает сильное разупрочняющее действие, что связано с проявлением эффекта Ребиндера. Прочность породы под действием поверхностно активного вещества, каковым является флюид, может снизиться в 3—5 раз [21, 25].

Авторами по формулам (1—4) была сделана оценка начальной вертикальной протяженности флюидных резервуаров, при которой избыточное давление флюида может вы-

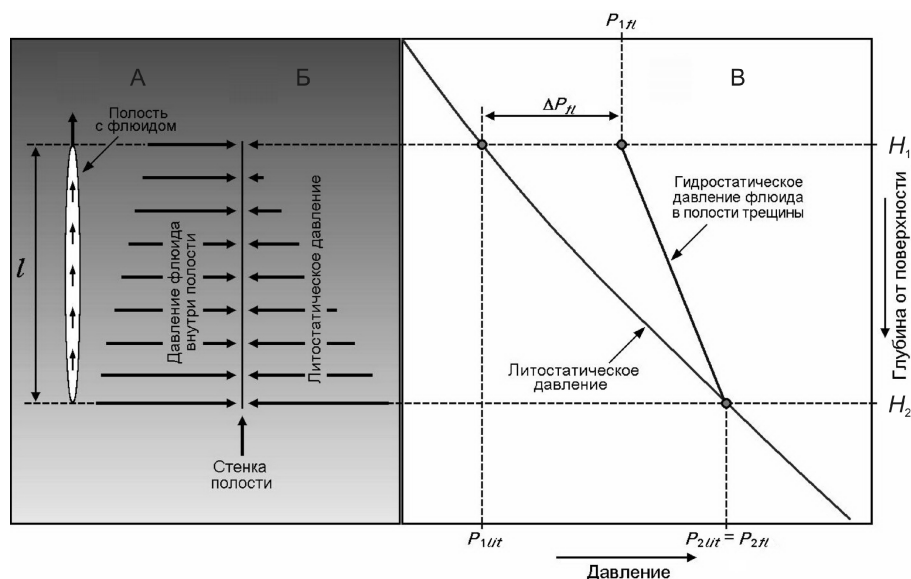


Рис. 1. Механизм возникновения избыточного давления в замкнутой трещинной полости в условиях пластических деформаций:

А — вертикальная полость с флюидом; стрелки — переток флюида внутри полости и гидроразрыв в голове трещины; l — высота полости; Б — векторы гидростатического давления флюида, действующего изнутри, и литостатического давления, действующего снаружи на стенку полости; В — графики литостатического и гидростатического давления в полости; P_{fl} — величина избыточного давления флюида в голове полости

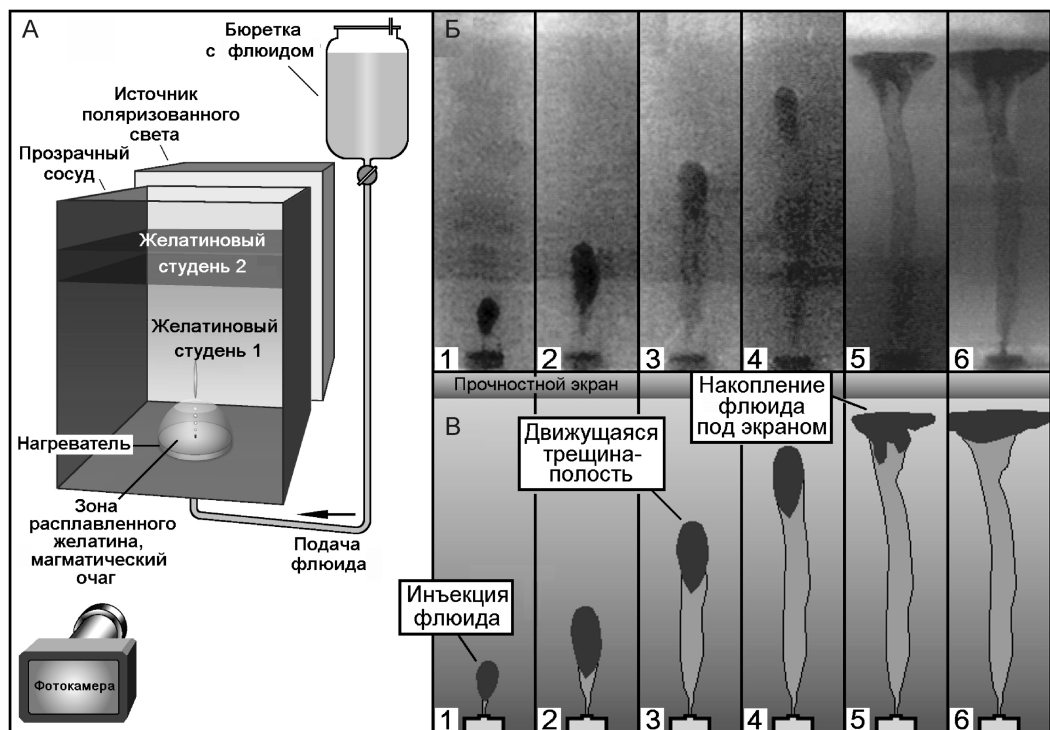


Рис. 2. Аналоговое моделирование восходящего движения флюидных полостей в пластичной среде:

А — схема установки для проведения экспериментов по моделированию подъема флюида в виде замкнутых трещинных полостей; Б — опыт, моделирующий «всплывание флюидных полостей» в студнях, с различными прочностными свойствами (плотность желатинового студня $1,1 \text{ г/см}^3$), в качестве «флюида» использован подкрашенный этанол плотностью $0,81 \text{ г/см}^3$; В — графическая интерпретация эксперимента

расти выше прочности мантийных пород и произойти гидроразрыв. Из результатов расчетов следует, что чем выше плотность флюида, тем большая протяженность трещины требуется для осуществления гидроразрыва пород и начала движения замкнутой полости вверх. Так, во вмещающей породе плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$ при плотности флюида $0,5 \text{ г/см}^3$ ИДФ, необходимое для гидроразрыва мантии прочностью в 50 МПа, достигается при длине трещины 2,3 км, а при плотности флюида 1 г/см^3 — при длине 3 км. При одной и той же длине трещины и плотности флюида избыточное давление флюида будет выше в породах с большей плотностью (это связано с литостатическим градиентом). Так, при плотности породы 3 г/см^3 при тех же плотностях флюида его избыточное давление в 50 МПа достигается уже при протяженности трещин в 2,03 и 2,54 км, то есть при меньших значениях длины. Если учесть разупрочнение породы вследствие эффекта Ребиндера, то пороговое значение избыточного давления флюида, способствующее движению трещин путем гидроразрыва, должно быть в несколько раз ниже и, соответственно, ниже протяженность мигрирующих трещин.

Миграция трещинных полостей, содержащих флюид. Аналоговый эксперимент. Для подтверждения принципиальной возможности миграции трещинных полостей, содержащих флюид, авторами разработана опытная установка (рис. 2, А) и проведе-

ны аналоговые эксперименты. Установка состоит из прозрачного сосуда прямоугольной формы размерами 30 30 50 см, в которую заливались в два слоя растворы желатина различной консистенции, застывавшие в студни различной прочности. В дно сосуда монтировался нагреватель, позволяющий при необходимости локально «расплавлять» студень*. По центру нагревателя проходил тонкий штуцер для подачи в желатин из бюретки различных растворов, имитирующих флюид. За сосудом устанавливался плоский осветитель с поляризованным светом, позволяющий наблюдать через поляризационный фильтр напряжения, возникающие в желатиновом студне во время опыта, и фотографировать их.

Для имитации в эксперименте твердых, но пластичных пород употреблялся желатиновый студень, так как он используется для моделирования в текто-

*Говоря о «расплаве» и «твердом» желатиновом студне следует сразу оговориться, что это не истинный фазовый переход твердого в жидкость, а разложение геля (студня), имитирующего твердую матрицу при нагреве, и авторами был использован такой методический прием для моделирования в эксперименте магматического очага, находящегося в твердых породах. Далее в работе жидкая желатиновая субстанция будет именоваться расплавом без кавычек, также это примечание относится к слову «флюид», для имитации которого использовались спиртовые растворы и дизельное топливо.

нофизике и применимость его для этих целей обоснована давно [20].

На рис. 2, Б, В представлены результаты опыта с двухслойным желатиновым студнем (без использования поляризованного освещения). Верхний слой студня более прочный, чем нижний. Порция концентрированного раствора этанола подавалась через донный штуцер под небольшим давлением, в результате чего в желатиновой матрице произошел разрыв и образовалась полость, заполненная более легким по отношению к желатиновой матрице раствором. При достижении полостью вертикального размера 60 мм, она оторвалась от подпитывающего штуцера и начала подниматься сквозь желатиновую матрицу. При этом полость имела вид сильно вытянутой линзы. Соотношение ее высоты, ширины и толщины соответствовало 60 : 30 : 5 мм. Однако по достижении полостью верхнего, более прочного слоя желатина подъем прекратился. При добавлении следующей порции раствора прорыва не произошло и наблюдалось «растекание» раствора под прочностным экраном.

Результаты другого опыта представлены на рис. 3. В этом случае для подсветки опыта использовался источник рассеянного поляризованного света, что позволило наблюдать за напряжениями в желатиновом студне, возникающими при прохождении через него полости, заполненной флюидом. Желатиновый студень в донной части установки с помощью нагревателя при температуре 60 °С был локально расплавлен

— модель магматической камеры. Через штуцер в центральной части нагревателя в расплавленный желатин подавалось дизельное топливо плотностью 0,83 г/см³. Плотность желатинового студня была такой же, как и в предыдущем эксперименте.

Как можно видеть из временной последовательности эксперимента (см. рис. 3), при образовании зоны расплава над нагревателем никаких напряжений в твердой матрице не возникает (стадия 1). Это свидетельствует о том, что плотности твердой и жидкой матрицы одинаковы, то есть увеличения объема, в отличие от природного процесса плавления силикатных пород, не происходит. Тем не менее, в расплавленной части можно было наблюдать тепловую конвекцию, которая была визуализирована, подкрашиванием расплава путем инъекции через штуцер порции концентрированного органического красителя. Без окрашивания расплава определить его границы в матрице было невозможно. Наличие конвекции говорит о том, что локальные плотностные неоднородности внутри расплава все же существуют. На следующем этапе эксперимента в зону расплава вводилось дизельное топливо (флюид), которое всплывало в жидкости и скапливалось вверху расплавленной камеры (стадия 2). Внедрение флюида сразу же вызвало возникновение механических напряжений в твердой матрице, что обнаруживается потерей ею изотропности в поляризованном свете. Постепенная добавка флюида в расплав вызвала рост размеров

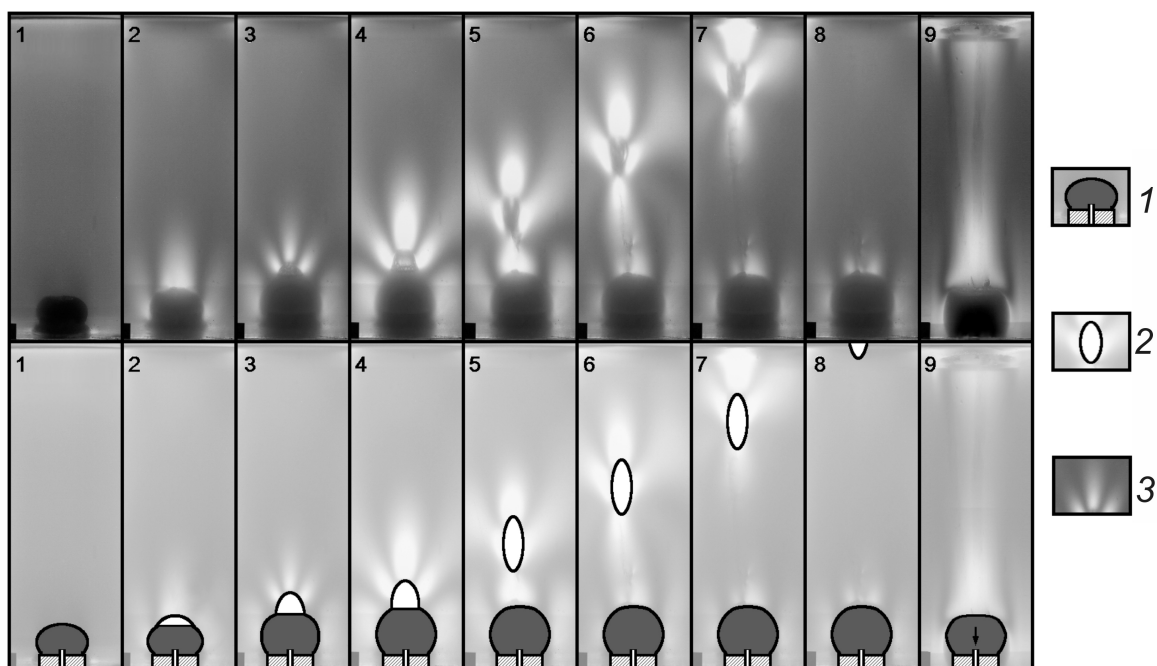


Рис. 3. Результаты эксперимента по прохождению флюидной полости из расплавленной матрицы через твердую:

1 — нагреватель и развивающийся над ним «очаг» расплавленной части желатиновой матрицы; 2 — накапливающаяся вверху очага и всплывающая флюидная линза, состоящая из дизельного топлива; 3 — напряжения, возникающие в твердой матрице при прохождении флюидной линзы; вверху — фотографии, внизу — графическая расшифровка; номера — временная последовательность эксперимента

линзы над расплавом (стадии 3—4) и при достижении ее вертикальных размеров критической величины произошли образование трещины гидроразрыва (стадия 4) и прорыв флюида во вмещающую твердую матрицу. Говоря о твердой матрице, имеется в виду не истинную твердость, а состояние модельного материала (желатинового студня), имитирующего природные горные породы.

Понятие критической величины вертикального размера рассматривалось ранее в работе [10]. Критический размер — высота флюидной полости, при которой избыточное давление флюида становится выше прочности вмещающих пород на разрыв. ИДФ, соответствующее критическому размеру, вычисляется по уравнениям (1—4), и для его расчета необходимы данные по прочности пород, значение литостатического давления на данной глубине и величина плотности флюида в рассматриваемых условиях.

Далее, как это было уже показано, избыточное давление флюида вызывает разрыв матрицы в голове полости, а в хвосте, где давление флюида равно «литостатическому», вследствие перемещения флюида в трещину гидроразрыва полость смыкается, в результате чего она перемещается в направлении к поверхности (стадии 5—8). Следует отметить, что на всем пути перемещения полости твердая матрица испытывает механические напряжения, особенно большие в голове трещины. Выход полости на поверхность отмечается небольшим фонтанчиком флюида, который, к сожалению, фотографически не удалось зафиксировать. После выхода флюида на поверхность был произведен частичный слив через штуцер жидкого желатина из зоны расплава, что вызвало возникновение напряжений во всей колонне матрицы вследствие ее проседания над зоной расплава (стадия 9). Последняя стадия эксперимента имеет непосредственную аналогию в природных процессах. В вулканических областях в приповерхностных очагах магмы, после ее извержения происходит проседание с образованием вулканических кальдер. Вероятно, опустошение глубинных материнских очагов также сопровождается возникновением напряжений, но процесс их релаксации происходит более плавно вследствие пластичности среды и больших масштабов явления.

Обсуждение результатов. Как уже было показано, имеется достаточно фактов, указывающих на поступление мантийных флюидов к поверхности, механизм которого был неясен до сих пор. Высказанные еще в начале прошлого века, эти идеи не находили достаточно обоснованного объяснения в части механизма реализации этого процесса. В настоящей работе как чисто теоретические рассуждения, так и аналоговый эксперимент показали возможность поступления флюидов (интрателлурических растворов) из глубоких недр Земли посредством передвижения вверх в условиях пластичности среды полостей-трещин,

заполненных легким относительно вмещающих пород флюидом. Скорость поступления авторами не оценивалась, но исходя из данных аналогового эксперимента, она может быть достаточно большой.

Вероятно, говоря об интрателлурических растворах в известном понимании [5, 16], нужно указать на то, что речь идет о флюидах, поскольку агрегатное состояние их достоверно неизвестно. Это могут быть как жидкие растворы, так и газовые смеси или растворы в надкритическом состоянии. Состав их может быть как восстановленный (углеводороды, водород и др.), так и окисленный (вода, уголекислота и др.). Если учитывать, что глубинные флюиды поступают в кору без участия магматических расплавов, что является достаточно распространенным [22, 24] то, вероятно, можно говорить о сопряжении глубинных разломов хрупкой коры с зонами поступления флюидов из пластичной мантии путем миграции замкнутых полостей. Таким образом, эти зоны являются поставщиками флюидов для коровых разломов, и уже по ним флюид поступает на поверхность (рис. 4). Итак, зоны миграции флюидов в мантии и коровые разломы являются звеньями одной цепи в процессе поступления мантийных флюидов на поверхность Земли.

Механизм возникновения избыточного давления флюида, который является основой концепции миграции трещинных полостей, был использован в работе [9] для объяснения внедрения и консолидации магм на различных уровнях мантии и коры.

Наличие мантийных потоков вещества в виде плюмов сегодня признается множеством исследователей. Однако общепризнанного взгляда на их происхождение нет. По данным работ [6, 18] следует, что причиной формирования мантийных потоков является де-

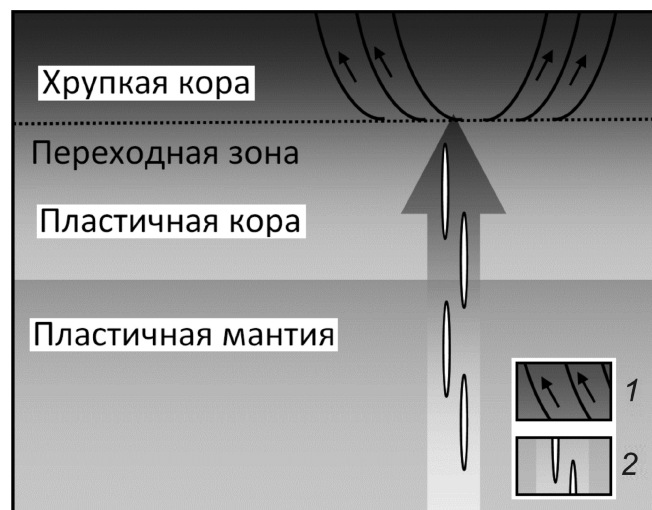


Рис. 4. Схема сопряжения коровых разломов с зонами поступления мантийных флюидов:

1 — разломы, переходящие в листрические в основании хрупкой коры; 2 — зона поступления мантийных флюидов посредством подъема трещинных полостей

газация ядра водородом и углеводородами, которые в процессе подъема окисляются в воду и уголекислоту. Однако механизмы подъема мантийных потоков и детали эволюции в рассмотренных работах различны и физически недостаточно обоснованны. На основе постулата об углеводородной дегазации ядра авторами предложен по сути новый механизм формирования плюмов [10, 11], который обусловлен поступлением тепла и массы от границы ядра и мантии рассматриваемым способом.

Представленные расчеты также показывают возможность продвижения рудоносных растворов (флюидов) на большие расстояния от магматических или других источников, что следует иметь в виду при оценке связи магматических систем с рудными образованиями, которые часто рассматриваются как парагенетические.

Само движение флюидных полостей и вступление их в предварительно напряженные породы земной коры, а также их разупрочнение за счет воздействия эффекта Ребиндера может являться спусковым механизмом сейсмических событий.

В заключение можно отметить, что предложен и обоснован универсальный механизм поступления флюидов из глубокой мантии, который позволяет дать объяснение многим эндогенным процессам, таким как интрателлурические растворы и формирование плюмов, механизм которых сегодня не был до конца осмыслен и объяснен.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-00262а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большое трещинное Толбачинское извержение* / Под ред. С.А.Федотова. — М.: Наука, 1984.
2. *Валяев Б.М.* Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // *Геология нефти и газа*. 1997. № 9. <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1997/09/content.html>.
3. *Васильева Е.В., Жатнуев Н.С.* Динамика флюидозаполненных полостей в зоне пластических деформаций // *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле* / Мат-лы докладов третьей тектонофизической конференции. Т. 2. — М., 2012. С. 214—217.
4. *Войтов Г.И.* Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах // *Журнал Всесоюзного химического общества*. 1986. Т. XXXI. Вып. 5. С. 533—540.
5. *Волохов И.М.* Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. — Новосибирск: Наука, 1979.
6. *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 7. С. 587—604.
7. *Жатнуев Н.С.* Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // *Доклады РАН*. 2005. Т. 404. № 3. С. 380—384.
8. *Жатнуев Н.С.* Динамика трещинных флюидных систем в зоне пластических деформаций // *Литосфера*. 2006. № 4. С. 149—158.

9. *Жатнуев Н. С.* Динамика глубинных магм // *Доклады РАН*. 2010. Т. 430. № 6. С. 787—791.
10. *Жатнуев Н.С.* Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // *Доклады РАН*. 2012. Т. 444. № 1. С. 50—55.
11. *Жатнуев Н.С., Санжиев Г.Д., Васильев В.И., Васильева Е.В.* Трансмантийные (интрателлурические) флюиды и геодинамика // *Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП. От океана к континенту* / Мат-лы X совещания. Т. 1. — Иркутск, 2012.
12. *Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. — М.: Наука, 1989.
13. *Иванов С.Н.* Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // *Геотектоника*. 1990. № 2. С. 3—14.
14. *Коржвинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов поджорного происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // *Кора и верхняя мантия*. — М.: Наука, 1968. С. 69—74.
15. *Коржвинский Д.С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли*. — М.: Наука, 1972. С. 144—153.
16. *Кузнецов Ю.А., Изох Э.П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. Т. 1. — М.: Наука, 1969. С. 7—20.
17. *Курьянов Ю.А., Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Джафаров И.С.* Исследование техногенной трещиноватости, возникшей после гидроразрыва пласта. — М.: ГНЦ РФ ВНИИГеоосистем, 2001.
18. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // *Геология рудных месторождений*. 2003. Т. 43. № 4. С. 291—307.
19. *Маракушев А.А.* Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. — М., 1999.
20. *Осокина Д.Н.* Пластичные и упругие низко модульные оптически-активные материалы для исследований напряжений в земной коре методом моделирования. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
21. *Перцов Н.В.* Эффект Ребиндера в земной коре (физико-химическая геомеханика) // *Коллоидный журнал*. 1998. Т. 60. № 5. С. 629—640.
22. *Плотникова И.Н.* Современный процесс возобновления запасов углеводородного сырья: гипотезы и факты // *Георесурсы*. 2004. № 1 (15).
23. *Пронин А.П., Баширин В.Н., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е.* Флюидная активность Земли: Ограничения на модели эволюции и современного состояния земного ядра // *Внутреннее ядро Земли. Геофизическая информация о процессах в ядре* / Мат-лы I всеросс. научной конф. http://innercore.ru/2000/rus/session_05.html.
24. *Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 2. С. 109—136.
25. *Траскин В.Ю.* Эффект Ребиндера в тектонофизике // *Физика Земли*. 2009. № 11. С. 22—33.
26. *Corti G., Bonini M., Conticelli S., et al.* Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // *Earth-Science Reviews*. 2003. Vol. 63. Pp. 169—247.
27. *Murakami M., Hirose K., Yurimoto H et al.* Water in the Earth's lower mantle // *Sciences*. 2002. Vol. 295. Pp. 1885—1887.
28. *Nakashima Y.* Theory of dyke propagation from a magma reservoir // *29th International Geological Congress. Kyoto, Japan. Abstracts*. Vol. 2.

Оценка прогнозных ресурсов нефти и газа в межгорных впадинах Бурятии

В.П.ИСАЕВ, Г.И.ТАТЬКОВ, А.М.БАДЕРИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Утверждается, что впадины Бурятии перспективны на обнаружение месторождений газа и нефти. На основе геологических изысканий прошлого столетия определены исходные параметры пяти наиболее крупных впадин. Дана суммарная оценка прогнозных ресурсов по категории D_3 : газ — 4,6 трлн.м³, нефть — 10,0 млрд.т.

Ключевые слова: впадины, осадочные породы, органический углерод, нефть, газ, ресурсы.

Исаев Виктор Петрович, isaevvp@yandex.ru

Татьков Геннадий Иванович

Бадерин Александр Михайлович

Assessment of expected resources of oil and gas in intermountain hollows of Buryatia

V.P.ISAEV, G.I.TATKOV, A.M.BADERIN

It is claimed that hollows of Buryatia are perspective on detection of gas fields and oil. On the basis of geological researches of last century initial parameters of five largest hollows are determined. The total score of expected resources on the category D_3 is given: gas — 4,6 trillion m³, oil — 10,0 billion t.

Key words: hollows, sedimentary breeds, organic carbon, oil, gas, resources.

Потенциальные ресурсы углеводородного сырья во впадинах Бурятии оценены в соответствии с «Классификацией запасов и прогнозных ресурсов нефти и горючих газов», утвержденной приказом Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 1 ноября 2005 г. № 298. Эта «Классификация» предусматривает, что ресурсы нефти и горючих газов, в зависимости от степени геологической изученности, подразделяются на категории D_1 (локализованные), D_2 (перспективные) и D_3 (прогнозные). Ниже проанализируем возможность оценки прогнозных ресурсов по указанным категориям.

Категория D_1 (локализованные) — ресурсы нефти и горючих газов возможно продуктивных пластов в выявленных и подготовленных к бурению ловушках. Форма, размеры и условия залегания предполагаемых залежей определены по результатам геолого-геофизических исследований, толщина и коллекторские свойства пластов, состав и свойства нефти принимаются по аналогии с разведанными месторождениями.

Категория D_2 (перспективные) — ресурсы нефти и горючих газов литолого-стратиграфических комплексов и горизонтов с доказанной промышленной нефтегазоносностью в пределах крупных региональных структур. Количественная оценка прогнозных ресурсов проводится по результатам региональных геологических, геофизических, геохимических исследований и по аналогии с открытыми месторождениями в пределах оцениваемого региона.

Категория D_3 (прогнозные) — ресурсы нефти и газа литолого-стратиграфических комплексов, оцениваемые в пределах крупных региональных структур, промышленная нефтегазоносность которых не доказана. Перспективы нефтегазоносности этих комплексов прогнозируются на основе данных геологических, геофизических, геохимических исследований. Комплексная оценка прогнозных ресурсов этих категорий производится по предположительным параметрам на основе имеющихся геологических представлений и по аналогии с другими, более изученными регионами, где установлены разведанные месторождения нефти и газа.

На основе изложенных представлений о категории прогнозных ресурсов и степени геологической изученности впадин Бурятии можно сделать вывод о том, что оценка прогнозных ресурсов этих впадин возможна по категории D_3 (прогнозные) и, с некоторой натяжкой для отдельных наиболее изученных впадин или параметров, по категории D_2 (перспективные). В последнем случае необходимы достоверные сведения о содержании в породах органического вещества (C_{org}), сингенетического или эпигенетического битуминозного вещества.

Принципы оценки прогнозных ресурсов углеводородного сырья. Количественная оценка прогнозных ресурсов газообразных, жидких и твердых углеводородов производится на основе подсчета геологических и геохимических параметров предпола-

гаемых нефтегазоносных территорий. Основу расчетов составляют геометрические характеристики осадочно-породного бассейна: площадь, толщина осадочного чехла, объем осадочной толщи и ее масса. Предполагая, что не всякий осадочно-породный бассейн может быть нефтегазоносным, к этим данным прибавляются сведения о емкостных параметрах осадочных пород, способных вмещать газообразные и жидкие флюиды. Важнейшими параметрами осадочного разреза, позволяющими наиболее достоверно оценить углеводородный потенциал бассейна, являются геохимические данные. Важно знать качество органического вещества (долю присутствия гумусовой и сапропелевой составляющей), степень его диагенетической и катагенетической превращенности. Так же надо знать степень битуминозности органического вещества, для того, чтобы оценить масштабы первичной эмиграции и региональной миграции углеводородных смесей.

Академик РАН А.Э.Конторович (1976) считает, что имеющиеся в науке представления о механизме первичной миграции битумоидов позволяют качественно оценить интенсивность этого процесса. В своей книге [6] он дает несколько практических рецептов по количественной оценке углеводородного потенциала нефтегазоносных территорий.

Принципиальный путь решения задачи был указан С.Г.Неручевым (1969). Он предложил использовать для этой цели уравнение материального баланса.

Предположим, что в момент времени t_0 в геологическом теле находилось некоторое количество q_0 битумоидов, содержащих $C_0\%$ углерода, что в момент времени t в рассматриваемом теле осталось $q_{t\text{ост}}$ битумоидов, а $q_{t\text{эм}}$ эмигрировало, причем первые содержат процент битумоидов, а вторые — $C_{t\text{эм}}\%$.

Тогда можно записать очевидные уравнения:

$$q_0 - q_{t\text{ост}} - q_{t\text{эм}}, \\ q_0 C_0 - q_{t\text{ост}} C_{t\text{ост}} - q_{t\text{эм}} C_{t\text{эм}}.$$

Решая их, найдем, что

$$q_{t\text{эм}} = \frac{q_{t\text{ост}} (C_0 - C_{t\text{ост}})}{C_{t\text{эм}} - C_0}.$$

Таким образом, для определения количества углеводородов, эмигрировавших из нефтепроизводящих пород, необходимо знать состав автохтонных битумоидов до и после эмиграции из них части компонентов, состав аллохтонных битумоидов и количество оставшихся в породах битумоидов.

Из приведенных высказываний С.Г.Неручева и А.Э.Конторовича следует, что при оценке перспектив нефтегазоносности недостаточно знать общие геохимические показатели, важно также иметь данные о стадиях литогенеза, то есть о степени преобразованности органического вещества. Прямых определений степени катагенеза рассеянного органического вещества в межгорных впадинах Бурятии не имеется. Однако, очевидно, что во впадинах байкальского типа органическое вещество преодолело подстадию протокатагенеза, так как в каждой из них имеются угольные пласты и месторождения бурых углей. Во впадинах забайкальского типа органическое вещество претерпело более значительное преобразование, войдя в первые этапы подстадии мезокатагенеза (начальный МК₁), так как в некоторых впадинах есть месторождения каменного угля (Хара-Хужирское, Оборское, Никольское, Урсинское). Следовательно, в этих впадинах возможно выявление не только газовых, но и нефтяных залежей.

В результате изучения большого числа нефтегазоносных бассейнов (НГБ) были установлены корреляционные связи между геолого-геохимическими характеристиками осадочного чехла, с одной стороны, и запасами нефти, с другой стороны. Эта связь была выражена через различные коэффициенты, отраженные в табл. 1.

В соответствии с этой таблицей возможен подсчет прогнозных (D_3 — по массе пород осадочного чехла) и перспективных (D_2 — по содержанию рассеянного органического вещества и углеводородов) ресурсов нефти в межгорных впадинах Бурятии. Для этого можно принять коэффициенты, отраженные в последней строке табл. 1.

При расчетах, связанных с оценкой потенциальных ресурсов, надо иметь в виду, что в межгорных впадинах Бурятии генерируется в основном метан.

1. Связь запасов нефти в нефтегазоносных бассейнах с массой осадочных пород, органического вещества, битумоидов, углеводородных газов. По работе 1

Нефтеносные бассейны	Запасы нефти, в % к				Источник данных
	осадочным породам	рассеянному органическому веществу	хлороформенным битумоидам	рассеяным УВ-газам	
Паудер-Ривер	0,0018	0,10	1,42	3,70	Дж.М.Хант
Лос-Анджелес	0,0032	0,08	1,14	3,00	К.О.Эмери
Среднее по бассейнам США	0,0011	0,07	0,87	2,27	И.И.Нестеров
Минимальные значения для осадочных бассейнов	0,0006	0,06	0,71	1,85	Дж.М.Хант

При давлении 760 мм рт.ст. и температуре 0 С 1 т метана занимает объем $1,4 \cdot 10^3 \text{ м}^3$. Следовательно, количество газа, генерируемого на площади в 1 км^2 , равно $17,5 \cdot 10^3 \cdot 1,4 \cdot 10^3 \cdot 24,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{км}^2$.

Для предварительной оценки начальных потенциальных ресурсов нефти и газа, слабо изученных осадочных бассейнов, к которым, несомненно, относятся впадины Бурятии, используется обычно объемно-статистический метод. Наиболее простым является способ подсчета содержания нефти и газа в осадочном бассейне объемно-статистическим методом по Н.Б.Вассоевичу и Г.А.Аммосову. По данным авторов геологические запасы газа составляют 0,0002%, а нефти 0,0003% от веса осадочного выполнения бассейна 6, с. 202 .

$$Q = S H_{\text{cp}} K_n(K_g),$$

где Q — геологические запасы (ресурсы), S — площадь, H_{cp} — средняя глубина, ρ — плотность осадочных пород, K_n — коэффициент по нефти, K_g — коэффициент по газу.

Приблизительные ресурсы нефти в нефтегазоносных бассейнах М.Ф.Двали и Т.П.Дмитриева предлагают считать по формуле:

$$Q_n = a V,$$

где V — объем осадочного выполнения в км^3 , a — ресурсный коэффициент, выраженный в $\text{т}/\text{км}^3$.

Величина коэффициента различная в разных типах нефтегазоносных бассейнов: для платформенных бассейнов составляет $15 \cdot 470 \text{ т}/\text{км}^3$, для межгорных впадин — $12 \cdot 012 \text{ т}/\text{км}^3$, для передовых прогибов — $11 \cdot 745 \text{ т}/\text{км}^3$.

М.Ш.Моделевский предложил при оценке ресурсов нефти и газа в крупных седиментационных бассейнах пользоваться формулами

$$V_n q_n V_p, V_g q_g V_p,$$

где V_n, V_g — объем соответственно нефти и газа в пластовых условиях, V_p — объем природного резервуара. По его данным q_n равно в среднем 0,00015, q_g — 0,00035.

2. Основные подсчетные параметры первоочередных впадин

Впадины	Площадь, км^2	Средняя глубина, км	Объем осадков, км^3	Средневзвешенная плотность осадков, $\text{т}/\text{м}^3$	Масса осадков, 10^9 т
Баргузинская	5174	1,5	7761	2,27	17 617
Гусиноозерская	1012	1,7	1720	2,34	4026
Еравнинская	1469	1,8	2644	2,20	5817
Зазинская	1139	1,2	1367	2,20	3007
Кижингинская	1481	1,3	1925	2,40	4621

Примечание. Контуры впадин, их площадь, плотность пород определены по геологическим данным, средняя глубина впадины в пределах подсчетного контура, установленная по картам изоглубин положения кристаллического фундамента, построенных по данным электроразведки (ВЭЗ) и геоэлектрическим разрезам.

С.Г.Неручев предложил очень сложную методику оценки прогнозных ресурсов нефти и газа, основанную на разновидности балансового метода, связанной с использованием коэффициентов аккумуляции газа и нефти. Этот метод для оценки прогнозных ресурсов углеводородного сырья во впадинах Бурятии в настоящее время неприемлем из-за слабой изученности органического вещества и битумоидов в осадочных разрезах межгорных впадин.

Известный азербайджанский ученый Ф.Г.Дадашев еще в 1963 г. предложил метод подсчета прогнозных ресурсов газа, который по своей сути является объемно-генетическим. По его предложениям составлена следующая подсчетная формула:

$$Q_{\text{газ}} = S_n H_{\text{ос}} \rho_n Q_{\text{CH}_4},$$

где $Q_{\text{газ}}$ — прогнозные ресурсы газа, S_n — подсчетная площадь, $H_{\text{ос}}$ — глубина осадочного бассейна, ρ_n — средняя плотность пород ($2,3 \text{ т}/\text{м}^3$), Q_{CH_4} — среднее содержание метана в осадках.

Подсчет прогнозных ресурсов газа и нефти. Прежде чем приступить к подсчету прогнозных ресурсов, необходимо определиться с основными физическими параметрами впадин и составить список впадин, подлежащих первоочередному изучению (табл. 2).

Используя приведенные способы подсчета прогнозных и перспективных ресурсов, сделаем расчеты для самой крупной впадины Бурятии — Баргузинской. Объем осадочной толщи всей впадины составляет 7761 км^3 . Учитывая, что средняя плотность пород для данного района $2,27 \text{ т}/\text{м}^3$, можем рассчитать сначала вес всех пород, а затем и ресурсы нефти и газа в Баргузинской впадине по методу Н.Б.Вассоевича:

$$Q_{\text{газ}} = 7761 \cdot 10^9 \cdot 2,27 \cdot 0,0002 = 3,52 \cdot 10^9 \text{ т},$$

$$Q_n = 7761 \cdot 10^9 \cdot 2,27 \cdot 0,0003 = 5,28 \cdot 10^9 \text{ т}.$$

Таким образом, по категории D₃ получаем прогнозные ресурсы газа 3,52 млрд.т или 4,93 трлн.м³. Прогнозные ресурсы нефти составляют 5,28 млрд.т.

По формуле М.Ф.Двали и Т.П.Дмитриевой Q_n а V , применив коэффициент для межгорных впадин а 12 012 т/км³, получаем:

$$Q_n \text{ а } V \text{ 12 012 7761 93,2 } 10^6 \text{ т.}$$

Ресурсы нефти по этому методу составят 93,2 млн.т (D₃).

По аналогии с расчетами С.Г.Неручева, произведенными для Устьселенгинской впадины 11 подсчитаем ресурсы для верхней зоны биохимического газообразования (0—1,5 км) в Баргузинской впадине. Подсчетные параметры: среднее содержание $C_{орг}$ в неогеновых породах впадины 3%; плотность пород 2,27 т/км³; средняя глубина впадины 1,5 км; средняя толщина потенциально нефтегазоматеринских пород по данным сейсморазведки МОГТ-2D 4 и результатов бурения опорной скважины 5, представленных серыми, черными и углистыми глинами составляет 500 м, площадь развития нефтегазоматеринских толщ 2500 км², объем материнских пород составит 1250 км³.

Плотность генерации газа:

$$q_{г}^{ген} = \frac{C_{орг} \cdot m_{п} \cdot h_{п} \cdot K_{г}^{ген}}{C_{г} \cdot M_{ост}} \cdot 10^9$$

$$q_{г}^{ген} = \frac{3 \cdot 2,27 \cdot 500 \cdot 10 \cdot 10^9}{59,8 \cdot 100} = 2,5 \text{ млрд.м}^3/\text{км}^2.$$

Таким образом, в Баргузинской впадине при указанных выше параметрах на каждом квадратном километре генерируется 2,5 млрд.м³ углеводородного газа.

Всего образовалось из нефтематеринских пород углеводородного газа: 2,5 2500 (км²) 6,25 трлн.м³.

Понятно, что весь этот газ не может накопиться в залежах. Значительная его часть остается в газоматеринских породах, теряется на путях миграции (сорбируется породами, растворяется в подземных водах) и в ловушках накапливается лишь некоторая часть. Попытки оценок количества газов, достигающих ловушек, предпринимались учеными неоднократно. А.Э.Конторович в работе 6 приводит таблицу, из которой следует, что коэффициент аккумуляции газа в газоносных районах Западной Сибири колеблется от 0,6 до 9,5. Поскольку для Баргузинской впадины такие данные отсутствуют, примем среднее значение — 5%.

$$Q_{г}^{акк} = 6,25 \cdot 10^{12} \cdot 5/100 = 310 \cdot 10^9 \text{ м}^3.$$

Таким образом, по методу С.Г.Неручева с поправками А.Э.Конторовича прогнозные ресурсы газа в Баргузинской впадине составляют 310 млрд.м³.

Для подсчета по методу Ф.Г.Дадашева примем следующие подсчетные параметры: площадь бассейна — 5174 км², глубина осадочного выполнения — 0,2—3 км (в среднем 1,5 км). Получим объем пород — 7761 км³. Масса пород: $m = V_{п} \cdot \rho = 17 \cdot 617 \cdot 10^9$ или $17,6 \cdot 10^{12}$ т. Если

среднюю газонасыщенность осадков оз.Байкал метаном принять с учетом данных А.Г.Ефремовой и др.

3 $Q_{CH_4} = 35 \text{ см}^3/\text{кг}$, то получим общее количество газа, содержащегося в этой осадочной толще Баргузинской впадины, $Q_{г} = 35 \cdot 10^3 \text{ см}^3/\text{т} \cdot 17,6 \cdot 10^{12} \text{ т} = 616 \cdot 10^{15} \text{ см}^3 = 616 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ (округленно 0,61 трлн.м³). Такое количество метана может содержаться в недрах Баргузинской впадины, если верны принятые ранее параметры.

Расчеты по методу А.Э.Конторовича, В.С.Вышемирского и А.А.Трофимука (1971) произведены с использованием подсчетных параметров (см. таблицы 1 и 2). Эти расчеты произведены для Баргузинской впадины потому, что в ней пробурена одна глубокая скважина, в которой имеются небольшие сведения о содержании рассеянного органического вещества и битуминозности пород до глубины 1401 м. В других скважинах такие отрывочные сведения имеются только до глубин в несколько первых сотен метров.

Полученные результаты расчетов сведены в табл. 3. Анализируя результаты подсчета прогнозных ресурсов разными методами, можно сделать вывод о том, что Баргузинская впадина может быть отнесена к территории, перспективной с точки зрения возможности обнаружения промышленных скоплений горючих газов. Однако, разброс значений по ресурсам газа и нефти значителен. В этом случае необходимо было бы воспользоваться другими методами подсчета ресурсов углеводородов. Но для этого необходимы подробные и достоверные данные по органическому и битуминозному веществу осадочного разреза, которые в настоящее время отсутствуют. Полученные результаты подсчета будут корректироваться в ходе проведения поисковых работ на территории Баргузинской впадины.

По другим впадинам, входящим в пятерку первоочередных для геологического изучения, подсчеты прогнозных ресурсов произведены таким же образом и сведены в несколько таблиц. Не проводились рас-

3. Сравнение результатов подсчета прогнозных ресурсов газа и нефти в Баргузинской впадине разными методами

Авторы метода	Прогнозные ресурсы	
	Газ, млрд.м ³	Нефть, млн.т
Н.Б.Вассоевич и Г.А.Аммосов	4930	5280
М.Ф.Двали, Т.П.Дмитриева	—	93,2
С.Г.Неручев	310	—
Ф.Г.Дадашев	610	—
А.Э.Конторович и др.	—	45 400
М.Ш.Моделевский	0,81	0,34
Среднее по впадине	1462,7	12 693,4

четы по двум методам: 1) А.Э.Конторович, В.С.Вышемирский и А.А.Трофимук и 2) М.Ш.Моделевский. В первом случае ресурсы получаются слишком высокие, во втором — очень низкие.

В табл. 4 повторены результаты расчетов по Баргузинской впадине и приведены итоги расчетов по другим первоочередным впадинам.

4. Прогнозные ресурсы углеводородов, подсчитанные разными методами по категории D₃

Впадины	Авторы метода	Прогнозные ресурсы	
		Нефть, млн.т	Газ, млрд.м ³
Баргузинская	Н.Б.Вассоевич	5300	4900
	М.Ф.Двали	93	—
	С.Г.Неручев	—	310
	Ф.Г.Дадашев	—	610
Среднее		2696,5	1940
Гусино-озерская	Н.Б.Вассоевич	1200	1120
	М.Ф.Двали	20	—
	Ф.Г.Дадашев	—	140,9
Среднее		610	630,4
Еравнинская	Н.Б.Вассоевич	1740	1880
	М.Ф.Двали	20	—
	Ф.Г.Дадашев	—	203,6
Среднее		880	1041,8
Зазинская	Н.Б.Вассоевич	200	840
	М.Ф.Двали	16	—
	Ф.Г.Дадашев	—	105,2
Среднее		108	472,6
Кижингинская	Н.Б.Вассоевич	1390	1290
	М.Ф.Двали	31	—
	Ф.Г.Дадашев	—	161,7
Среднее		710,5	725,85

Сами расчеты не приводятся, т.к. они аналогичны расчетам по Баргузинской впадине.

Из табл. 4 следует, что по прогнозным ресурсам газа самые крупные впадины Бурятии располагаются в следующем порядке (в трлн.м³): Баргузинская — 1,9; Еравнинская — 1,04; Кижингинская — 0,73; Гусиноозерская — 0,63 и Зазинская — 0,47. Нефтяные ресурсы по этим же впадинам представляются завышенными, хотя порядок их убывания остается таким же: от Баргузинской впадины до Зазинской.

В табл. 5 сведены многочисленные данные по скважинам, пробуренным в XX в. до глубин не более 360 м. Понятно, что эти данные не отражают истинные ресурсы глубоко залегающих отложений, но позволяют хотя бы понять порядок цифр, соответствующих прогнозным ресурсам впадин. Ресурсы, показанные в табл. 5, авторы решили отнести к перспективным (D₂), так как в их основу положены сведения о содержании в породах рассеянного органического и битуминозного веществ. Эта информация имеет к нефтяному прогнозу самое прямое отношение. Суммарную величину битуминозного вещества можно условно сопоставить с перспективными ресурсами нефти, то есть подсчитанными по категории D₂. Тогда ресурсы нефти составят 9,79 млрд.т. Для большей достоверности используем коэффициенты по работе 6, приведенные в табл. 1. Эти коэффициенты для органического вещества — 0,06, для битумоидов — 0,71.

Ресурсы нефти, подсчитанные по органическому веществу, составят: 414,38 0,06 24,86 млрд.т.

Ресурсы нефти, подсчитанные по хлороформенному битуму, составят: 9,79 0,71 6,95 млрд.т.

Из двух результатов возьмем среднее значение. Тогда перспективные ресурсы нефти в первоочередных впадинах по категории D₂ составят 15,9 млрд.т.

Возможна оценка ресурсов с использованием подсчетных коэффициентов по В.С.Вышемирскому, А.Э.Конторовичу, А.А.Трофимуку (А.Э.Конторович, 1976). Расчеты приведены в табл. 6. Исходные данные взяты из табл. 5.

Обзор полученных результатов позволяет усомниться в правильности такой оценки нефтяных ресурсов, так как разброс значений по разным коэффициентам очень велик. Даже подсчет усредненных значений не уменьшает сомнений: средние ресурсы нефти, например, в Баргузинской впадине по трем вариантам расчетов составляют 45,4 млрд.т. Наиболее приемлем вариант подсчета по коэффициенту 0,0006.

Приведем еще одну возможность оценки ожидаемого количества углеводородов во впадинах, подлежащих геологическому изучению. Предлагаемый путь заключается в оценке пустотного пространства осадочного чехла каждой впадины. Интересна в первую очередь эффективная пористость, слагаемая из открытых (сообщающихся) пор и трещин (табл. 7). Пластовые жидкости (вода, нефть) не могут занимать большего объема, чем суммарный объем природного резервуара. В этой таблице собрана информация по глубоким скважинам, пробуренным в 1950-е годы в Усть-Селенгинской и Баргузинской впадинах, в которых выполнен значительный объем работ по определению коллекторских свойств осадочных пород.

По данным В.В.Самсонова и В.И.Коневои эффективная пористость песчаников изменяется от 20 до 45%, а проницаемость составляет сотни и тысячи миллдарси. Для составления данной таблицы были

5. Содержание органического углерода и битумоидов (битумов) в осадочном чехле первоочередных впадин (Г.П.Пономарева и др., 1967)

Впадины	Номера скважин; глубины, м	Число проб	Среднее содержание $S_{орг}$, %	Среднее содержание битуминозного вещества, %	Вес пород осадочного чехла, Гт	Общее количество $S_{орг}$, Гт	Общее содержание битуминозного вещества, Гт
Баргузинская	1-О; до 1411	154	3,0	0,0201	10331	309,93	2,08
Гусиноозерская	1306, 1313, 1314, 1501; 1554 до 260	89	0,067	0,0441	2962	1,98	1,31
Еравнинская	11; до 290	22	3,781	0,0758	1465	55,39	1,11
Зазинская	9, 14	42	5,53	0,22	768	42,47	1,69
Кижингинская	2, 5, 7; до 360	83	0,142	0,1111	3250	4,61	3,61
Итого						414,38	9,79

6. Расчет ресурсов нефти по методу В.С.Вышемирского и др.

Впадины	Ресурсы нефти (10 ⁹ т) по категориям			Усредненные данные по разным спо- собам под- счетов, нефть, 10 ⁹ т
	D ₃	D ₂		
	Коэффициенты			
	0,0006	0,06	0,71	
Баргузинская	0,11	11	125,1	45,4
Гусиноозер- ская	0,024	2,4	28,6	10,3
Еравнинская	0,035	3,5	41,3	14,9
Кижингинская	0,028	2,8	32,8	11,9
Зазинская	0,018	1,8	21,3	7,6
ВСЕГО:	0,325	21,5	249,1	90,3

7. Объем пустотного пространства в породах осадочного чехла первоочередных впадин

Впадины	Объем пород, $км^3$	Средняя эффективная пористость, %	Объем порового пространства, $км^3$
Баргузинская	7761,0	30	2328,3
Гусиноозерская	1720,4	24	412,9
Еравнинская	2644,2	22	581,7
Зазинская	1367	22	300,7
Кижингинская	1925	25	481,3
По всем впадинам:			4104,6

использованы не только материалы соответствующих отчетов по бурению на нефть и газ, но и привлечены сейсмические и гравиметрические данные о плотности пород в каждой впадине.

Из таблицы следует, что общий объем емкостного пространства осадочных пород ($4,1$ трлн.м³) рассмотренных впадин может быть заполнен флюидами — водой, газом и (или) нефтью. Соотношение между ними определить сложно, так как надо знать точное количество рассеянного органического вещества, степень его катагенеза (а она на разных глубинах различается), соотношение сапропелевой и гумусовой составляющих, коэффициент эмиграции газообразных и жидких углеводородов из материнских пород, потери на миграцию и коэффициент аккумуляции.

По данным МОГТ на Баргузинском лицензионном участке два мощных песчаных прослоя в неогеновых отложениях, заключенные между глинистыми пачками, составляют суммарно не менее 500 м. Максимальная плотность запасов нефти на этом участке может достигать: 500 м 30% 10^6 м $150 \cdot 10^6$ или 150 млн.м³/км². Такая плотность запасов нефти может иметь место в Баргузинской впадине при условии, что все пустотное пространство занято нефтью. Если представить, что все поровое пространство коллектора — 4104,6 км³, занято газом, то тогда на глубине 1 км (P 10 МПа.) будут содержаться ресурсы газа 3800 10^{12} м³ 3800 млрд.м³. На глубине 2 км (P 20 МПа) будет содержаться 7600 10^{12} м³. Можно предположить и совершенно пессимистический вариант, когда все поровое пространство будет занято водой.

Обзор подсчетных параметров и полученных результатов показывает: во-первых, большой разброс значений прогнозных ресурсов даже в одной впадине, во-вторых, совершенно разные средние данные по органическому веществу и битуминозности в генетически родственных впадинах. Например, в табл. 5 среднее содержание $S_{орг}$ в Гусиноозерской и Кижин-

гинской впадинах явно занижено (возможно это техническая ошибка), что и сказалось на ресурсах. По-видимому, это связано с невысоким качеством химико-аналитических работ в те годы. Об этом свидетельствуют другие данные Г.П.Пономаревой в отчетах за 1966, 1967 гг., где приводятся сведения более однозначные и соответствующие действительности: среднее содержание органического углерода колеблется от 2,08 в Баргузинской впадине до 9,85% в Холуйской котловине Еравнинской впадины.

Итоговый результат подсчета прогнозных ресурсов (категория D₃) по крупнейшим впадинам Бурятии приведен в табл. 8. Из нее следует, что первое место по объемам газовых скоплений занимает Баргузинская впадина, на втором месте — Еравнинская, что не противоречит размерам этих впадин и объемам осадочного чехла. Наименьшие ресурсы и, соответственно, размеры у Зазинской впадины.

8. Сводная таблица прогнозных ресурсов по первоочередным впадинам

Впадины	Прогнозные ресурсы по категориям		
	D ₃		D ₂
	Газ, млрд.м ³	Нефть, млн.т	Битум, млн.т
Баргузинская	1701,35	7694,95	2080
Гусиноозерская	630,4	610	1300
Еравнинская	1041,8	880	1110
Зазинская	472,6	108	1690
Кижингинская	725,85	710,5	3610
Общие ресурсы	4572	10 003,45	9790

Распределение ресурсов нефти по впадинам полностью совпадает с распределением ресурсов газа. На первом месте по нефти резко выделяется Баргузинская впадина, на втором — Еравнинская и на последнем — Зазинская. В итоговой таблице последняя графа показывает содержание битуминозного вещества в осадочных породах верхней части осадочного разреза впадин. Так как эти данные получены в результате химико-аналитических исследований и являются более точными, чем подсчеты по объему или массе осадочных пород, авторы отнесли эти ресурсы к категории перспективных (D₂), хотя это и не совсем точно, поскольку в эту категорию обычно входят территории с доказанной промышленной нефтегазоносностью.

Из табл. 8 следует, что по размеру общих ресурсов жидких углеводородов цифры практически совпадают: 10 млрд.т по нефти и 9,8 млрд.т по битумам. Произошло это, по-видимому, из-за того, что в подсчетах участвовали одни и те же «породные» параметры (объемы и масса осадочного чехла), хотя методы подсчетов и геохимические данные разные. Это также означает, что в анализах рассеянная нефть воспринимается как битумы, а в действительности по скважинам то, что описывается как битум, часто является нефтью.

Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы углеводородного сырья в главных впадинах Бурятии составляют: по газу 4,6 трлн.м³, по нефти 10 млрд.т.

Если учесть, что в Бурятии помимо упомянутых пяти имеются еще около десяти впадин, представляющих прогнозно-поисковый интерес, то, вероятно, можно прогнозировать увеличение указанных ресурсов в целом для всей территории Республики в 2 раза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вышемирский В.С., Конторович А.Э., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов / Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 143. — Новосибирск, 1971.
2. Дадашев Ф.Г., Мамедова П.А., Полетаев А.В. Зональное распределение грязевых вулканов в нефтегазоносных областях // Геология нефти и газа. № 1. 2003. С. 18—20.
3. Ефремова А.Г., Андреева М.В., Левшенко Т.Вл. и др. О газах в осадках Байкала // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений / Реф. сб.: Изд-во ВНИИГазпром. Вып. 2. 1980. С. 15—23.
4. Исаев В.П., Клыкова В.Д. и др. Прогноз нефтегазоносности Баргузинской впадины (Бурятия) по комплексу геофизических и геохимических исследований // Сб. мат-лов науч.-практич. конф. «Нефтегеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России». — С-Пб, 2010. С. 246—251.
5. Конева В.И. Отчет о результатах бурения Баргузинской опорной скв. I-р. — Иркутск, 1955.
6. Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. — М.: Недра, 1976.
7. Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. — Л.: Недра, 1969.
8. Пономарева Г.П., Самсонов В.В. Перспективы нефтегазоносности кайнозойских впадин Забайкалья // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. — М.: Недра, 1969. С. 218—223.
9. Самсонов В.В. Происхождение байкальской нефти и проблемы нефтегазоносности Бурятии // Проблемы Сибирской нефти. — Новосибирск, 1963. С. 127—150.
10. Самсонов В.В., Пономарева Г.П. Отчет о геологических результатах нефтепоискового бурения на Истокской площади за 1958—1962 гг. — Иркутск, 1962.
11. Самсонов В.В., Неручев С.Г., Пономарева Г.П. Геологическое строение и прогноз нефтегазоносности континентальных бассейнов. — С-Пб, 1999.

Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области

О.Р.МИНИНА, Л.И.ВЕТЛУЖСКИХ, В.С.ЛАНЦЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Приведены новые данные по стратиграфии и вулканизму нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области. Показано широкое развитие в регионе кембрийских и среднепалеозойских осадочных и вулканических образований, дана их характеристика. Установлено, что состав отложений, временные интервалы распространения комплексов органических остатков, структурная позиция раннегерцинских комплексов Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зон Байкало-Витимской складчатой системы хорошо коррелируются между собой.

Ключевые слова: стратиграфия, палеозой, вулканиты, Байкальская горная область.

Минина Ольга Романовна, yaksha@rambler.ru

Ветлужских Лариса Ивановна, L_vetla@mail.ru

Ланцева Валентина Сергеевна, valery_fox@list.ru

Stratigraphy and volcanism of the lower and middle Paleozoic of Baikal mountain region

O.R.MININA, L.I.VETLUJSKIKH, V.S.LANTSEVA

There are a new data on the stratigraphy and volcanism of the lower and middle Paleozoic of Baikal mountain region. It is shown that the Cambrian and Middle-Paleozoic sediments and volcanics were widespread in the region, their characteristics were given. It is found that the composition of deposits, time intervals of spread of the organic residues complexes, structural position of Early-Hercenian complexes of Vitimkan-Tsipa and Turka-Kurba zones of the Baikal-Vitim fold system are highly correlated with each other.

Key words: stratigraphy, Paleozoic, volcanics, Baikal mountain region.

В развитии представлений о геодинамической эволюции Байкальской горной области стратиграфические проблемы всегда играли важную роль. В настоящее время эта область рассматривается как комбинация докембрийских микроконтинентов, островных дуг и разновозрастных террейнов различной геодинамической природ, которая сформировалась в палеозое на месте Палеоазиатского океана [2, 9, 11, 12 и др.]. Вещественно-геодинамическая зональность существенно отличается в схемах разных авторов. Во многом эти отличия связаны с неопределенностью возрастных датировок большей части распространенных здесь толщ. В результате проведенных исследований в последние годы получены новые данные, которые позволили обосновать широкое распространение в Байкальской горной области наряду с докембрийскими и нижнепалеозойскими, средне-и верхнепалеозойскими отложениями [9, 13, 15, 16, 17, 19 и др.]. Последние выделены из состава рифейских и кембрийских толщ. В связи с этим проблема объема кембрийских отложений вызывает особый интерес.

В Саяно-Байкальской горной области (рис. 1) выделяются отложения всех отделов кембрия, охарактеризованных трилобитами, брахиоподами, водорослями, археоциатами [4, 5]. Кембрийские отложения обнажаются в виде отдельных ксенолитов среди магматических и метаморфических образований или составляют пластины, олистолиты в микститовых комплексах [9, 19]. В настоящее время схема стратиграфии кембрия Байкальской горной области существенно скорректирована [5]. Наиболее детально изученные опорные разрезы кембрийских отложений на территории Бурятии расположены (см. рис. 1) в Бирамьино-Янгудской (Янгудская и Бамбуйская подзоны), Турка-Курбинской (Туркинская подзона) и Удино-Витимской (Еравнинская подзона) структурно-формационных зонах. Рассмотрим некоторые из них.

Бирамьино-Янгудская зона. Янгудская подзона (Верхне-Ангарский хребет, бассейны рек Коокта и Иномакиткан). Согласно данным предшественников разрез венда—кембрия объединяет олдакитскую, туколамийскую, кооктинскую и кумацкую свиты. По данным авторов туколамийская и олдакитская свиты

содержат органические остатки девона, к кембрию отнесены кооктинская и кумакская свиты. Схема стратиграфии кембрия представлена в следующем виде: 1) атдабанский-тойонский ярусы нижнего кембрия — кооктинская свита в составе пяти пачек; 2) амгинский ярус среднего кембрия — кумакская свита. В карбонатном комплексе *кооктинской свиты* (2300 м) выделено пять пачек, чередующихся в разрезе, и сложенных переслаиванием массивных известковистых и глинистых тонкослойчатых доломитов, глинистых, битуминозных и биокластовых известняков. Свита характеризуется кооктинским комплексом трилобитов, определяющим возраст свиты верхами тойонского яруса, верхняя часть зоны *Edelsteinaspis* — *Kooteniella* — *Namania* [6] и содержит археоциаты и брахиоподы. *Кумакская свита* (750 м) амгинского яруса среднего кембрия согласно залегает на кооктинской свите. Граница проведена по смене серых и светло-серых известняков кооктинской свиты черными глинисто-алевритистыми известняками со стенофаціальными трилобитами семейства *Oryctocerphalidae*. Верхняя граница кумакской свиты

проходит в верхней части зоны *Pseudanomocarina* — *Olenoides* амгинского яруса и совпадает с подошвой пачки черных известняков с кремнями, отнесенной к майскому ярусу среднего кембрия. Этот разрез кумакской свиты выделяется как гипостратотип амгинского яруса среднего кембрия Саяно-Байкальской горной области [6]. В стратотипе кумакской свиты для амгинского яруса выделены биостратиграфические подразделения в ранге зон и горизонтов (рис. 2), соответственно: зона *Cheiruroides arcticus* — иномакитканский, зона *Oryctocara* — *Oryctocephalus* — левокооктинский, зона *Tonkinella gavrilovae* — правокооктинский и зона *Pseudanomocarina* — *Olenoides* — кумакинский. Таким образом, в бассейне р.Коокта в разрезе кембрийских отложений, выстраивается последовательность сменяющих друг друга комплексов трилобитов от ботомского-тойонского яруса нижнего кембрия до амгинского яруса среднего кембрия включительно.

Разрез *Бамбуйской подзоны* (бассейн р.Бамбуйка) включает аматканскую (венд), золотовскую (венд—кембрий), аиктинскую (нижний кембрий) и чулег-

минскую (нижний—средний кембрий) свиты. По данным авторов венд-кембрийский разрез представлен золотовской и аиктинской свитами (аматканская и чулегминская свиты переведены в средний палеозой). *Золотовская свита* (530—800 м) венда—нижнего кембрия (томмотский ярус) сложена доломитами с прослоями и линзами строматолитовых, микрофитолитовых и водорослевых доломитов и кремневых седиментационных брекчий. К нижнему кембрию (атдабанский—тойонский ярусы) отнесена аиктинская свита (1400 м), согласно сменяющая золотовскую. Свита сложена не закономерным чередованием известняков, доломитовых известняков, известковистых доломитов с археоциатово-водорослевыми микробиогермами, из которых определены археоциаты, представленные энде-

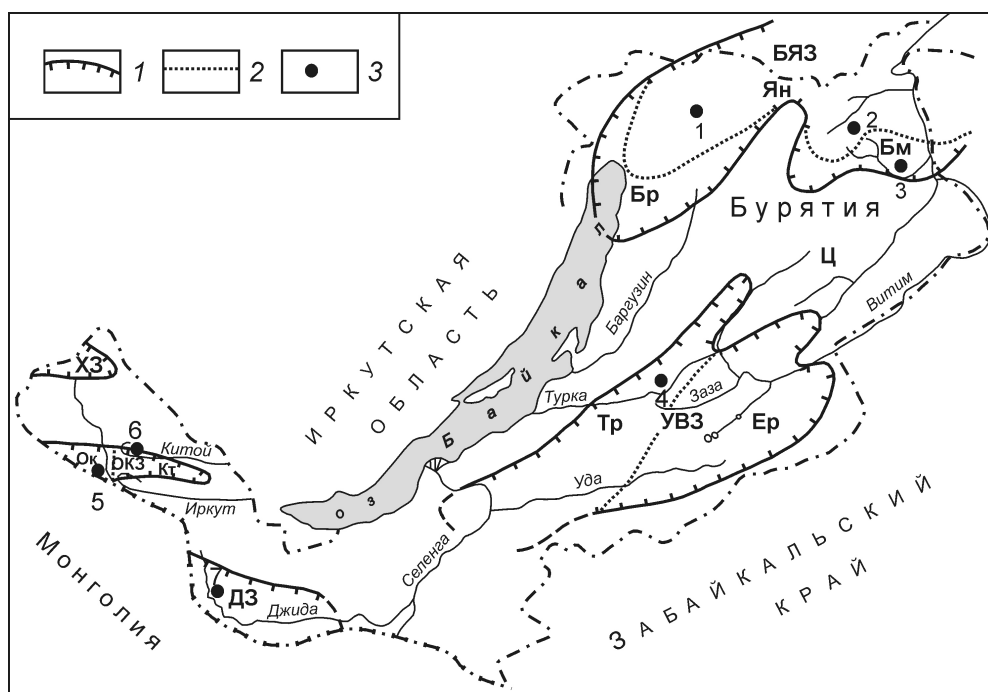


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования для нижнего палеозоя территории Саяно-Байкальской горной области. По М.М.Язмиру, Б.А.Далматову, 1975, с изменениями и дополнениями Л.И.Ветлужских, 2011:

границы: 1 — зон, 2 — подзон; БЯЗ — Бирамьнно-Янгудская зона, подзоны: Ян — Янгудская, Бр — Бирамьнская, Бм — Бамбуйская; Ц — Ципинская зона; УВЗ — Удино-Витимская зона, подзоны: Ер — Еравнинская, Тр — Туркнская; ДЗ — Джидинская зона; ОКЗ — Окино-Китойская зона, подзоны: Ок — Окинская, Кт — Китойская; Х — Хамсаринская зона; 3 — опорные разрезы; цифры на схеме: 1 — бассейны рек Коокта и Иномакиткан, 2 — бассейн р.Келяна, левобережный приток ручья Аикта, 3 — бассейн р.Бамбуйка, 4 — бассейн р.Турка, правобережные притоки рек Сухая Бадота и Ямбуй, 5 — бассейн р.Забит, 6 — бассейн р.Горлык-Гол, ручей Серпентин-Горхон, 7 — бассейн р.Джиды, падь Юхта

Система	Отдел	Ярус	Горизонт		Лона, зона
Кембрийская	Верхний				Слои с kuraspis-liostracus-Acrocephalites
	Средний	Майский			Слои с alokistocare
		Амгинский	Кумакинский Надгоризонт	Кумакинский	Зона pseudanomocarina-olenoides
				Право-кооктинский	Зона tonkinella gavrilovae
				Левokoоктинский	Зона oryctocara-oryctocephalus
				Иномакитканский	Зона cheiruroides arcticus
	Нижний	Тойонский	Качинский		Зона kooteniella-namanoia-Edelsteinaspis
		Ботомский	Уранский		Слои с binodaspis-jangudaspis
		Атдабанский	Археоциатовский		Слои с elganellus-malykania-bulaiaspis
		Томмотский	Золотовский		Слои с stratifera, osagia
Вендская					Вендский комплекс

Рис. 2. Принципиальная схема биостратиграфического расчленения кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. По Л.И.Ветлужских, 2013

мичным видом *Ajacicyathus davydovi* Jazm. и водоросли *Dasycirriphycus cf. fructiculosus* Vologd., *Granulophyton kibanovi* Jazm. Предшествующие исследователи относили огненскую свиту (500 м) к амгинскому ярусу среднего кембрия. Долгое время разрез свиты по р.Огна считался стратотипом амгинского яруса Бурятии [21]. В настоящее время эти отложения выделяются в ранге огненной толщи раннекаменноугольного возраста [6], включающей линзы и линзовидные прослои (мощностью до первых метров) органогенно-обломочных алевролитистых известняков и доломитов с остатками трилобитов левокооктинского и правокооктинского горизонтов амгинского яруса.

Турка-Курбинская зона. Туркинская подзона. Разрез отложений бассейна р.Турка до недавнего времени рассматривался как непрерывный и включал вендскую андреевскую, кембрийские курбинскую и пановскую (в составе трех подсвит) свиты [3, 8, 10]. По данным авторов (рис. 3) разрез кембрийских отложений бассейна р.Ямбуй представляется следующим образом (снизу вверх): 1) курбинская свита (1500—2000 м) — преимущественно известняково-доломитовая с археоциатами; 2) бадотинская свита (800 м) — карбонатная с трилобитами. *Курбинская свита* сложена массивными или грубослоистыми археоциатово-водорослевыми доломитами и известняками. Возраст курбинской свиты по комплексу археоциат — томмотский (верхи)—атдабанский ярусы нижнего кембрия. *Бадотинская свита* представлена темно-серыми алевролитистыми окремненными микрофитолитовыми известняками с остатками трилобитов и датируется ботомским ярусом нижнего кембрия

—верхним кембрием [4, 8]. Пановская свита в настоящее время переведена в средний палеозой [14].

Удино-Витимская зона.

Еравнинская подзона. Существенно вулканогенные отложения нижнего кембрия распространены в междуречье Холы—Заза, в бассейне рек Кыджимит, Левая Олдында и представлены олдындинской свитой (мощность 250—1600 м). В составе свиты преобладают лавовые, пирокластические и субвулканические фации, в тесной ассоциации с которыми формировались известняки с биогермными археоциатово-водорослевыми постройками и осадочно-вулканогенные толщи. В северо-западной части района (реки Левая

Олдында, Кыджимит) развиты преимущественно вулканиты, известняки присутствуют в единичных прослоях, в южной (р.Ульзутуй, правобережье р.Витим, ниже устья р.Заза) широко распространены как вулканогенные, так и вулканотерригенные и карбонатные породы. Геохимические и минералогические данные наиболее типичных представителей вулканических пород, составляющих основу островодужного комплекса олдындинской свиты были получены И.В.Гордиенко и С.В.Руженцевым с соавторами [7, 9, 19]. Авторы данной публикации изучили дополнительные материалы, позволившие уточнить состав олдындинской свиты, в которой выделено две подсвиты. Нижняя подсвита распространена в бассейне рек Кыджимит и Левая Олдында и представлена в основном вулканитами. Среди вулканитов в бассейне р.Кыджимит преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, в подчиненном количестве — дациты, их туфы, туфобрекчии, реже встречаются линзы археоциатово-водорослевых известняков. Для вулканогенных пород в стратотипической местности получен изотопный возраст (в млн.лет): дацитов — 530,8 ± 2,6, адезидацитов — 513,0 ± 3,8 [8, 19]. В бассейне р.Левая Олдында (стратотипическая местность) среди вулканогенных пород распространены лавы и туфы андезитов, риолитов и дацитов с горизонтами игнимбри-тов, агломератовых туфов и туфобрекчий примерно в равных соотношениях. Возраст риолитов 529,8 ± 3,6 и 534 ± 6 млн.лет [8]. Нижнекембрийские отложения прорваны телами граносиенитов, гранитов и гранодиоритов олдындинского (озерного) комплекса, возрастом 471,1 ± 3,1 млн.лет [19]. Верхняя подсвита распространена в бассейне рек Ульзутуй, Сурхебт и сло-

Система	Отдел	Ярус	Структурно-формационные зоны									
			Удино-Витимская зона Туркинская подзона	Витимкан-Ципинская зона			Бирамьино-Янгудская зона					
				Багдаринская подзона	Уакитская подзона	Бамбуйская подзона	Янгудская подзона					
Стратиграфические подразделения												
Каменноугольная	Средний											
		s						Аматканская свита	?			
	Нижний	v						Андреевская свита	Ямбуйская свита	Багдаринская свита	Сырыхская свита	Огненная толща
Девонская		t										
		fm						Пановская свита	Точерская свита	Белогорская свита	Кадалинская толща	Олдакитская свита
		f						Известняковая толща	Якшинская свита	Левуакитская свита	Санская свита	Огненная толща
		zv										
		ef						Ороченская свита	Уакитская толща	Чулегминская свита	?	
								?	Гагарская свита	Перевальная свита	Бамбуйская свита	?
Силурийская												
Ордовикская		Мергельная толща						?	?	?	?	
Кембрийская	Верхний											
	Средний	m						Бадотинская свита	?	?	?	?
		am										
	Нижний	tn										
		b						Давыкшинская свита	Аиктинская свита	Кооктинская свита		
at		Курбинская свита									Золотовская свита	
	t											

Рис. 3. Схема корреляции ниже- и среднепалеозойских стратиграфических подразделений Байкальской горной области.

жена вулканитами и археоциатово-водорослевыми известняками, в подчиненном количестве присутствуют туффиты, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфы. Вулканиты представлены лавами среднего и кислого состава, а также мощной толщей эффузивных пород преимущественно андезит-дацитового состава. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия [21]. На Ульзутуйском водоразделе андезидацииты имеют возраст (в млн.лет) 532 1,1, риолиты — 529 3, фельзиты — 516,7 4,4 [9]. Приведем краткую петрографическую характеристику наиболее распространенных пород в составе олдындинской свиты. *Базальты* — темно-серые породы порфиrowой структуры с крупными фенокристаллами плагиоклаза (битовнит, лабрадор, андезин), присутствуют вкрапленники пироксена и амфибола. Вторичные минералы — хлорит, биотит и эпидот, акцес-

сорные — магнетит, сфен, гематит, ильменит, апатит, иногда встречается пирит. Миндалины выполнены кварцем. *Андезибазальты* — массивные интенсивно измененные породы, порфиrowой, микролитовой, замещения структуры, миндалекаменной текстуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор, андезин). Акцессорные минералы — гематит, сфен, вторичные — биотит, хлорит, серицит. Миндалины выполнены эпидотом, кварцем, кальцитом. *Андезиты* — темно-серые, зеленовато-серые слабо-измененные породы порфиrowой структуры. Основная масса андезитовой или интерсертальной структуры, сложена микролитами плагиоклаза. Фенокристаллы размером 0,1—1 см представлены плагиоклазом (андезин), из темноцветов присутствует амфибол. Вторичные минералы — биотит, хлорит, эпидот, акцессорные — магнетит, гематит, сфен. *Риолиты и дациты* — плотные скрытокристаллические породы серые, розово-серые, порфиrowой структуры и следа-

ми реликтовой флюидальной текстуры. В микрофелъзитовой основной массе содержатся вкрапления кварца, реже плагиоклаза. По вулканитам кислого состава развивается серицит, вторичный калиевый полевой шпат и альбит, образуя прожилковые скопления. В риолитах базис сложен альбитом, мусковитом, хлоритом, кальцитом. Акцессорные минералы — циркон, апатит и монацит. *Туфы* кристалло-

и литокристаллокластического состава псефитовые, реже псаммитовые. Сложены слабоокатанными и остроугольными обломками (0,5—2 мм) плагиоклаза, андезитов, риолитов, реже кварца (20—30% от общей массы). Цемент контактовый и поровый, замещен кварцем и крипточешуйчатым серицитом. Вторичные изменения вулканогенных пород свидетельствуют о низкой степени регионального метаморфизма, который проявился в преобразовании пород в условиях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Вулканогенная олдындинская свита сложена породами ряда базальт-андезит-дацит-риолит, образующими дифференцированную серию. В стратотипической местности свиты (р.Левая Олдында) по петрохимическим критериям породы относятся к известково-щелочной серии. Вулканиты бассейнов рек Кыджимит и Ульзутуй относятся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. Для них характерны низкая магниальность (Mg 30—42), высокая глиноземистость (Al 1,3—6,5) и выдержанный калинатровый состав ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 2—3). Спайдердиаграммы (рис. 4, А) редких элементов и спектры редкоземельных элементов всех членов этих серий характерны для надсубдукционных образований (высокий уровень накопления редкоземельных элементов, высокая степень дифференциации легкой части спектра $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 4—10, обогащенность крупноионными литофильными элементами, характерный для вулканитов островодужного типа Nb-минимум). Все это в сочетании с принадлеж-

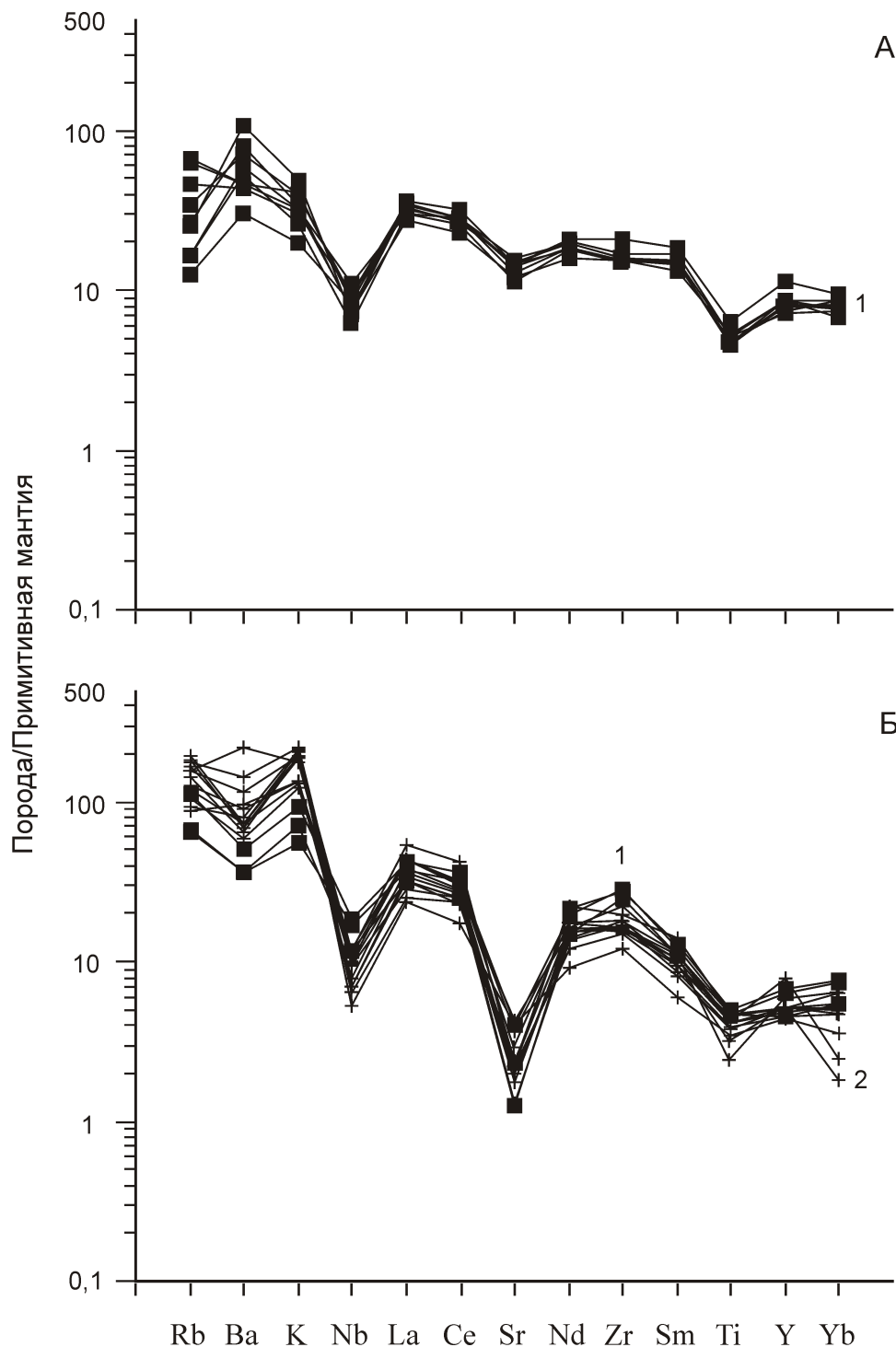


Рис. 4. Спайдердиаграммы вулканитов олдындинской свиты нижнего кембрия (А) и вулканитов девона (Б):

1 — андезидациты, 2 — андезиты

ностью вулканитов к шошонитовой и высококальциевой известково-щелочной сериям указывает на формирование олдындинского островодужного комплекса в условиях коры континентального типа [9, 19]. Олдындинская свита датируется ранним кембрием. Следует отметить, что две пробы андезитов левобережья р.Ульзутуй, аналогичных описанным в составе олдындинской свиты, показали конкордантные значения возраста в 470,4 ± 3,8 и 466,1 ± 3,6 млн.лет [19]. С.В.Руженцев с соавторами включили андезиты в состав олдындинской свиты, возраст которой кембрийско-среднеордовикский. По мнению авторов, учитывая, что основной объем олдындинской свиты составляют все же кембрийские вулканиты, возраст ее следует считать раннекембрийским. Но, принимая во внимание ордовикские датировки, можно предполагать, что затухание вулканической деятельности в раннем палеозое в разных частях района происходило не одновременно и на завершающих стадиях этого процесса; в среднем ордовике продолжали существовать изолированные ареалы вулканизма, разделенные территориями, где шло лишь терригенное осадконакопление.

Ранее из состава олдындинской свиты И.В.Гордиенко с соавторами [9] выделили сурхобтинскую толщу, изотопный возраст (Ar-Ar) андезито-базальтов 310,1 ± 4,1—315,7 ± 3,3 и трахибазальтов 306,6 млн.лет. В последнее время из олдындинской свиты выделены вулканогенно-осадочные породы среднего палеозоя [8, 19]. В составе позднедевонско (фамен)—раннекаменноугольной (визе) кыджимитской толщи, охарактеризованной комплексом органических остатков, присутствуют вулканиты [15, 19]. Базальты, андезиты, дациты и риолиты составляют прослои и субвулканические тела в верхней части разреза толщи. *Базальты, андезиты* — темно-серые, зеленовато-серые породы, слабоизмененные, микропорфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники (до 1 мм) представлены плагиоклазом. Структура основной массы андезитовая. По вкрапленникам и основной массе интенсивно развиты вторичные минералы: серицит, хлорит, альбит и карбонат. *Дациты, риолиты* серые, зеленоватые, порфировой структуры, направленной текстуры. Структура основной массы фельзитовая и пойкилитовая, во вкрапленниках — плагиоклаз и калиевый полевой шпат (15%), рудный (5%), из акцессорных минералов присутствует апатит. Вкрапленники замещены хлоритом и серицитом, темноцветные минералы — кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом. Вулканогенные породы кыджимитской толщи образуют дифференцированную серию и относятся к высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой сериям. Для них присущи низкая магнетизальность, высокая глиноземистость (Al_2O_3 1,2—2,5) и выдержанный каликатовый состав (Na_2O/K_2O 1—3). На спайдердиаграмме (см. рис. 4, Б) все породы имеют общий тренд распределения

редких элементов. Уровень концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ti) образует характерные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии. Также наблюдается обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba). Характерная особенность — повышенное содержание легких лантаноидов. Все это указывает на то, что вулканиты формировались в надсубдукционной обстановке активных континентальных окраин. От кембрийских вулканитов они отличаются повышенным содержанием K и Rb и имеют ярко выраженный Sr-минимум (см. рис. 4).

Наиболее дискуссионным в Байкальской горной области всегда было выделение отложений среднего палеозоя. На современном этапе исследований [19] в этой области выделена зона палеозой — Байкало-Витимская складчатая система. В ее состав включены [14] Витимкан-Ципинская, Удино-Витимская (вместо ранее выделенных Амалат-Еравнинская и Икат-Багдаринская) и Турка-Курбинская структурно-формационные зоны (названия зон даны в соответствии с серийными легендами). В составе Витимкан-Ципинской зоны впервые описаны Уакитская и Бамбуйско-Олиндинская подзоны, в составе Турка-Курбинской выделена Туркинская подзона. Все зоны Байкало-Витимской складчатой системы объединяет присутствие различных в формационном отношении среднепалеозойских образований, охарактеризованных комплексами разнообразных органических макро- и микроостатков [13, 16, 17, 18]. Среднепалеозойские комплексы сложены существенно карбонатными нижне-среднедевонскими и верхнедевонскими, фациально разнообразными отложениями, переходящими в существенно терригенные нижнекаменноугольные образования. Далее приведена характеристика структурно-формационных зон и составляющих их среднепалеозойских комплексов.

Витимкан-Ципинская зона включает Багдаринскую, Уакитскую, Бамбуйско-Олиндинскую подзоны (районы), представляющие собой сложно построенные покровно-складчатые структуры, где в виде пакетов тектонических пластин совмещены разновозрастные вещественные комплексы.

Багдаринская подзона (район). В схеме стратиграфии позднего докембрия—палеозоя Багдаринского района традиционно выделялись багдаринская, ороченская, якшинская, точерская свиты верхнего рифея—нижнего кембрия, ордовика или девона (в схемах разных авторов). Возраст стратонов был пересмотрен и считается среднепалеозойским [1, 14, 15, 19]. Среднепалеозойские толщи составляют два типа разреза: ороченский и точерский. Ороченский объединяет карбонатную ороченскую (D_{1-2}), карбонатно-терригенную якшинскую (D_3), терригенные пестроцветные багдаринскую (D_3-C_1) и ауглейскую ($?C_2$) свиты. Точерский тип разреза представлен граувакковой точерской свитой ($D_3^{fm}-C_1$). Среднепалео-

зойские отложения охарактеризованы комплексами органических остатков, включающими водоросли, кораллы, конодонты, мшанки, тентакулиты, строматопороидеи, комплексы миоспор и ранее детально описаны в работах [15, 19]. Следует только добавить, что авторы включили в состав точерской свиты вулканогенные образования, представленные вулканитами кислого и среднего состава и их автомагматическими брекчиями. Андезиты точерской свиты датированы в 314,4–3,5 млн. лет (U-Pb неопубликованные данные). Детально остановимся на характеристике Уакитской и Бамбуйско-Олиндинской подзон.

Уакитская подзона (район). К верхнерифейско-кембрийскому осадочному комплексу относили уакитскую и ютаконскую серии, санскую свиту. В настоящее время они включены в состав среднего палеозоя [13, 17, 20]. Ютаконская серия состоит из гагарской, перевальной, левоуакитской и белогорской свит. *Гагарская свита* (мощность 700 м) представлена доломитами, часто окремненными с характерными водорослевыми, онколитовыми текстурами. Возраст гагарской свиты определен как ранне-среднедевонский по комплексу водорослей (определения здесь и далее В.А. Лучининой, ИГНиГ, г.Новосибирск) *Lancicula* sp., *Litanaia* sp., *Girvanella* sp., *Rothpletzella* sp., *Hedstroemia* sp., *Garwoodia* sp., *Ikella* sp., *Izhella* sp., *Rotpletzella* sp., *Rohtpletzella devonica* Masl., *Renalcis* sp., *Zidella* sp., *Tharama* sp. и миоспорам (определения здесь и далее Л.Н. Неберикутинной, ВГУ, г.Воронеж; О.Р.Мининой, ГИН СО РАН, г.Улан-Удэ) живетского яруса среднего девона. *Перевальная свита* (мощность 250 м) сложена чередованием глинистых доломитов с глиптоморфозами каменной соли, трещинами усыхания и датирована поздним франом—ранним фаменом. Комплекс органических остатков свиты включает водоросли *Zidella* sp., *Tharama* sp., *Lancicula* sp., *Litanaia* sp., *Hedstroemia* sp., *Garwoodia* sp., харофиты *Umbella* sp., тентакулиты (определения здесь и далее Т.Н.Корень, ВСЕГЕИ, г.С-Пб) и миоспоры. В нижней части разреза свиты установлен позднефранский комплекс миоспор, в верхней, соответствующий перевальным слоям с палинофлорой *Corbulispora vimineus* — *Geminispora vasjamica* нижефаменского подъяруса. *Левоуакитская свита* (250 м) представляет собой сложный микститовый комплекс, включающий различные генетические типы микститов. Олистолиты сложены раннекембрийскими известняками и доломитами с остатками археоциат и водорослей, вмещающие их отложения представлены слоистыми известковистыми доломитами, содержащими водоросли *Rothpletzella* sp., *Garwoodia* sp., *Renalcis* sp. Среднефаменский возраст свиты определяется по ее положению в разрезе. *Белогорская свита* ритмичного строения и сложена переслаиванием биотурбированных, тонкослойчатых, водорослевых и обломочных доломитов. Возраст свиты определен как позднедевонский, позднефаменский. В белогорской свите кроме водорослей *Lancicula* sp., *Litanaia* sp., *Rothpletzella* sp.,

Hedstroemia sp. и др. найдены строматопороидеи (определения здесь и далее В.Г.Хромых, ИГНиГ, г.Новосибирск) *Amphipora* sp., *Stromatoporata* sp., *Actinostroma* cf. *guasifenestratum* Khromych, ругозы (определения здесь и далее Л.М.Улитиной и Т.В.Шарковой, ПИН, г.Москва), хитинозои (определения Ю.П.Катюхи, ГФУП «Бурятгеоцентр») *Sphaerochyrtina* aff. *Schwaldi*, *Agetocistis* sp., тентакулиты, фораминиферы. Комплекс миоспор свиты соответствует слоям с палинофлорой *Retispora lepidophyta* (D_3fm_3). *Уакитская толща* (мощность 2200 м) представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, известняков. Толща датирована поздним девоном (поздний фран) и содержит остатки высших растений *Flabellifolium* sp., *Shciadophyton* sp. (определения здесь и далее А.Л.Юриной, МГУ, г.Москва), водоросли *Rothpletzella* sp., *Lancicula* sp., хитинозои *Sphaerochyrtina* aff. *schwaldi*, *Agetocistis* sp., иглокожие и фораминиферы. В отложениях толщи установлен комплекс миоспор чулгминских слоев с палинофлорой *Cristatisporites deliquescens* — *Verrucosisporites evlanensis*. *Санская свита* (мощность 1250 м) сложена кварцевыми песчаниками (нижняя подсвита), карбонатными конгломератами (средняя подсвита), полимиктовыми кварц-полевошпат-литовыми карбонатными песчаниками с прослоями известковистых алевролитов и известняков (верхняя подсвита). В нижней подсвите выделен комплекс миоспор чулгминских слоев с *Cristatisporites deliquescens* — *Verrucosisporites evlanensis* (D_3f_3). Верхняя подсвита охарактеризована остатками высших растений *Flabellifolium* sp. и *Flabellifolium williamsonii* (Nath) Iur. et Put. ($D-C_1$) и содержит комплекс миоспор санских слоев с *Diducites versabilis* — *Grandispora fameninsis* (D_3fm_2). Возраст свиты позднедевонский (позднефранско-среднефаменский). *Мухтунная свита* (мощность 1700 м) сложена полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками с прослоями алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев, обломочных известняков, туффитов и линзами конгломератов. Позднедевонский (фамен)—раннекаменноугольный (турне) возраст свиты определен по остаткам полуводных растений *Orestovia* sp., водорослей *Lancicula* sp., *Rotpletzella* sp., *Ortonella* sp., хитинозой *Sphaerochyrtina* sp., *Agetocistis* sp. и миоспорам (D_3fm-C_1t). *Сырыхская свита* (мощность 1720 м) состоит из полимиктовых конгломератов и конглобрекчий, сменяющихся пачкой переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, аргиллитов и туффитов. Свита датирована ранним карбоном по остаткам высших растений рода *Pectinophyton* sp. (D_3-C_1) и комплексам миоспор (C_1t-s).

Бамбуйско-Олиндинская подзона. Среднепалеозойский разрез подзоны включает бамбуйскую свиту и кадалинскую толщу (выделены из состава золотовской и аиктинской свит венда—кембрия), чулгминскую, аматканскую свиты и огненскую толщу. *Бамбуйская свита* (2000 м) сложена доломитами и известковистыми доломитами. Возраст свиты опреде-

ляется как ранне-среднедевонский. Свита содержит водоросли *Sagana* sp., *Orotonella* sp., *Rotpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., *Multicelularia* sp. и комплекс миоспор палинозоны *Geminospora extensa* живетского яруса среднего девона [14, 18]. *Кадалинская толща* (мощность не менее 600 м) представлена тонким переслаиванием глинистых известняков, доломитов, карбонатно-глинистых сланцев и датирована поздним девонем (фран)—ранним карбоном (турне). Содержит водоросли *Multicelularia* sp., *Sagana* sp., *Stromania sagana* Korde (определения К.Б.Корде), *Rothpletzella devonica* Masl., *Epiphyton buldiricum* Antropov, *Izhella mibiformis* Antropov и харовые. В нижней части разреза толщи выделен позднефранский комплекс миоспор среднеурминских слоев с *Archaeoperisaccus ovalis*—*Verrucosisorites grumosus*. Миоспоры верхней части разреза толщи характерны для отложений фаменского яруса верхнего девона—турнейского яруса нижнего карбона [14]. *Чулгеминская свита* (1250 м)—ритмично переслаивающиеся карбонатные песчаники и алевролиты. Комплекс органических остатков включает водоросли *Multicelularia* sp., фораминиферы рода *Sorosphaera*, комплекс миоспор чулгеминских слоев с палинофлорой *Cristatisporites deliduescens*—*Verrucosisorites evlanensis* и определяет позднефранское время накопления отложений. *Огненная толща* (500 м) ранее рассматривалась в ранге свиты [21]. Она характеризуется тонким ритмичным чередованием углеродистых, известковистых алевропелитов, алевролитов, доломитов, известняков и включает линзовидные прослои (от первых десятков сантиметров до первых метров) органогенно-обломочных алевролитистых известняков с остатками трилобитов лево- и правоооктинского горизонтов амгинского яруса среднего кембрия и акритархами нижнего—среднего кембрия [6]. В слоистых породах, вмещающих линзы известняков, установлены водоросли *Pycnostroma* sp., хитинозои *Eisenacichitina* sp. и нижнекаменноугольный (турне) комплекс миоспор [6, 18]. Возраст огненной толщи—раннекаменноугольный (турне). *Аматканская свита* (мощность 1150 м) сложена полимиктовыми аркозовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Свита датирована ранним карбоном и содержит обрывки растительных тканей и веточки листостебельчатых мхов рода *Polyssecetia* Neuburg, криноидеи, водоросли, остракоды, фораминиферы и нижнекаменноугольный (визе) комплекс миоспор [18].

Турка-Курбинская зона. Туркинская подзона. Разрез среднего палеозоя подзоны рассматривался ранее [19], с дополнениями авторов данной публикации он имеет следующий вид. *Мергельная толща* (мощность до 500 м) выделена из состава курбинской свиты и имеет с ней тектонический контакт. Сложена переслаиванием глинистых пелитоморфных и оолитовых известняков, мергелей, доломитов, карбонат-

ных брекчий. Возраст толщи определен в интервале средний ордовик—силур по конодонтам *Semiacontiodus cornuformis* (Sergeeva), тентакулитам и мшанкам (определения здесь и далее Р.В.Горюновой, ПИН, г.Москва) *Fenestella* sp. *Известняковая толща* (200 м), выделенная из состава пановской свиты, образована плитчатыми известняками с тонкими прослоями алевропелитов, переходящими в пачку тонкого чередования плитчатых алевролитистых известняков и глинистых сланцев. Возраст толщи—средний (живет)—поздний девон (средний фран). В карбонатных породах свиты найдены тентакулиты, серпулиды и конодонты (определения здесь и далее В.А.Аристова, ГИН, г.Москва) *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Ziegl. et Bult., *Icriodus* sp., *Polygnathus* sp. (D_{2jv}—D_{3f}) и *Ancyrodella* ex. gr. *nodosa* Ullr. et Bassl., *Polygnathus* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et Young (D_{3f2}). *Пановская свита* (1000 м) датирована поздним девонем (фамен) и постепенно сменяет известняковую толщу. Предшественниками возраст свиты определялся в интервале от ботомского яруса раннего кембрия до позднего кембрия [3, 4, 10]. В настоящее время установлено, что эти отложения содержат разновозрастные комплексы органических остатков (из состава пановской свиты выделены бадотинская свита нижнего—верхнего кембрия, известняковая толща среднего—верхнего девона). Пановская свита сложена переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами известняков. В глинистых сланцах найдены отпечатки конодентов *Palmatolepis* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis superlobata* Br. и выделен фаменский комплекс миоспор. В линзах калькаренигов, органогенно-обломочных известняков, карбонатных конгломератов (галька онколитовых и оолитовых известняков, органогенно-обломочных известняков, водорослевых доломитов) установлен смешанный характер органических остатков: трилобиты (Є_{2–3}), ругозы родов *Paleophyllum* и *Favistella* (O₂—S₁), *Xystriphyllum* sp. (D_{1–2}), гелиолитиды (O₃—D₂), криноидеи (не древнее O), ругозы (D_{1–2}), тентакулиты (S—D), водоросли (O₃, D, C), хитинозои (O—D), акритархи (Є, O—S), которые считают переотложенными при размыве соответствующих отложений [15, 18, 19]. *Андреевская свита* (до 800 м) с постепенным переходом надстраивает пановскую и сложена ритмичным чередованием филлитовидных глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов с прослоями песчаных известняков. Содержит сколекоднты (D—C) и раннекаменноугольный (турнейский и визейский ярусы) комплекс миоспор [19]. Свита датирована ранним карбоном (турне-визе). *Ямбуйская свита* (1000—1200 м) отличается значительной фацальной изменчивостью и сложена пестроцветными песчано-алевролитовыми турбидитами. В гравийных песчаниках собраны остатки брахи-

опод (определения В.Г.Ганелина, ГИН, г.Москва), криноидей (определения А.В.Куриленко, ГФУП «Читагеолсъемка», г.Чита), тентакулит, выделены миоспоры (С). Авторы датируют свиту карбоном. Таким образом, в пределах Туркинской подзоны происходило накопление относительно полного разреза нижнего и среднего палеозоя. Последующая структурная деламинация разреза привела к выпадению пород некоторых стратиграфических уровней (S, D₁₋₂), они в переотложенном виде присутствуют в карбонатно-обломочных линзах пановской свиты.

Состав отложений, временные интервалы распространения комплексов органических остатков, структурная позиция раннегерцинских комплексов Багдаринского, Уakitского, Бамбуйско-Олиндинского и Туркинского районов хорошо коррелируются между собой.

Таким образом, в схемах стратиграфии палеозоя Байкальской горной области выделяются (см. рис. 3) как раннепалеозойские, так и среднепалеозойские образования. Среднепалеозойский комплекс объединяет отложения двух стратиграфических уровней. Нижний (D₁—D_{3f1}) образован преимущественно карбонатными отложениями, верхний (D₃—C₁) сложен мощными терригенными сериями [14, 19].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00324).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геология. 2005. № 2. С. 19—24.
2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. —Новосибирск: Наука, 1977.
3. Бутов Ю. П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). —Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 1996.
4. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области // Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Новосибирск, 2011.
5. Ветлужских Л.И. Стратиграфия кембрия Саяно-Байкальской горной области // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия / Мат-лы III Всеросс. совещания. —С-Пб: изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 55—58
6. Ветлужских Л.И., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья // Вестник Воронежского госу- дар. ун-та. Сер. геология. 2009. № 1. С. 50—62.
7. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалит и палеозойид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53—70.
8. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной

- системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589—614.
9. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы III Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. —Улан-Удэ: из-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. С. 154—158.
 10. Далматов Б.А. О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки // Проблемы возраста геологических образований Юго-Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. —Иркутск, 1980. С. 116—117.
 11. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. —М.: Недра, 1990.
 12. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строе- ние земной коры и геодинамика Байкальской складча- той области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37—44.
 13. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отло- жений верхнего девона Саяно-Байкальской горной об- ласти // Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2003.
 14. Минина О.Р. Стратиграфическая основа региональной схемы среднепалеозойских отложений Западного За- байкалья // Палеозой России: региональная стратигра- фия, палеонтология, гео- и биособытия / Мат-лы III Всеросс. совещания. —С-Пб: изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 150—152.
 15. Минина О.Р., Аристов В.А., Неберикутина Л.Н. Коно- донты и миоспоры среднего палеозоя Удино-Витим- ской складчатой системы (Западное Забайкалье), их роль при разработке региональных стратиграфических схем // Темпы эволюции органического мира и биостра- тиграфия / Мат-лы LVII сессии Палеонтологического общества. —С-Пб: ООО «ЭлекСис», 2011. С. 80—82.
 16. Минина О.Р., Катюха Ю.П., Ветлужских Л.И. Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) // Гео- динамическая эволюция литосферы Центрально-Азиат- ского складчатого пояса: от океана к континенту / Мат-лы науч. совещ. Т. 2. —Иркутск, 2009. С. 20—22.
 17. Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Стратиграфия вер- хнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вест- ник Воронежского государственного университета. Сер. геология. 2012. № 1. С. 27—37.
 18. Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Новые палинологи- ческие материалы по разрезу палеозоя р.Бамбуйки (За- байкалье, Южно-Муйский район) // Тез. докл. VIII Все- росс. палинол. конференции. —М., 1996.
 19. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байка- ло-Витимская складчатая система: строение и геоди- намическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3—28.
 20. Филимонов А.В. Фации и эволюция обстановок седи- ментации в позднем девоне Уakitского форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские на- земные и морские обстановки: от континента к шельфу / Мат-лы Междунар. конф. —Новосибирск: филиал «Гео», 2005. С. 56—59.
 21. Язмир М.М., Далматов Б.А. Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и гео- физика. 1975. № 2. С. 55—63.

Осадочные толщи Гусиноозерско-Удинской ветви межгорных впадин Западного Забайкалья в неоплейстоцене (литология, генезис и палеогеография)

Р.Ц.БУДАЕВ, В.Л.КОЛОМИЕЦ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Выявлены обстановки субаквального осадконакопления с получением ряда количественных характеристик среды седиментации по данным литолого-стратиграфических исследований рыхлых отложений межгорных впадин Западного Забайкалья. Проведены палеогеографические реконструкции природной среды позднего неоплейстоцена. Уточнены периоды климатических изменений — потепления и похолодания, увлажнения и иссушения.

Ключевые слова: неоплейстоцен, осадочные толщи, межгорные впадины, палеопотамологический анализ, коэффициент вариации, палеоклиматы.

Будаев Ринчин Цыбикжапович, bugrin@gin.bscnet.ru

Коломиец Владимир Леонидович, kolom@gin.bscnet.ru

Neopleistocene sedimentary strata in the Gusinozersk-Uda branch of intermountain basins, Western Transbaikalia: lithology, genesis and Paleogeography

R.Ts.BUDAEV, V.L.KOLOMIETS

From data of lithologic-stratigraphic researches of loose deposits in intermountain basins of Western Transbaikalia deduced situation of subaqueal genesis with the receipt of a number of quantitative descriptions of sedimentation's agent. The paleogeographic reconstructions of natural environment during Late Neopleistocene are conducted. The periods of climatic changes are specified — rise in temperature and drop in temperature, moistening and aridization.

Key words: Neopleistocene, sediments strata, intermountain basins, paleopotamologic analysis, coefficient of variation, paleoclimates.

Характерная особенность строения рельефа Западного Забайкалья — система линейно-вытянутых низко- и среднегорных хребтов и межгорных впадин Селенгинского среднегорья, имеющих общую северо-восточную ориентировку. Горные хребты: Джидинский, Малый Хамар-Дабан, Боргойский, Моностой, Заганский, Цаган-Дабан, Худанский, Цаган-Хуртэй и другие представляют собой массивные удлинённые возвышенности с мягкими очертаниями и преобладанием вершин в высотном поясе от 800 до 1500 м. Протяжённость хребтов от десятков до нескольких сотен километров при ширине 20—80 км. Гусиноозерская, Убукуно-Оронгойская, Иволгинская, Удинская и другие межгорные котловины относятся к впадинам забайкальского типа. Впадины расположены параллельно хребтам и отличаются значительной шириной днищ с абсолютными высотами от 600 до 900 м.

При литолого-стратиграфических и палеогеографических реконструкциях в Западном Забайкалье и Восточном Прибайкалье авторами широко используется ситовой гранулометрический анализ, основными способами обработки которого являются графический (кумулятивные кривые [7]) и статистический (первые четыре центральных момента распределений [6]) методы. Для отложений, аквальный генезис которых достоверно подтверждается всеми присутствующими для данного типа особенностями, в первом

приближении можно восстановить параметры речного потока (палеопотамологический анализ), транспортировавшего и отлагавшего осадочный материал, используя установленные связи и закономерности между различными гидродинамическими характеристиками, принятыми в гидрологии [2, 3, 4, 7, 8].

При реконструкции общих и региональных изменений климата и физико-географических условий данного региона применялся палинологический метод, основанный на изучении растительных остатков (споры и пыльца), захороненных в различных отложениях. Получена серия спектров, которая позволила охарактеризовать палеоклиматические изменения в позднем неоплейстоцене и голоцене Западного Забайкалья.

Абсолютные датировки рыхлых отложений получены с помощью радиотермолюминесцентного метода [5].

Гусиноозерская впадина. Северо-восточной ориентировке подчинена Гусиноозерская впадина, обрамленная с севера Хамбинским хребтом, а с юга — хребтом Моностой. Юго-западную часть впадины занимает дельта Темника, русло которой разветвлено на два рукава, один из них впадает в оз.Гусиное, другой — в р.Селенга. К северо-востоку от оз.Гусиное расположена Загустайская равнина. Загустайско-Убукунский увал относительной высотой 100—110 м отделяет Гусиноозерскую впадину от соседней

Убукуно-Оронгойской впадины. Долина р. Селенга с характерными формами рельефа аквального генезиса (русло, пойма, террасовый комплекс) занимает юго-западный край впадины.

В 1 км юго-западнее села Ёнхор до глубины 36,5 м изучена толща 65-метровой надпойменной террасы р. Селенга (рис. 1). На основании гранулометрического анализа осадки подразделяются на 11 литологических слоев.

Первый слой (глубина 0,1—2,35 м) представлен алевритисто-средне-мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми песками (средневзвешенный размер частиц (x) составляет 0,26—0,37 мм. По стандартному отклонению (σ), равному 0,19—0,43, осадки характеризуются как хорошо и умеренно сортированные. Статистический коэффициент асимметрии (As) оценивает режим седиментации в условиях повышенной динамической активности потока. Эксцесс положителен (Sk 17,27—70,95) и определяет спокойный тектонический режим. Показатели коэффи-

циента вариации (Cv) находятся в диапазоне от 0,74 до 1,18, что доказывает водное происхождение песчаных осадков [3]. По числу Фруда (Fr) слабоподвижный водоток относится к равнинному (Fr 0,05—0,08) типу постоянных русел. В фациальном отношении осадки принадлежат русловой группе фаций (рис. 2).

Алевритово- и алевритисто-мелкозернистые пески (x 0,21—0,24 мм) второго слоя на глубине 2,35—5,4 м имеют хорошую сортировку материала (σ 0,21—0,38), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц ($3,58$ — $10,86$), эксцесс резко положителен до первых сотен единиц. Такое соотношение основных статистических характеристик свидетельствует о стабильной динамике внедрения вещества в седиментационный бассейн и относительно спокойном тектоническом режиме. Параметры коэффициента изменчивости (Cv 0,91—1,24) принадлежат сектору стационарных водотоков с сезонными вариациями водности. Осадки аккумуляровались слабоподвижным потоком равнинного типа (Fr 0,04—0,07). В фациальном плане подобные условия характерны для русловых фаций.

Третий слой (глубина 5,4—11,0 м) накоплен широким набором псаммитовых разностей (x 0,32—0,74 мм). Значения коэффициента вариации (1,13—2,38), соответствуют области турбулентных водотоков речного облика (рис. 3). Потокам свойственен полугорный (Fr 0,14—0,21), реже равнинный (Fr 0,07—0,10) типы русел средних рек (аллювиальные русловые грядовые пески речной макрофации).

Четвертый слой, залегающий на глубине 11—15 м, образован алевритово-мелкозернистыми и алевро-мелкозернистыми песками (x 0,22—0,35 мм) с гравийными включениями. Коэффициент изменчивости — в интервале от 0,84 до 2,42 указывает на преобладающие условия накопления осадков в стационарных водотоках с переменной стока по временам года.

Хорошо сортированные (As 0,12), асимметричные с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц (Sk 1) алевритово-мелкозернистые пески (x 0,20—0,22 мм) формируют пятый слой на глубине разреза 15,0—17,3 м. Незначительный числовой разброс коэффициента вариации (0,57—0,60) совпадает с сектором совокупного лимно-аллювиального генезиса. Псаммиты аккумуляровались в озеровидном проточном водоеме с глубинами в 1,3—1,4 м и равнинным типом палеоводотоков (Fr 0,03—0,07).

Шестой слой (глубина 17,3—18,6 м) состоит из песчаного алеврита с единичными гравийными зернами (x 0,13 мм). Сортировка материала — от хорошей до умеренной (Cv 0,15—0,39). Коэффициент вариации (Cv 1,17—1,87) предопределяет аллювиальное происхождение осадков (поле однонаправленных постоянных слабоподвижных водотоков с изменением водности по временам года).

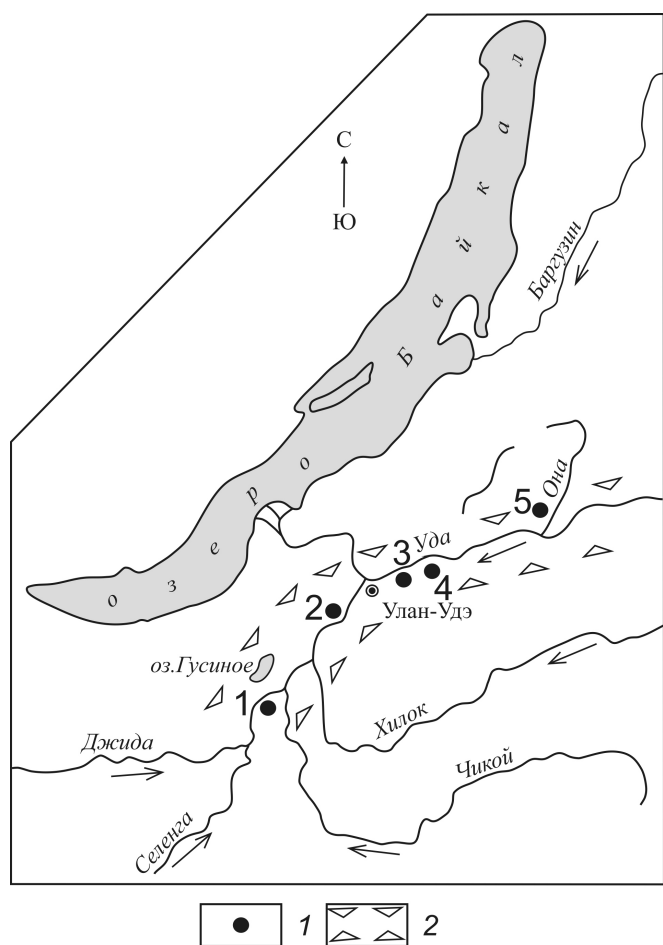


Рис. 1. Схема расположения геологических разрезов неоплейстоценового возраста:

1 — местонахождение геологических разрезов: 1 — Ёнхор, 2 — Иволгинск, 3 — Онохой, 4 — Каменка, 5 — Хотык; 2 — Гусиноозерско-Удинская система межгорных впадин

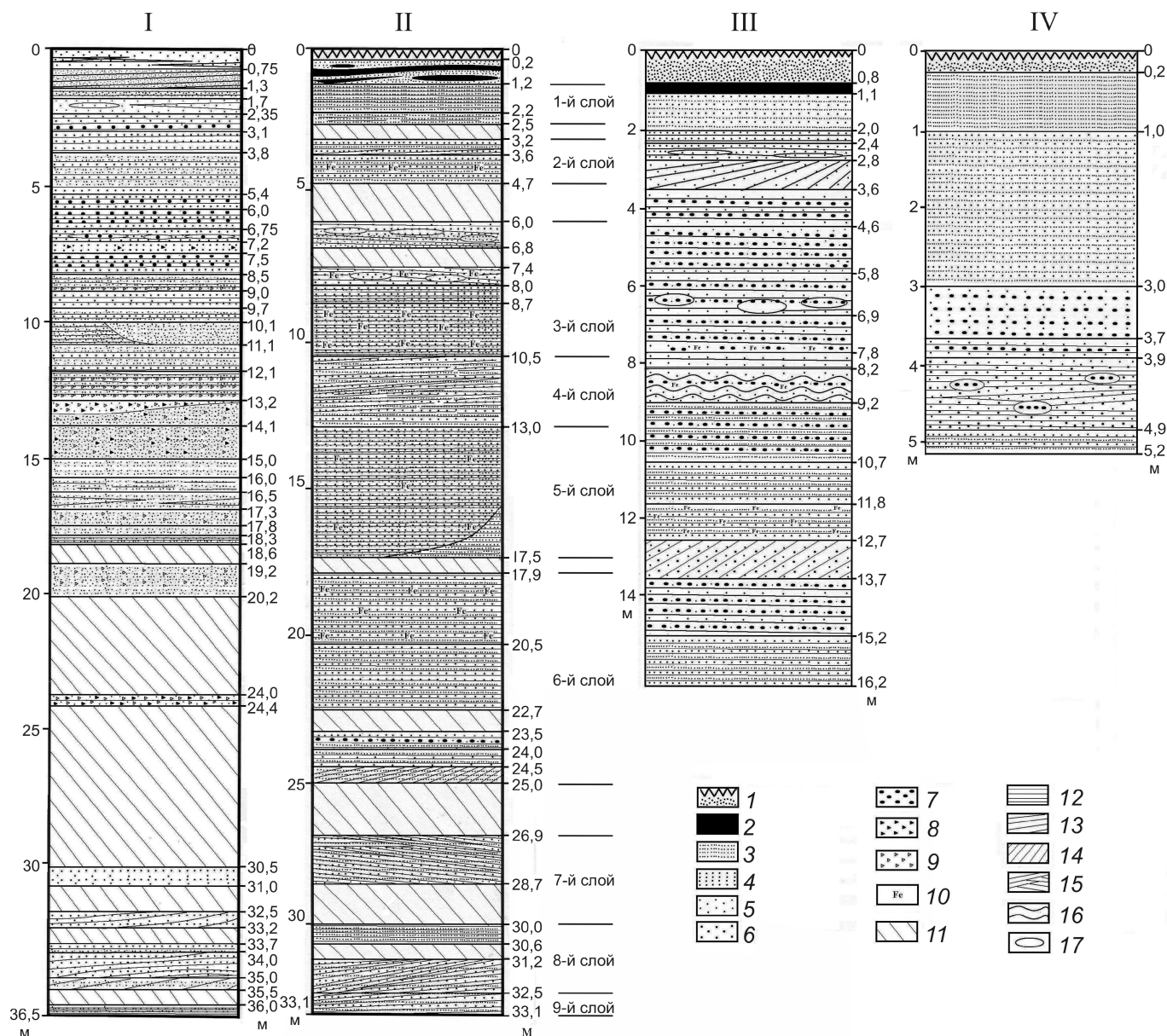


Рис. 2. Разрезы осадочных толщ Гусиноозерско-Удинской системы межгорных впадин:

I — 65-метровая терраса р.Селенга; II — стратотип кривоярской свиты; III — III-я надпойменная терраса р.Уда; IV — IV надпойменная терраса р.Уда; 1 — почвенно-растительный слой; 2 — погребенная почва; песок: 3 — мелкозернистый, 4 — среднезернистый, 5 — крупнозернистый, 6 — грубозернистый; 7 — гравий; 8 — дресва; 9 — щебень; 10 — ожелезнение; 11 — осыпь; текстура: 12 — субгоризонтальная, 13 — наклонная, 14 — косая, 15 — перекрестная, 16 — волнистая, 17 — линзовидная

Алевро-мелкозернистые пески (x 0,17—0,19 мм) слагают седьмой слой (19,2—20,2 м), который характеризуется хорошей и умеренной сортировкой (0,28—0,36). Коэффициент вариации (1,65—1,86) является показателем речного характера бассейна осадконакопления. По фациальной природе наносы принадлежат русловым и пойменным фациям.

В строении восьмого слоя (глубина 24,0—24,5 м) принимают участие крупно-средне-мелкозернистые пески с включениями псефитов (x 0,56 мм). Осадок плохо сортирован (1,33). Коэффициент вариации

(1,96) принадлежит области устойчивых турбулентных водотоков с сезонными изменениями водности. Привнос материала происходил за счет естественно-блуждающего потока полугорного типа (Fr 0,14). По фациально-генетическому типу пески относятся к русловой нестречневой фации.

Девятый слой (глубина 30,45—33,2 м) кумулирован алевритово-мелкозернистыми песками (x 0,22—0,25 мм). Динамические показатели описывают отложения как хорошо и умеренно сортированные (0,22—0,43). Коэффициент изменчивости (0,88—

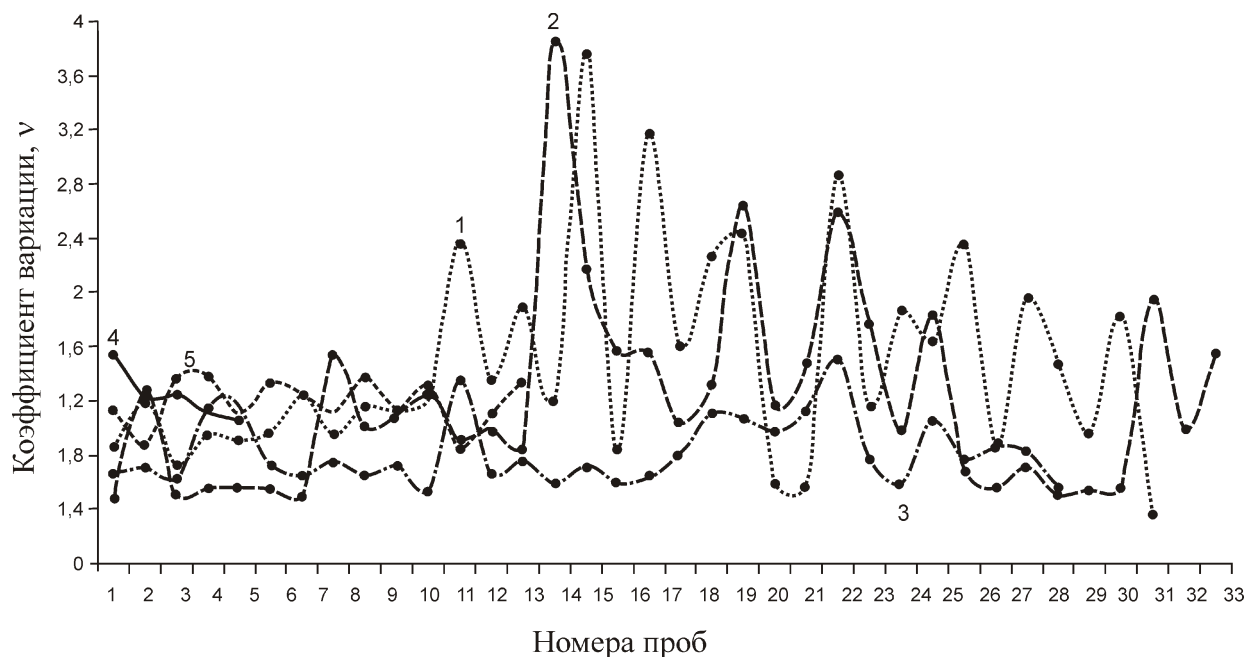


Рис. 3. Сопоставление значений коэффициента вариаций в пробах отложений:

1 — 65-метровая надпойменная терраса р. Селенга; 2 — 20-метровая надпойменная терраса р. Селенга; 3 — стратотип кривоярской свиты; 4 — III надпойменная терраса р. Уда; 5 — IV надпойменная терраса р. Уда; отложения: озерные — 0,4, озерно-аллювиальные — 0,4 0,8, речные 0,8 2,0, осадки не флювиального генезиса — 2,0

1,97) указывает на возможность накопления таких осадков в подвижной среде, так как соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков.

В строении десятого слоя (глубина 33,7—35,5 м) участвуют алевро-мелкозернистые пески и песчаные алевроиты (x 0,13—0,27 мм) хорошей сортировки (σ 0,19—0,27). Значения коэффициента вариации (σ 0,98—1,83) подобны флювиальным условиям образования наносов стационарными сезонно-колебательными водотоками. Формирование осадков осуществлялось блуждающим, средним водотоком равнинного (Fr 0,1) типа. По фациальной природе они принадлежат пойменной группе фаций.

Одиннадцатый слой (глубина 36,0—36,5 м) представлен мелкозернистым песком (x 0,21 мм). Это наиболее сортированные отложения (σ 0,08) с относительно подвижной средой осадконакопления (σ 0). Коэффициент вариации (0,38) соответствует лимническому генотипу (стационарные проточные озеровидные водоемы с волновыми колебаниями водной среды).

Таким образом, аккумуляция высокой 65-метровой террасы р. Селенга (южная часть Гусиноозерской впадины) осуществлялась главным образом в речных обстановках седиментации с формированием русловых нестречневых и пойменных фаций.

На правобережье р. Селенга в 2 км к юго-западу от села Ёнхор в устье пади Барун-Хундуй расчистками вскрыт уступ 20-метровой надпойменной террасы до

глубины 17,5 м. Осадки преимущественно светло-серые, коричневатые-серые субгоризонтально- и наклонно-слоистые псаммиты со слойками мелкого гравия (5,1—6,1 м) и прослоями щебнисто-древянных отложений (8,0—9,9; 10,6—11,8 и 12,3—13,3 м).

Венчающая разрез толща до глубины 1,7 м сложена неслоистым светло-серым, коричневатом-серым карбонатизированным пылеватом, тонкозернистым песком эолового происхождения. Толща содержит маломощные гумусированные прослои.

Первый горизонт (1,7—5,0 м) представлен светло-серыми наклонно-слоистыми и субгоризонтально-слоистыми псаммитами с примесью зерен более крупной размерности (до 15%). Стандартное отклонение (σ 0,10—0,16) устанавливает совершенную и очень хорошую сортировку осадков, значительное расстояние транспортировки частиц в среде, обладающей невысоким энергетическим уровнем (σ 0,98—3,16) при относительно спокойном тектоническом фоне (значения эксцесса в основном в пределах первых плюсовых единиц). Коэффициент вариации (0,49—1,27) диагностирует нединамичные условия аккумуляции естественными речными потоками равнинного типа (Fr 0,01—0,04). Скорости потока — 0,34—0,41 м/с, глубины — 1,3—1,4 м при ширине палеоводотоков 49—62 м.

В интервале 5—8 м залегает второй литологический слой, состоящий из песчаного материала серого и коричневатом-серого цвета, обогащенного гравийными частицами (x 0,19—0,48 мм), субгоризонтальной тек-

стуры. Аккумуляция совершалась только мобильными постоянными водотоками больших и средних рек ($0,86—1,24$) как равнинного ($Fr\ 0,1$), так и полугорного ($Fr\ 0,1$) типов в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (скорость течения $0,38—0,54$ м/с, глубина $0,9—2,3$ м, ширина $60—135$ м).

Чередование слоев мощностью от $0,1$ до $0,25$ м алевритово-мелкозернистых и средне-мелкозернистых песков со щебнем и дресвой наблюдается в интервале $8,0—8,8$ м ($x\ 1,26—3,28$ мм). Отложения абсолютно не сортированы ($4,87—7,17$) и накапливались пролювиальными потоками ($2,0$).

Четвертый горизонт в интервале от $8,8$ до $9,9$ м состоит из серовато-коричневых с неотчетливо выраженной субгоризонтальной слоистостью дресвяно-песчаных наносов ($x\ 0,84—0,88$ мм). Отложения плохо отсортированы ($1,31—1,39$). Среда седиментации — стационарные русловые потоки ($1,56—1,57$) полугорного типа ($Fr\ 0,19—0,20$) с поверхностной скоростью движения воды $0,68$ м/с, плесовой глубиной $6,9$ м и шириной русла до выхода воды на пойму $350—365$ м.

Серовато-коричневые, разнотекстурированные пески ($x\ 0,21—1,62$) с примесью неокатанного псефитового материала в виде прослоев и линзовидных скоплений залегают на глубине $9,9—13,3$ м. Сортировка — от хорошей ($0,24—0,28$) до ее отсутствия ($4,06—17,19$). Отложения водно-речного ($0,99—1,83$) происхождения с внедрением пролювиально-склоновых осадков ($2,59—2,65$). Потоки имели полугорный и горно-грядовый с развитыми аллювиальными формами ($Fr\ 0,29—0,49$) типы русел ($n\ 20,7—38,8$) со скоростями течения $0,5—2,8$ м/с, глубинами $2,2—10,3$ м и шириной водотоков $128—734$ м.

Совершенно и хорошо сортированные ($0,11—0,15$), алевритово- и средне-мелкозернистые пески ($x\ 0,19—0,27$) формируют шестой слой на глубине $13,3—15,5$ м. Параметры коэффициента вариации ($0,5—0,71$) свидетельствуют об аккумуляции псаммитов в озеровидном проточном водоеме с глубинами $1,2—1,4$ м и равнинным типом палеоводотоков ($Fr\ 0,03—0,05$).

На глубине $15,5—17,5$ м разрез подстилается алевритово-мелкозернистыми песками с небольшими добавками дресвы и мелкого щебня ($x\ 0,19—0,47$), которые имеют аллювиальное, отчасти аллювиально-пролювиальное происхождение.

Таким образом, на основании выполненных реконструкций в пределах южной части Гусиноозерской впадины установлен преимущественно аллювиальный, наряду со слоями озерно-речного и пролювиального происхождения, генезис низкой 20-метровой надпойменной террасы р.Селенга.

Иволгинская впадина. Наиболее полный разрез стратотипа кривоярской свиты (нижний—средний неоплейстоцен) [1] высотой до 60 м (юго-западная

оконечность г.Улан-Удэ, уступ террасовала р.Селенга в 3 км выше по течению от устья р.Уда) состоит в целом из мощной толщи песков аквального генезиса. На основании полевого изучения структурно-текстурных особенностей вскрытая до глубины $33,1$ м толща подразделена на 9 литологических горизонтов (см. рис. 2).

Общее строение толщи характеризуется широким литологическим разнообразием рыхлых тонкообломочных пород — от песчаных алевритов ($x\ 0,08—0,09$ мм), алевропесков ($x\ 0,10—0,12$) до алевритово- и алевритисто-мелкозернистых ($x\ 0,14—0,20$ мм), мелкозернистых ($x\ 0,22—0,24$ мм) и средне-мелкозернистых ($x\ 0,25—0,31$ мм) песков. Ее примечательной особенностью является впервые выявленная цикличность генезиса — последовательное чередование комплексных аллювиально-озерных ($1, 3, 5, 7$ и 9 горизонты) и аллювиальных ($2, 4, 6$ и 8 горизонты) обстановок седиментации.

Аллювиально-озерные отложения имеют очень хорошую, совершенную, хорошую, реже умеренную сортировку (коэффициент сортировки Траска (S_0) составляет $1,14—1,49$; стандартное отклонение ($0,08—0,22$), которая в целом отражает дальность транспортировки материала в бассейне седиментации. Тектонические условия процесса формирования наносов стабильные с некоторым дефицитом поступающего вещества (экссесс $1,98—73,63$). Величина коэффициента вариации ($0,55—0,78$) устанавливает аквальное происхождение изучаемых осадков области совмещенного озерно-речного генезиса ($0,4—0,8$).

У палеоводотоков, впадавших в лимнический стационарный проточный водоем глубиной $1,1—2,1$ м, поверхностная скорость течения $0,4$ м/с. Уклон водного зеркала составлял $0,07—0,58$ м/км. В межень высота водного столба была всего $0,4—0,8$ м. Слабоподвижное (критерий устойчивости 100 единиц) русло равнинного типа ($Fr\ 0,1$) площадью водосбора 100 км^2 этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости $n\ 42$). Динамика потока характеризовалась в основном переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления, а также saltationным способом транспортировки частиц ($0,1 \times 0,35$).

Таким образом, песчаные алевриты и алевропески формировались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофагия), а более крупные псаммитовые разности приносились мигрирующими речными потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофагия).

Подавляющая часть гранулометрического спектра ($75—90\%$) осадков аллювиального происхождения сосредоточена в двух фракциях — $0,315—0,14$ мм ($20—50\%$) и $0,14$ мм ($30—80\%$). Песчаных частиц

другой размерности, в первую очередь, среднезернистых меньше (1—20%), еще реже встречаются крупно- и грубозернистые (0,5—7%), мелкогравийные частицы единичны (0,1%).

По палеогидрологическим характеристикам осадки отлагались водотоками равнинного (Fr 0,03—0,08) типа с постоянными руслами (площадь водосбора 100 км²) Динамизму потоков свойственен переходный между ламинарным и турбулентным режимами тип осаждения (0,1 х 1,0), что соотносится с перемещением по способу «пушечного ядра» с подчиненной ролью взвесей. В фациальном отношении осадки принадлежат русловым нестречневым и пойменным фациям.

Удинская впадина — одно из звеньев цепи, ориентированных в северо-восточном направлении, межгорных котловин Селенгинского среднегорья на границе раздела морфоструктур Прибайкалья и Западного Забайкалья. Обрамляющими хребтами выступают Улан-Бургасы с севера и Цаган-Дабан с юга. На юго-западном окончании, в приустьевой части р.Уда через долину р.Селенга она смыкается с Иволгинской впадиной. Наиболее пониженную часть днища занимает русло и пойма р.Уда. Террасовый комплекс развит преимущественно вдоль подножья хребта Цаган-Дабан, в частности, в районе пос.Онохой, где морфологически отчетливо выражены два уровня надпойменных террас.

IV терраса (высота 28—30 м, западная окраина пос.Онохой в районе железнодорожного переезда) до глубины 9,2 м сложена субгоризонтально- и слабо-волнисто-слоистыми породами псаммитовой структуры с примесями обломков гравийной размерности (до 4—5%). Все значения коэффициента вариации (1,07—1,55) сопоставимы с сектором однонаправленных стационарных водотоков с колебанием дебита стока по сезонам года (0,8—2,0) и однозначно трактуют флювиальный генезис изучаемой толщи.

По палеопотамологическим данным водоток имел поверхностную скорость течения 0,3—0,41 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение осадочный материал 0,19—0,26 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходила аккумуляция влекомого вещества, 0,39—0,63 м/с. Уклон водного зеркала 0,23—2,23 м/км, ширина — от 122 до 181 м. Высота водного столба могла составить 4 м, что по гидрологическим закономерностям является необходимым условием для переноса самого крупного субстрата. Постоянный водоток равнинного (Fr 0,03—0,10), реже полугорного (Fr 0,17) типов площадью водосбора 100 км² находился в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды, его русло малоподвижное (критерий устойчивости 100 единиц). Энергетика потока характеризовалась переходным типом между турбулентным и ламинарным гидрологическими режимами (0,1 х 1,0). В фациальном плане эти отложения сле-

дует соотнести с русловыми нестречневыми фациями речной макрофации.

Осадки III надпойменной террасы (высота 17—18 м, восточная окраина пос.Онохой) вскрыты до глубины 16,2 м и состоят в нижней и средней части разреза из гравийно-песчаных смесей (х 0,57—0,67), а также разнозернистых песков (х 0,21—0,51) и песчаных алевритов (х 0,09—0,11 мм) в венчающих горизонтах (1,1—3,6 м). Текстура субгоризонтальная, слабоволнистая, наклонная, часто линзовидная.

По статистическим параметрам осадки характеризуются в основном умеренно-плохой сортировкой (0,24—0,94) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Коэффициент изменчивости (0,87—1,39) указывает на возможность образования подобных осадков в подвижной турбулентной среде, характерной, в первую очередь, для речных систем, так как полностью соотносится с полем однонаправленных поступательных постоянных потоков.

Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного и полугорного гляциального (Fr 0,01—0,16) типов с натуральными постоянными руслами (площадь водосбора 100 км²). По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловая нестречневая группа фаций).

Таким образом, отложения, формирующие основное тело третьей и верхнюю часть четвертой надпойменной террасы р.Уда в пределах Удинской впадины, по своим структурно-текстурным особенностям имеют аллювиальное происхождение. Возраст их образования определен как финал среднего (IV)—начало позднего (III) неоплейстоцена [1]. Следовательно, в это время Удинская впадина была уже сухоходольной и не подвергалась влиянию ингрессии байкальских вод, вызванной тейской фазой тектонической активизации [3].

Природа и климат. На основе совокупных геологических и палинологических данных осуществлена реконструкция природной среды позднего неоплейстоцена Гусиноозерско-Удинской системы впадин. Установлено как минимум пять временных отрезков аридизации климата в позднем неоплейстоцене изучаемого района: 1) вторая половина казанцевского времени (постепенное нарастание засушливости); 2) ермаковское (после 74 8 тыс.лет назад); 3) начало каргинского времени (49 6 тыс.лет назад); 4) конец каргинского—начало сартанского времени; 5) конец сартанского времени (после 13 тыс.лет назад).

Казанцевское время. Отложения IV надпойменной террасы боковых притоков р.Селенга (РТЛ-даты: 110 000 15 000, 148 000 17 000 лет назад) представлены средне- и мелкозернистыми песками. Третья терраса притоков 2-го порядка сложена псаммитовым материалом (106 000 11 000 лет назад). Спорово-пыльцевой спектр из основания III террасы р.Она представлен древесно-кустарниковыми породами (47% — *Betula*, *Pinus silvestris* L., *Pinus sibirica*, *Ericaceae*, *Alnaster*,

Alnus, Picea), травянистой растительностью (39% — Umbeliferae, Liliaceae, Gramineae, Polygonaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae), спорами папоротниковых, плаунов (14%) и указывает на распространение сосново-березовых лесов с темнохвойными элементами, перемежавшимися с березовыми колками (палинологические определения В.В.Савиновой). Травянистая и споровая части спектра отражают растительные ассоциации влажных местообитаний, что подтверждает наличие климатических условий теплее и влажнее современных. Предполагаемая среднегодовая температура была около 0 °С, среднеянварская 18 °С, среднеиюльская 17 °С; среднегодовое количество осадков составляло 600 мм [9].

Вторая половина казанцевского времени характеризуется постепенной аридизацией, что привело к формированию палево-серых лёссовидных супесей и суглинков в разрезе склонового парагенетического ряда. Западная ориентировка Гусиноозерско-Удинской системы впадин, относительно направления доминирующих ветров западных румбов, способствовала широкому развитию дефляционных процессов и набрасыванию эоловой пыли на низкогорный рельеф предгорий хребтов, окружающих впадины. Пыль, осаждавшаяся на подветренных склонах, постоянно перемещалась дождевыми и талыми водами к их подножью, формируя эолово-делювиальный генотип.

Раннезырянское (ермаковское) время. Геологические образования состоят из аллювиальных и склоновых отложений. Так, средние горизонты террас притоков р.Селенга 1-го и 2-го порядков выполнены средне-мелкозернистыми песками (61 000 7300, 65 000 6500 лет назад). Склоновые отложения нижней части разрезов Хотык (бассейн р.Она, среднее течение р.Уда), Каменка (69 000 7200 лет назад) (бассейн р.Брянка, Удинская впадина) сложены суглинками, обогащенными псефитами.

По палинологическим данным во всех разрезах эти горизонты не содержат пыльцу и споры. Только на Хотыке (раскоп 2, 49 000 6000 лет назад) получен обедненный вариант спорово-пыльцевого спектра из Gramineae, Compositae, *Artemisia*, Ericaceae, единично *Pinus silvestris* L., что констатирует распространение открытых, безлесых ландшафтов, сформированных степными ассоциациями. Климат был сухой, неблагоприятный для произрастания растений. Нижние горизонты Каменки (74 000 8000 лет назад) содержат 11,7% древесно-кустарниковых пород (*Betula platyphylla*, *Alnaster*), 41,2% травянистой растительности (Rosaceae, Umbeliferae, Cyperaceae, Plantaginaceae, Compositae, *Thalictrum*, *Artemisia*) и 47,1% спор (Lycorodiaceae, *Sphagnum*), что свидетельствует о наличии сосново-березовых редколесий, лесного и лугового разнотравья. Климатические условия влажные, но прохладные.

Каргинское межледниковье. Этому времени соответствуют отложения аллювиально-озерного (II терра-

са рек Она и Брянка, 33 000 6600 лет назад) и делювиально-пролювиального (средняя часть разреза Хотык, нижняя часть разреза Каменка) происхождения. На разрезе Хотык каргинской является палинозона II. Здесь зафиксировано распространение кедрово-сосново-березовых лесов южно-таежной флоры (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Ulmus*, *Alnus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnaster*, *Salix*), возрастание видового разнообразия трав (Gramineae, Labiatae, Cyperaceae, Ranunculaceae, *Thalictrum*, Cruciferae, Caryophyllaceae, Valerionaceae, Umbeliferae, Geraniaceae, Chenopodiaceae) и споровых (Polypodiaceae, *Botrychium*, *Bryales*, Ophioglossaceae). Среднегодовая температура соответствовала 1,8 °С, среднеянварская 17 °С, среднеиюльская 18 °С при среднегодовом количестве осадков около 660 мм [9].

Спорово-пыльцевые спектры разреза Каменка указывают на общее потепление и увлажнение. Доминирует пыльца трав — Gramineae, Umbeliferae, Plantaginaceae, Cyperaceae, Liliaceae, Violaceae, Rosaceae, Ranunculaceae. Доля древесно-кустарниковых пород составляет 37,7% (сосна обыкновенная, ель, береза). Споровая часть представлена Lycorodiaceae и *Bryales* sp. Такой флористический состав отражает довольно теплые и достаточно влажные условия осадконакопления.

Сартанское время. Сартанскими (25—20 тыс. лет назад) являются: 4-й слой разреза Хотык, пески верхней пачки средней части разреза Каменка. Маркерами служат клиновидные затеки и мерзлотные клинья из основания слоя в нижележащие горизонты, увеличение доли дресвяно-гравийного материала. По структурным особенностям рыхлых толщ можно говорить об усилении аридности климата, похолодании и активизации эоловых процессов. Накоплению аллювия I террасы предшествовало широкое развитие гидроэрозии, связанной с некоторым увлажнением климата и повышением водности рек. Климат характеризуется как прохладный сухой, затем холодный увлажненный, а с 13 тыс. лет назад — умеренно-теплый, сухой.

Раннесартанской эпохе соответствует пыльцевая зона I разреза Хотык. Были распространены сосновые редколесья с лиственницей, что связано с похолоданием, возрастает роль злаковых, верескоцветных, полыней и кустарников (климатические условия относительно сухие и прохладные). Среднегодовая температура составляла 1 °С, среднеянварская 21 °С, среднеиюльская 17 °С; среднегодовая сумма осадков достигала 590 мм [9].

Таким образом, вышеизложенные данные свидетельствуют о преобладании речных обстановок формирования отложений террасового комплекса Гусиноозерской впадины, сменявшихся на непродолжительное время лимно-аллювиальными бассейнами аккумуляции. В Иволгинской впадине на завершающих этапах накопления кривоярской свиты (нижний—средний неоплейстоцен) происходила неоднократная смена речного седиментогенеза на озер-

но-речной, что, вероятно, было связано с ингрессиями вод оз. Байкал [8]. Отложения позднеплейстоценовых террас Удинской впадины образовались в аллювиальных условиях.

Установлены периоды изменения палеоклиматов в течение последних 150 тыс. лет на данной территории: теплые влажные условия в казанцевское время — холодные, относительно сухие в ермаковское — теплые, недостаточно влажные в каргинский период — холодные, влажные в первой и относительно сухие во второй половине сартанской стадии — теплые, относительно влажные в голоцене — прохладные и сухие в современности [9].

Исследования поддержаны грантом РФФИ №12-05-98071.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. — Улан-Удэ, 1968.
2. Животовская А.И. Опыт восстановления параметров потока по ископаемому аллювию // Очерки по физической седиментологии. — Л.: Недра, 1964. С. 98—120.
3. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны // Автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 2010.
4. Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география, геология. Вып. 2. — Улан-Удэ, 1998. С. 92—100.
5. Перевалов А.В., Резанов И.Н. Первый опыт радиотермолуминесцентного датирования антропогенных отложений Юго-Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1245—1251.
6. Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. — М.: Недра, 1965.
7. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. — Л.: Недра, 1969.
8. Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International March 2008. Vol. 179. Elsevier Ltd. Pp. 58—63.
9. Lbova L.V., Kolomiets V.L., Dergacheva M.I., et. al. Environment and Climate during the Late Upper Pleistocene in the Western Trans-Baikal Region (based on data from geo-archaeological sites) // Archaeology, Ethnology Anthropology of Eurasia. 2005. № 2 (22). Pp. 2—18.

Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье)

Т.Т.ВРУБЛЕВСКАЯ, В.Б.ХУБАНОВ, Б.Ц.ЦЫРЕНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Приведены новые данные о геологическом строении, минералого-петрографических и петрогеохимических особенностях сложной дайки, краевые зоны которой представлены трахибазальтом, центральная часть — трахириолитом, между ними переходная зона — трахиандезитом и трахидацитом. Показано, что трахиандезиты и трахидациты образовались в результате смешения контрастных магм при становлении дайки.

Ключевые слова: бимодальная серия, сложные дайки, смешение магм, трахиандезит, трахидацит.

Врублевская Татьяна Тимофеевна, khubanov@mail.ru

Хубанов Валентин Борисович, khubanov@mail.ru

Цыренов Борис Цыренович, tsyrenov@mail.ru

Formation trachyandesite and trachydacite by mixing of contrast magmas in composite dykes (Western Transbaikalia)

T.T.VRUBLEVSKAY, V.B.KHUBANOV, B.TS.TSYRENOV

New dates about geological structure, mineralogy, petrography and geochemistry of a composite dyke are shown. Feature of the dyke is gradation contact between trachybasalt margins and a trachyrhyolite interior. The gradation contact of the dyke consists from trachyandesite and trachydacite are formed by in situ mix of contrast magmas.

Key words: bimodal series, composite dykes, mixing, trachyandesite, trachydacite.

В петрологических работах главными аргументами смешанной природы магматических пород, как правило, являются геохимические и изотопно-геохимические характеристики этих пород, занимающие промежуточное положение между предполагаемыми смешивающимися субстратами [10, 11, 16]. При этом наблюдается дефицит описаний прямых геологических и минералого-петрографических свидетельств смешения магм, что, по-видимому, обусловлено относительно продолжительным временем нахождения взаимодействующих расплавов в глубинных условиях, в течение которого происходит практически полное выравнивание разности химического и минералогического состава изначально контрастных магм. Исключение составляют некоторые гибридные субвулканические и эффузивные образования, в которых, благодаря быстрой кристаллизации, сохраняется геолого-структурная, минералогическая и геохимическая информация о первичных расплавах, характере и продуктах их взаимодействия [1, 2, 5, 6, 12, 18].

Наиболее показательны в этом отношении сложные или комбинированные дайки с признаками взаимодействия различных магм. Согласно работе [18] они подразделяются на два типа: 1) дайки с салической краевой частью и существенно мафической цент-

ральной, представляющей собой доминирующие по объему пиллоу-подобные или неправильной формы базальтовые обособления (глобулы), сцементированные салическим материалом; 2) дайки с мафическими (базальтовыми) краевыми зонами и салической, часто преобладающей по объему, центральной частью, содержащей базитовые включения, количество которых уменьшается с удалением от краевой части дайки. Переход от краевой базальтовой к центральной салической зоне, как правило, постепенный. Состав пород этой переходной зоны в среднем трахиандезитовый, что указывает на интенсивное взаимодействие контрастных магм. В большинстве случаев образование первого типа сложных даек обусловлено механическим смешением разноплотностных, разновязких и разнотемпературных магм, такой тип смешения называется минглинг (mingling). Второй тип сложных даек — это, скорее всего, результат химического смешения контрастных магм или миксинг (mixing) [7].

В настоящей статье авторы приводят новые данные о строении и составе даек сложного строения второго типа, входящих в состав позднепалеозойского бимодального дайкового пояса в центральной части Западного Забайкалья. Особенность данных даек — симметричное строение вкрест их простира-

ния: краевые зоны представлены трахибазальтами, центральная часть — трахириолитами (гранит-порфирами), между ними присутствует переходная зона, сложенная промежуточными типами пород — трахиандезитами и трахидацитами. Трахидациты по петроструктурным и вещественным характеристикам могут служить своеобразным «эталоном» гибридных пород, образовавшихся путем смешения мафических и кислых магм.

Геологическое строение. Позднепалеозойский дайковый пояс (280—300 млн.лет) простирается более чем на 200 км в центральной части Западного Забайкалья от устья р.Хилок до верховьев р.Она, при общей ширине около 40 км (рис. 1, А) [8]. Пояс сложен субпараллельными и субвертикальными дайками северо-восточного простирания, представляющими собой субвулканическую бимодальную трахибазальт-трахит, трахириолитовую серию с подчиненным количеством трахиандезитовых даек. Сложные или комбинированные дайки редки, но распространены повсеместно по всему поясу. Они представлены обоими типами по работе [18], с признаками механического и химического смешения контрастных магм и могут наблюдаться в непосредственной близости друг от друга. Наиболее детально изученная нами сложная дайка находится в центральной части дайкового пояса, в пределах Бюлитинского известнякового карьера.

Карьер расположен в 50 км северо-восточнее села Большой Куналей в среднем течении р.Челутай (правый приток р.Брянка) и представляет собой действующее месторождение химически чистого известняка. Согласно геологоразведочным данным, вмещающая терригенно-карбонатная толща (PR₃—PZ₁₋₂) — это моноклиналь мощностью до 1 км, погружающаяся на юго-восток. На всей площади толща прорвана субвертикальными дайками северо-восточного простирания. Вдоль 200-метровой стенки карьера насчитывается более 50 дайковых тел, суммарная мощность которых около 70—80 м.

Характерная особенность рассматриваемого участка — наличие разновидностей дайковых тел: простые дайки, образованные при одноактной инъекции магмы; соотношения «дайка в дайке»; комбинированные дайки первого и второго типов. По петрографическому составу простые дайки Бюлитинского карьера — это мегаплагиофировые лейкобазальты, трахидолериты, трахибазальты, кварцевые трахиты, щелочно-полевошпатовые трахиты, трахириолиты и комендиты. Субпараллельное расположение даек и соотношения «дайки в дайке» указывают на условия растяжения земной коры при внедрении магм.

Описываемая сложная дайка второго типа находится в центральной части карьера и является одной из самых мощных даек рассматриваемого участка. Ее мощность изменяется от 12 м на нижнем горизонте карьера до 10 м в верхней части обнажения. Сложная

дайка под острым вертикальным углом сечет микромонцодиоритовую дайку, поэтому в подножье разреза в северо-западном контакте вмещающими породами являются микромонцодиориты, а в юго-восточном — известняки. Центральная часть сложной дайки представлена трахириолитами, краевые — трахибазальтами (см. рис. 1, Б). На контакте с вмещающими породами в трахибазальтах отчетливо просматривается эндоконтактовая афанитовая зона закалки мощностью около 10 сантиметров. Переход между трахибазальтовой краевой и трахириолитовой центральной частью постепенный, без видимых резких границ. Мощность переходной зоны достигает одного метра. Трахириолиты центральной части дайки содержат редкие базитовые включения овальной и округлой формы, количество которых заметно возрастает в переходной зоне, с приближением к краевому трахибазальту. Петрографически они близки афанитовым трахибазальтам, но в них немного больше тонкозернистого магнетита. Переходная зона содержит видимые розовые вкрапленники К-Na полевого шпата, размером до 8 мм по длинной оси, количество которых к периферии дайки быстро уменьшается, вплоть до полного исчезновения в трахибазальтах, в 30—40 см от контакта с известняками.

На основе петрографического изучения образцов, отобранных через 10 см по разрезу вкрест простирания дайки, установлено, что изменение состава от трахибазальтовой зоны закалки к гранит-порфировой центральной части идет в такой последовательности (юго-восточный контакт с известняками): трахибазальт (0—30 см)—трахиандезибазальт (30—52 см)—трахиандезит (52—57 см)—трахидацит (57—70 см)—трахириодацит (70—170 см)—трахириолит. В северо-западном контакте последовательность пород аналогичная, но мощность зон промежуточного состава немного отличается: зона трахиандезитов больше, а риодацитов меньше.

Минералого-петрографическая характеристика пород дайки. Трахириолиты — это породы светло-серого цвета с розоватым оттенком. Структура пород порфировая с тонкозернистой основной массой, имеющей сферолитовую, фельзитовую и, ближе к центру дайки, микрографическую структуры. Вкрапленники (5—30%) представлены индивидуальными кристаллами щелочного полевого шпата, плагиоклаза, биотита, но преобладают гломеропорфировые сростки этих минералов. Размер кристаллов колеблется от 1 до 8 мм. Кварц в основной массе находится не только в сростании с полевым шпатом, но и образует ксеноморфные выделения в интерстициях.

Трахириолиты подверглись вторичным изменениям без нарушения структуры. Полевые шпаты пелитизированы и слабо серицитизированы, биотит псевдоморфно замещен хлоритом, иногда мусковитом и очень редко агрегатом зерен хлорита, мусковита, эпидота, кальцита. Эти же вторичные минералы вы-

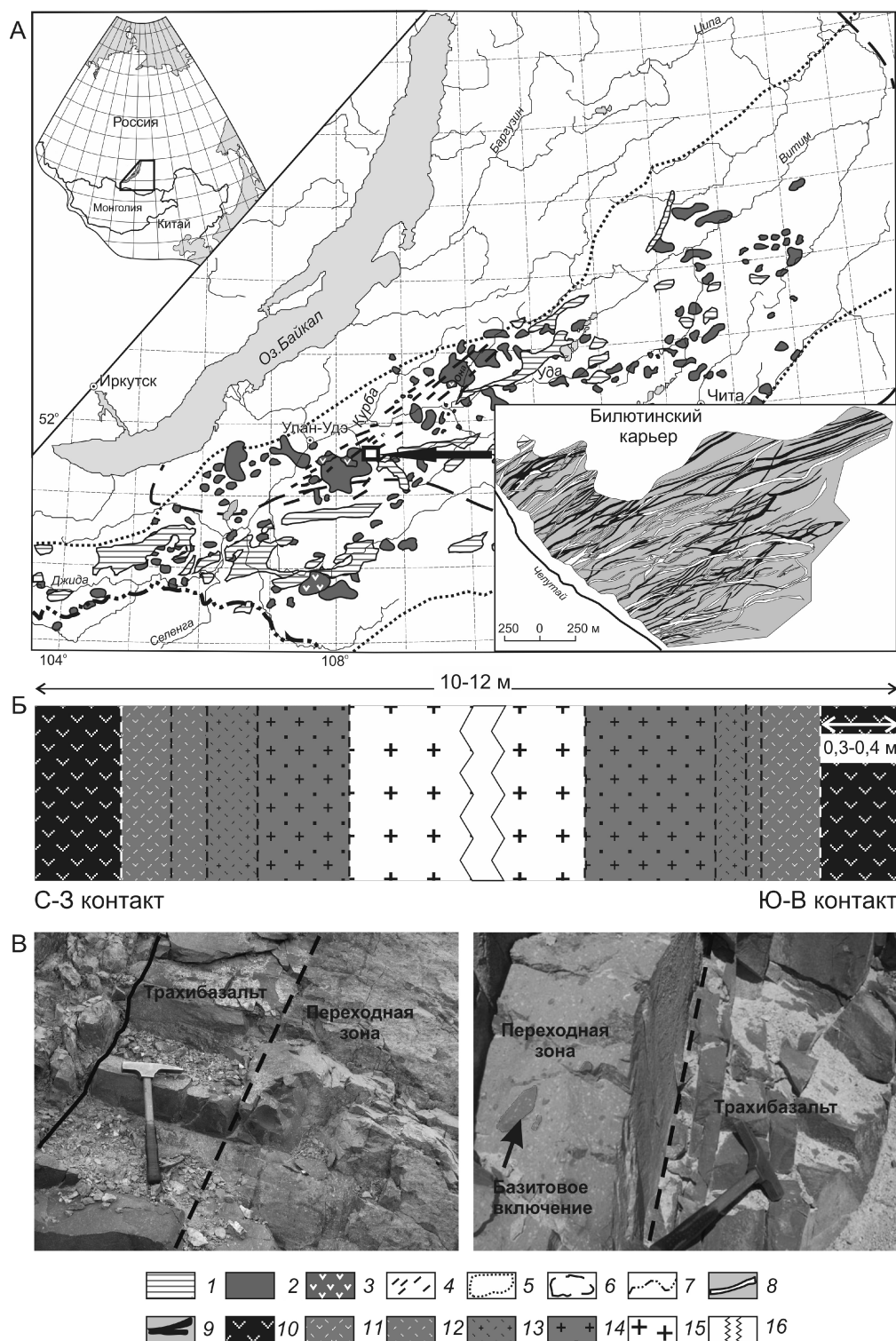


Рис. 1. Схема распространения позднепалеозойских-мезозойских магматических ассоциаций в Западном Забайкалье (А) и схематическая зарисовка строения сложной дайки второго типа, Билютинский карьер (Б):

вулканиты: 1 — позднеюрские—раннемеловые по работе 9, 2 — пермские; 3 — пермь-триасовые щелочные гранитоиды по работе 4; 4 — позднепалеозойский бимодальный дайковый пояс; 5 — обрамление полихронной PZ₃—KZ рифтовой зоны; 6 — обрамление позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита; 7 — государственная граница; дайки: 8 — салические, 9 — мафические; в нижнем правом углу — фрагмент бимодального дайкового пояса, Билютинский известковый карьер (с упрощениями по Н.А.Фишеву, В.А.Ананину, 1982); 10 — трахибазальтовая краевая зона; переходная зона: 11 — трахиандебазальт, 12 — трахиандезит, 13 — трахидацит, 14 — трахириодацит; 15 — трахириолитовая центральная зона дайки; 16 — разрыв разреза; пунктирные линии — постепенный переход между породами различного состава

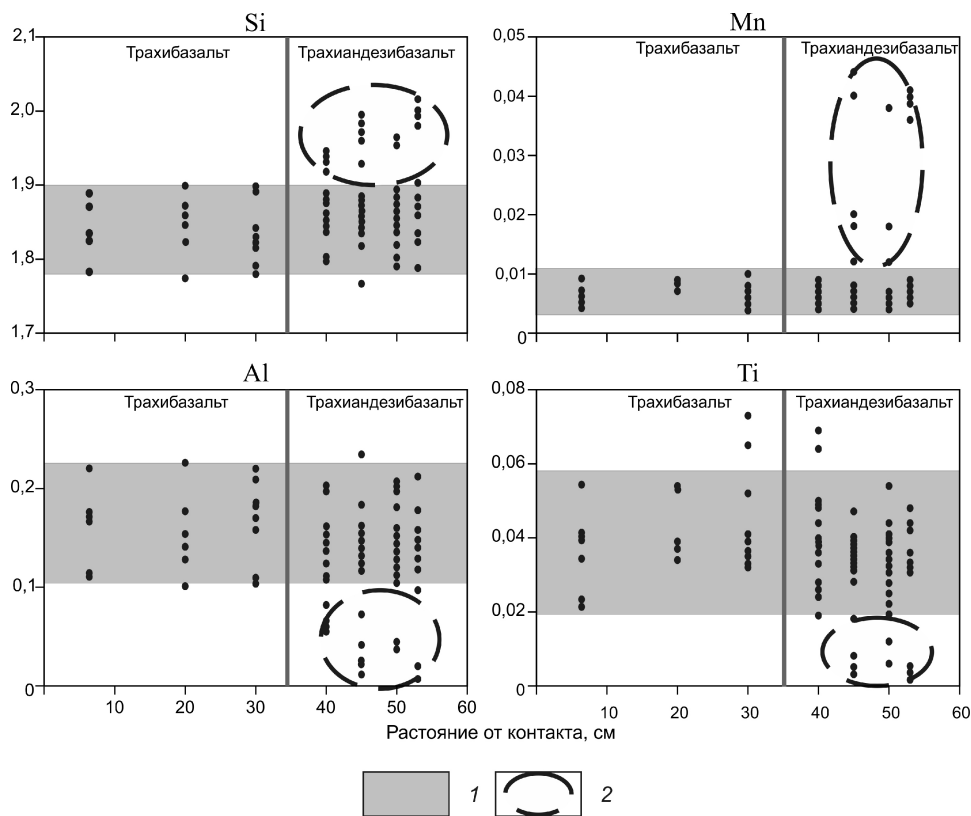


Рис. 2. Состав пироксенов на диаграмме Si, Al, Ti, Mn (формульные единицы) — расстояние от контакта с вмещающим известняком из трахитобазальтов и трахиандезитабазальтов (переходная зона):

1 — область состава пироксенов, кристаллизовавшихся в трахитобазальтовой магме;
2 — поле составов пироксенов, кристаллизовавшихся в гибридной магме

полняют пустоты в породе различной формы и размеров (1—2 мм).

Базитовые породы в дайке расположены симметрично, окаймляя гранит-порфировую центральную зону. Они представлены трахитобазальтами с порфировой структурой, количество вкрапленников изменяется от 2—5% в 20—30 см от контакта с вмещающей породой, до 20—25% в эндоконтакте. Изменчив и набор вкрапленников — доминируют плагиоклаз и клинопироксен, причем их соотношение неустойчиво и меняется от образца к образцу: в зоне закалки преобладают плагиоклаз и оливин, а на удалении от контакта доминирует клинопироксен. В кристаллах оливина отсутствуют какие-либо оторочки, он просто замещен псевдоморфно боулингом, хлоритом или агрегатом этих минералов в ассоциации с кальцитом. Вкрапленники плагиоклаза также замещены смесью клиноцоизита и кальцита, поэтому определить его состав не удалось. Клинопироксен не подвергся вторичным изменениям, часто образует гломеропорфировые сростки с плагиоклазом. Размер вкрапленников от 0,5 до 2 мм. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернышками магнетита и

клинопироксена, темно-серым стеклом. Микроструктура основной массы интерсервальная.

В дайке между кислыми породами (трахириолиты) и основными (трахитобазальты) отсутствует резкий контакт, здесь по направлению к центру дайки с постепенным переходом, без резких границ, расположены разновидности промежуточного состава: трахиандезитабазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириодациты, минеральный состав которых постепенно меняется от трахитобазальтовой ассоциации к трахириолитовой. Базитовые включения, присутствующие в переходной зоне, петрографически близки к трахитобазальтам, но, как отмечено выше, они обогащены магнетитом, иногда внутри них наблюдаются включения щелочного полевого шпата.

Первые признаки гибридации базитового расплава обнаружены в 30—40 см от контакта с вмещающими известняками, здесь в трахиандезитабазальтах появляются неравновесные минеральные фазы

и неоднородность основной массы, обусловленная наличием участков неправильной сложной или округлой формы размером в десятые доли мм, относительно обогащенные темноцветными минералами или более лейкократового состава, содержащие интерстициальный кварц. В трахиандезитабазальтах также наблюдаются округлые более темные включения по петрографическому составу близкие к трахитобазальтам. Среди вкрапленников трахиандезитабазальтов доминируют гломеропорфировые сростки плагиоклаза и клинопироксена. Состав плагиоклаза изменяется от лабрадора до альбита. В зональных кристаллах молярная доля анортитовой составляющей снижается с 55% в центре до 47% к периферии зерен и возрастает концентрация ортоклазового минала от 3,6 до 6%. Вкрапленники клинопироксена в трахитобазальтах обогащены алюминием и титаном (рис. 2), а в трахиандезитабазальтах наряду с титанистым и глиноземистым пироксеном присутствует бедный алюминием и титаном, но богатый кремнием, марганцем (см. рис. 2) и кальцием (не показано). Эти пироксены часто зональные: к краевым зонам концентрация трехвалентного железа и кальция возрастает, что ука-

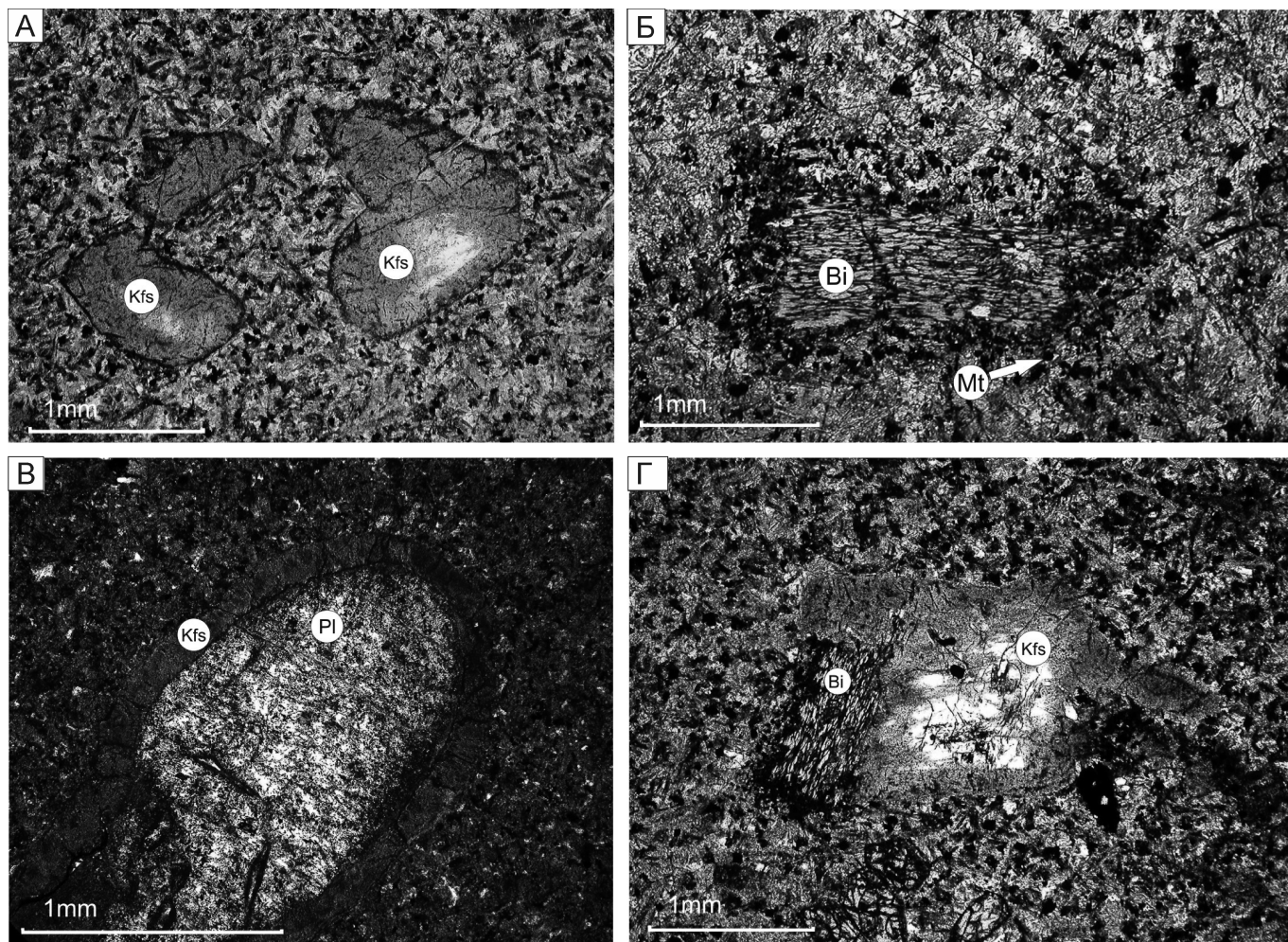


Рис. 3. Фотографии шлифов пород переходной зоны сложной дайки:

А — резорбированные кристаллы щелочного полевого шпата в трахиандезибазах; Б — опацитизированный кристалл биотита в трахиандезите; В — плагиоклаз с оторочкой из щелочного полевого шпата и биотита с опацитовой каймой в контакте с основной массой, трахиандезибазальт; Kfs — щелочной полевой шпат; Bt — биотит; Mt — магнетит; Pl — плагиоклаз

зывает на увеличение фугитивности кислорода и уменьшение давления. С пироксеном в трахиандезибазах ассоциирует тройной полевой шпат, состав которого изменяется (массовые доли %: An 12—23, Or 7—16, Ab 70—78). Здесь же присутствуют редкие резорбированные вкрапленники щелочного полевого шпата, имеющие сглаженные закругленные контуры (рис. 3, А), и кристаллы опацитизированного биотита, окруженные оторочкой из тонкозернистого магнетита (см. рис. 3, Б).

Минералогические свидетельства смешения контрастных магм также отчетливо проявлены в трахиандезитах и трахидацитах. В них постепенно к центру дайки увеличивается количество вкрапленников щелочного полевого шпата. Вкрапленники плагиоклаза округлой формы, окруженные резко выраженной щелочнополевошпатовой каймой (см. рис. 3, В). В трахиандезитах наряду с клинопироксеном кристаллизуется амфибол, а в трахидацитах повышается коли-

чество биотита, который в трахиандезитах практически весь опацитизирован. Следует отметить, что опацитизация может иметь место в двух случаях: в момент смешения контрастных магм и при излиянии магм на дневную поверхность. В данном случае присутствие опацитовой каймы вокруг самостоятельных кристаллов и ее отсутствие в гломеропорфировых сростках (см. рис. 3, Б, Г) свидетельствует о взаимодействии разнотипных магм [5].

Местами в зоне трахиандезитов как и в трахиандезибазах проявляется неоднородность основной массы, чередование участков размером от 0,5 до 5 мм в поперечнике, с различным содержанием феррических и салических минералов. По периферии участков, обогащенных темноцветными минералами, иногда отмечаются окаймляющие скопления пылевидного рудного минерала.

Трахидациты и трахириодациты внешне похожи. Однако микроскопически трахидациты отличаются

примерно равным соотношением вкрапленников щелочного полевого шпата и плагиоклаза, в т.ч. в виде резорбированных кристаллов, а в трахириодацитах щелочной полевой шпат доминирует над плагиоклазом. В обоих типах пород, кроме полевых шпатов, во вкрапленниках присутствует биотит, который представлен двумя генерациями — опациitized и без признаков опацитизации. Необходимо отметить, что у вкрапленников биотита трахириолитов опацитизация отсутствует. Кварц-полевошпатовая основная масса трахидацитов и трахириодацитов аналогична матриксу трахириолитов.

Таким образом, по химическим и минералого-петрографическим данным породы переходной зоны занимают промежуточное положение между трахибазальтами и трахириолитами. Они характеризуются совместным нахождением минералов-вкрапленников (лабрадор, высокоглиноземистый и титанистый пироксен, биотит, щелочной полевой шпат), типичных для трахибазальтов и трахириолитов. Нередко эти вкрапленники несут следы реакционного взаимодействия с окружающей матрицей. Кроме того, в трахиандезибазах и трахиандезитах присутствуют фазы (низкоглиноземистый кальциевый клинопироксен, амфибол), не обнаруженные в других породах дайки. Исходя из строения сложной дайки и подобных минералого-петрографических особенностей пород переходной зоны, представляется очевидным образование этих пород при смешении трахибазальной и трахириолитовой магм.

Петрогеохимические особенности пород дайки. Средний химический состав пород представлен в таблице. На рисунке 4, А показаны фигуративные точки составов пород дайки на бинарных диаграммах компонент—компонент. Как и другие породы дайкового пояса они по содержанию щелочей принадлежат к субщелочной серии с повышенной концентрацией калия. В отличие от общего тренда изменения состава пород бимодальной субвулканической серии, проходящего в виде изогнутой линии через область состава трахитов на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, промежуточные породы сложной дайки имеют немного пониженную щелочность, и их составы сконцентрированы вдоль прямой линии, соединяющей поля составов трахибазальтов и риолитов. Следует отметить, что прямолинейная зависимость на бинарных диаграммах характерна для любых пар петрогенных компонентов и рассеянных элементов.

На рис. 4, Б отображено изменение химического состава пород сложной дайки вкрест ее простираения. Здесь наиболее отчетливо наблюдается слабая асимметричность дайки: с правой стороны зона трахиандезитов в два раза уже, а зона трахириодацитов более широкая, чем в левой половине дайки. Вариации концентраций элементов от трахибазальтов через промежуточные породы к центральной трахириолитовой части дайки закономерны: понижаются concentra-

ции оснований, Sr, V, Cr, Zr и других элементов, которых больше в мафической части, чем в салической; возрастает содержание SiO_2 , K_2O и Rb. Трахибазальты, трахириолиты, а также промежуточные породы имеют близкое содержание Na_2O (см. таблицу и рис. 4, А) по всей мощности дайки. В трахиандезибазальной, трахиандезитовой и трахидацитовой промежуточных зонах отмечается относительно резкое падение концентраций FeO, MgO, V, Cr, а также Co и Ni, не отображенных на графике, в несколько раз. В то же время понижение содержаний Ca ясно выражено только в трахиандезитовой и трахидацитовой зонах. Трахириодациты практически по всем компонентам приближены к составу трахириолита, и здесь вариации составов незначительны.

На графике распределения редкоземельных элементов (рис. 5) наблюдается постепенное снижение содержаний редкоземельных элементов от трахибазальтов через трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахириодациты к трахириолитам.

В целом петрогеохимические характеристики пород дайки согласуются со строением дайки и минералого-петрографическим составом пород, слагающих ее. Промежуточный геохимический состав пород переходной зоны не противоречит возможности образования трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириодацитов при смешении трахибазальной и трахириолитовой магм.

Происхождение промежуточных типов пород. Строение и микроструктуры дайки, порфировое сложение пород, наличие отчетливо выраженной закалочной зоны в трахибазальте в непосредственном контакте с вмещающими породами (известняками и монцодиоритами) однозначно свидетельствуют о ее магматическом происхождении. Дайка имеет практически симметричное строение с постепенным переходом от трахибазальтовых краевых зон к трахириолитовой центральной части. В составе пород переходной зоны в совместной ассоциации обнаружены минералы, характерные как для трахибазальтов, так и для трахириолитов. Признаки неравновесного сосуществования этих минералов свидетельствуют об их кристаллизации в первичных магмах еще до смешения. Наличие в трахиандезибазах пироксенов, по химическому составу отличающихся от пироксенов из трахибазальтов, а также образование таких минералов как амфибол (трахиандезиты) и тройной полевой шпат (трахиандезибазальты), отсутствующих в трахибазальтах и трахириолитах, предполагает их кристаллизацию уже из гибридных расплавов, которые формировались при смешении контрастных магм во время становления дайки (in situ).

Отметим так же, что хотя по геологическим и минералого-петрографическим данным гибридная природа промежуточных пород изученной комбинированной дайки представляется очевидной, тем не менее, зональные вкрапленники и минералы с реакци-

Средний химический состав пород Билютинской дайки

Компо- ненты	Трахи- базальты	Трахиандези- базальты	Трахиандезиты	Трахидациты	Трахирио- дациты	Трахи- риолиты
	<i>n</i> 14	<i>n</i> 10	<i>n</i> 6	<i>n</i> 13	<i>n</i> 14	<i>n</i> 4
SiO ₂	50,11	53,41	58,92	66,81	71,49	73,05
TiO ₂	1,58	1,34	0,98	0,57	0,34	0,29
Al ₂ O ₃	15,84	15,27	14,52	13,80	13,69	13,55
Fe ₂ O ₃	3,61	3,44	2,36	1,57	1,21	1,24
FeO	5,46	4,29	3,04	1,68	0,88	0,42
MnO	0,15	0,13	0,12	0,08	0,04	0,04
MgO	4,58	3,53	2,75	1,26	0,60	0,43
CaO	6,77	6,03	4,77	2,97	1,43	1,09
Na ₂ O	3,51	3,66	3,57	3,48	3,71	3,76
K ₂ O	3,49	3,36	3,47	4,25	4,66	4,82
P ₂ O ₅	0,87	0,70	0,48	0,23	0,09	0,05
П.П.П.	3,96	4,98	4,77	3,07	1,41	0,92
Сумма	99,67	100,14	99,65	99,51	99,54	99,64
f	65,35	67,68	65,28	70,80	76,43	78,19
Ba	1425	974	1354	1393	1207	1244
Rb	64	68	75	89	82	83
Sr	727	591	411	338	251	197
Nb	18	15	15	12	9	8,8
Zr	262	258	230	180	166	170
Y	30	26	25	17	14	13
Cr	93	69	23	19	10	4
Ni	43	15	12	12	7	2
Co	26	35	12	6	2	1
V	169	168	74	52	31	24
La	71,80	60,33	40,50	43,00	40,32	22,00
Ce	140,16	119,67	101,86	80,0	67,15	39,0
Pr	15,68	13,43	8,28	8,45	7,04	4,19
Nd	62,20	52,33	41,87	31,0	23,57	16,0
Sm	9,84	8,63	7,03	5,07	3,93	2,57
Eu	2,55	2,13	1,71	1,17	0,67	0,43
Gd	9,27	7,33	6,00	4,19	3,66	2,18
Tb	1,30	0,96	0,82	0,55	0,47	0,32
Dy	6,54	5,27	4,30	3,30	2,43	1,75
Ho	1,27	1,08	0,91	0,69	0,60	0,44
Er	3,33	2,81	2,38	1,87	1,71	1,25
Tm	0,47	0,42	0,36	0,30	0,28	0,21
Yb	2,59	2,61	2,25	1,92	2,03	1,52
Lu	0,44	0,39	0,36	0,32	0,31	0,28

Примечание. Петрогенные компоненты приведены в массовых долях %; элементы-примеси — в г/т; *n* — число анализов; *f* — (FeO+Fe₂O₃)/(FeO+Fe₂O₃+MgO) 100.

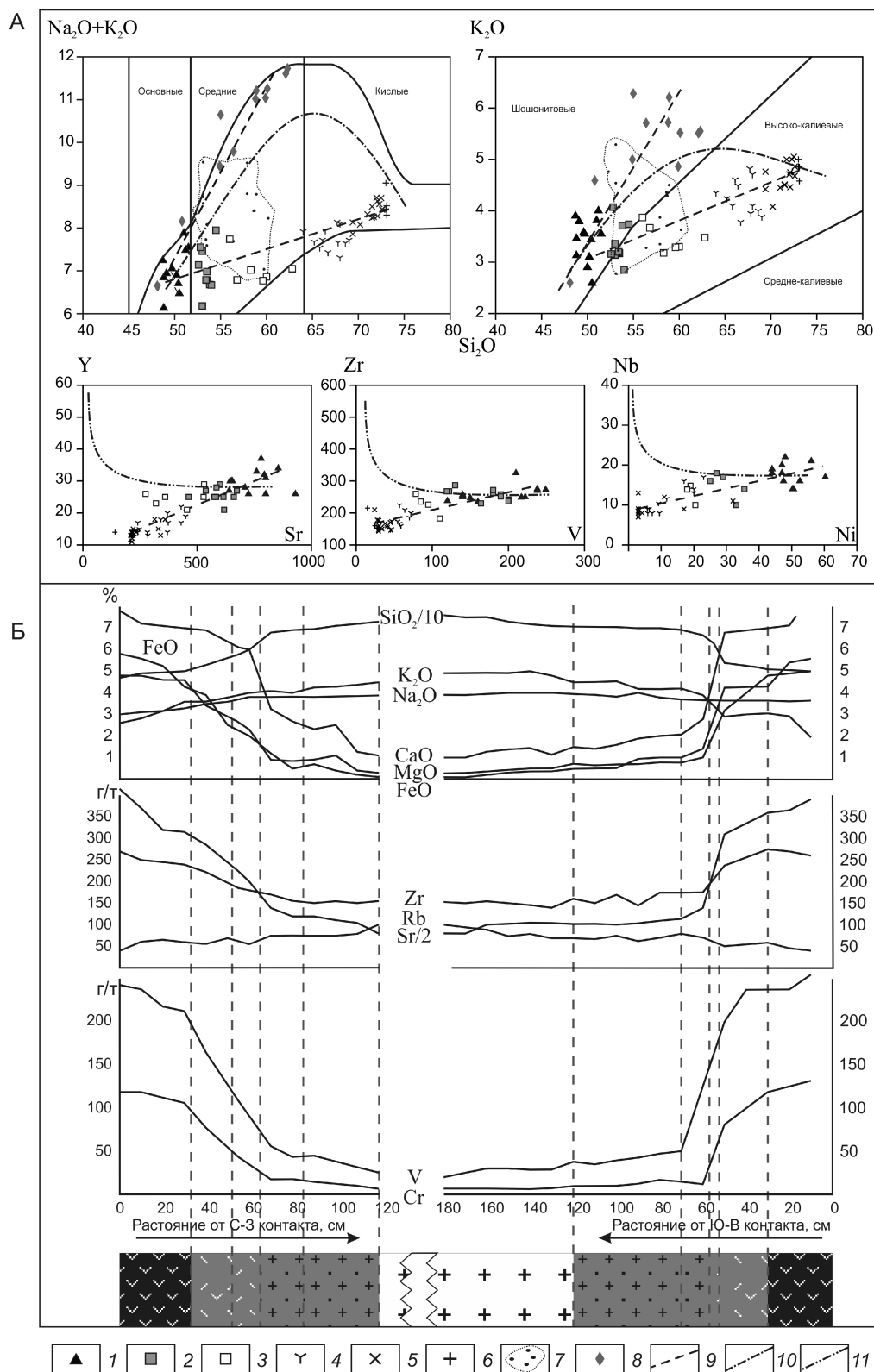


Рис. 4. Петрогеохимическая характеристика пород сложной дайки второго типа (Билютинский карьер):

А — положение фигуративных точек состава пород дайки на бинарных диаграммах SiO₂-Na₂O+K₂O, SiO₂-K₂O, Sr-Y, V-Zr и Ni-Nb; 1 — трахизальт; промежуточные породы: 2 — трахиандезитобазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахидацит, 5 — трахириодацит; 6 — трахириолит; 7 — область состава простых трахиандезитовых даек позднепалеозойского дайкового пояса; 8 — точки состава сложной дайки позднепалеозойского дайкового пояса; тренды: 9 — смещения, 10 — вариаций состава простых даек позднепалеозойского дайкового пояса, 11 — теоретические фракционной кристаллизации трахизальтовой магмы по работам 3, 14; Б — химический профиль вкрест простираения дайки; см. услов. обозн. к рис. 1

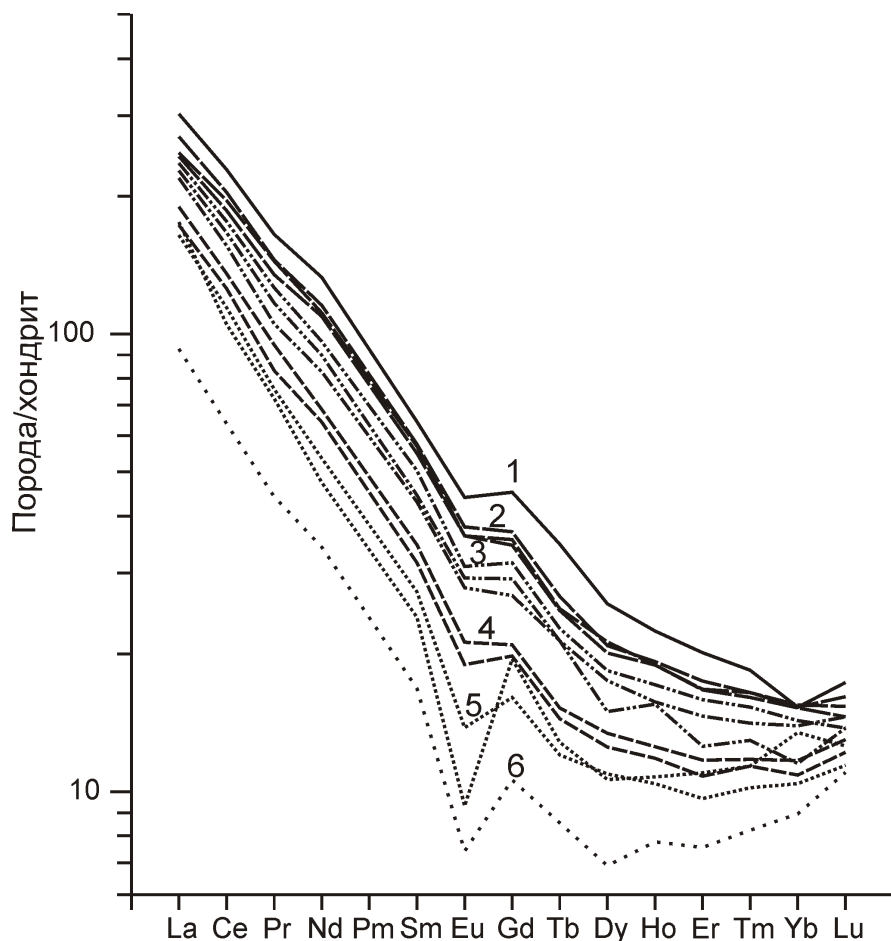


Рис. 5. Распределение содержаний редкоземельных элементов в породах сложной дайки, нормированных к среднему составу хондрита. По работе 17 :

1 — трахибазальт; промежуточные породы: 2 — трахиандезибазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахидацит, 5 — трахириодацит; 6 — трахириолит

онными оторочками, присутствующие в этих промежуточных породах, могут возникнуть при кристаллизационном фракционировании в стратифицированных магматических камерах [13]. Соответственно не исключено, что сложная дайка представляет собой результат последовательного, но близко одновременного внедрения магм или еще почти не дифференцированных или дифференцированных в разной степени в одну расширяющуюся полость из такой магматической камеры. При этом происходит смешение родственных магм в пределах дайки. Однако при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы должно происходить обогащение ее производных расплавов такими элементами как Zr, Nb, Y, LREE, Rb, K, Na. В описываемой дайке наблюдается противоположная картина: от трахибазальтов к предполагаемым ее производным (трахиандезиты и трахидациты) фиксируется закономерное понижение концентраций Zr, Nb, Y, направленное на выравнива-

ние геохимического состава промежуточных пород с составом трахириолитов. О маловероятности происхождения пород среднего состава в результате дифференциации также свидетельствует расположение фигуративных точек составов пород дайки на бинарных диаграммах «совместимый—несовместимый элемент» (диаграммы Sr-Y, V-Zr и Ni-Nb (см. рис. 4, А). При фракционной кристаллизации базальтовой магмы соотношение этих пар элементов должно изменяться по гиперболическому тренду, а не по прямой линии (см. рис. 4, А) [13, 15].

Более вероятно, что вышеописанные геохимические особенности промежуточных пород изученной дайки обусловлены взаимодействием трахибазальтовой и трахириолитовой магм. Именно прямолинейная зависимость концентраций различных элементов в породах дайки на бинарных диаграммах и закономерное последовательное изменение химического состава от трахибазальтов через трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахириодациты к трахириолитам показывают, что эти породы переходной зоны соответствуют производным, образованным при смешении контрастных магм.

Согласно работам [12, 18] образование сложных даек подобного типа происходит при внедрении салической магмы в полностью закристаллизованную центральную часть базальтовой дайки. При этом из-за близости субсолидусных температур мафических магм и субликвидусных температур салических расплавов, между контрастными магмами в области контакта происходит химическое смешение — mixing, с образованием пород промежуточного состава.

Следует отметить, что в пределах позднепалеозойского бимодального дайкового пояса такая дайка не единична, и подобные сложные симметричные дайки встречаются на других участках. В качестве примера на диаграммах $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ (см. рис. 4, А) ромбиками отмечены фигуративные точки состава одной из сложных даек, краевые зоны которой представлены трахибазальтом, а центральная часть — трахитом. Кроме того, в пределах пояса имеются самостоятельные трахиандезитовые дайки. В них присутствуют ксенокристы кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза с сетчатой каймой рас-

творения. По химическому составу они близки к трахиандезитам сложных даек (см. рис. 4, А, поле трахиандезитовых даек на диаграммах SiO_2 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) и SiO_2 K_2O). Данные особенности указывают на то, что смешение магм играло важную роль в образовании ряда средних пород бимодальной дайковой серии, и могло иметь место не только в пределах сложных даек, но и в более глубоких условиях, например, в промежуточных магматических камерах.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Позднепалеозойский бимодальный дайковый пояс в центральной части Западного Забайкалья образовался при внедрении мафических (трахибазальтовых) и салических (трахит-трахириолитовых магм) в условиях тектонического растяжения земной коры. Наличие сложных даек свидетельствует о сосуществовании мафических и салических магм.

2. Сложные дайки второго типа [18] представляют собой симметричные тела вкрест своего простира-ния: с мафическими краями, салическим центром и переходной зоной между ними. Совокупность данных о геологическом строении и вещественном составе таких даек указывает на образование пород переходной зоны, трахиандезитов и трахидацитов, в результате *in situ* смешения трахибазальтовой и трахириолитовой магм.

3. Присутствие в составе дайкового пояса простых трахиандезитовых даек с минералого-петрографическими признаками гибридной природы может свидетельствовать о том, что процессы смешения контр-растных магм происходили не только в сложных дайках, но и на более глубоких горизонтах.

Работа выполнена при поддержке партнерского интеграционного проекта фундаментальных исследований СО РАН № 17 (№ гос. рег. 01201253409).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканитах Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С 20—32.
2. Анфилов В.Н. Происхождение андезитов и риолитов комплементарных магматических серий // Литосфера. 2010. № 1. С. 37—46.
3. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. —М.: Недра, 1981.
4. Завиличев А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. —М.: Наука, 1985.
5. Плечов П.Ю., Цай А.Е., Щербаков В.Д., Дирксен О.В. Роговые обманки в андезитах извержения 30 марта 1956 г. вулкана Безымянный и условия их опацификации // Петрология. 2008. Т. 16. № 1. С. 19—35.
6. Попов В.С. Смешение магм — важный петрогенетический процесс // Зап. ВМО. 1983. С. 229—240.
7. Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47—64.
8. Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис // Автореф. дисс. ...канд. геол.-минер. наук. —Улан-Удэ, 2009.
9. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутримантийного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115—138.
10. DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fraction crystallization // Earth and Planetary Letters. 1981. Vol. 53. Pp. 189—202.
11. Duchesne J.C., Berza T., Liegeois J.P., Auwera J.V. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania) // Lithos. 1998. Vol. 45. Pp. 281—303.
12. Katzir Y., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., et. al. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian shield: Geochemical and isotope constraints // Lithos. 2007. Vol. 97. Pp. 336—364.
13. Myron G.Best. Igneous and metamorphic petrology. —New York. John Wiley and Sons.— 2 nd ed. 2003.
14. Peccherillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. Pp. 63 — 81.
15. Peccherillo A., Donati C., Santo A.P., et. al. Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications // Journal of African Earth Sciences. 2007. Vol. 48. Pp. 161—173.
16. Schiano P., Monzier M., Eissen J.P., et. al. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. Vol. 160. Pp. 297—312.
17. Sun S.S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A.D.Saunders and M.J.Norry, Editors, Magmatism in the Ocean Basins. Vol. 42. Geological Society of London. 1989. Pp. 313—345.
18. Weibe R.A., Ulrich R. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // Lithos. 1997. Vol. 40. Pp. 157—178.

Пегматиты Ошурковского апатитоносного плутона

М.О.РАМПИЛОВ, Е.И.ЛАСТОЧКИН, Г.С.РИПП (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Представлены результаты геохронологического, минералогического и изотопно-кислородного изучения гранитных, сиенитовых и габбровых пегматитов, распространенных на площади Ошурковского массива. Рассматриваются источники пород, характер их связи и проблемы генезиса.

Ключевые слова: габбро-пегматит, гранитный пегматит.

Рампилов Михаил Олегович, mrampilov@mail.ru

Ласточкин Евгений Иванович, gin-buryatia-07@yandex.ru

Рипп Герман Самуилович, rip@ggin.bscnet.ru

Pegmatites of the Oshurkovo apatite-bearing massif

M.O.RAMPILOV, E.I.LASTOCHKIN, G.S.RIPP

Results of geochronological, mineralogical and oxygen isotopic studying of granitic, syenitic and gabbro pegmatites are given. Also we consider a source of the rocks, their relationships and emplacement features.

Key words: gabbro-pegmatite, granite pegmatite.

Породы, распространенные на площади Ошурковского массива в Западном Забайкалье, длительное время привлекают внимание исследователей. Первое описание их проведено А.Е.Ферсманом [13], выделившим здесь пегматиты чистой линии и линии скрещения. В.А.Дворкин-Самарский [1] гранитные пегматиты отнес к ортитовому редкоземельному типу. На принадлежность их к редкоземельному типу указано также в работе [16]. Минеральный состав пегматитов был изучен М.О.Рампиловым [6, 7]. По данным М.Г.Шадаева с соавторами [14] пегматиты сформировались в позднем мезозое (113—121 млн.лет) и синхронизированы с образованием базитовых пород. Проблеме генезиса гранитных пегматитов посвящена работа [3], в которой они подразделены на стандартные и пегматиты с меланократовыми зонами. Происхождение и тех и других связывается с проявлением анатексиса в результате воздействия на вмещающие породы базитовой магмы. Различие в составах выделенных пегматитов объяснялось разной удаленностью от контактов плутона. В работе приведены петрографическая и геохимическая (в т.ч. изотопная Sr-Nd) характеристика этих пород. Исследованиями авторов публикации установлено, что данные пегматиты генетически связаны с базитами. Их существенно полевошпатовая матрица и валовый химический состав больше всего соответствуют сиениту, поэтому в настоящей статье они характеризуются как сиенитовые пегматиты.

Методика исследований. Состав и микроструктурные особенности минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 VP с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 300 и

модернизированном микроанализаторе MAP-3 в лаборатории физических методов анализа Геологического института СО РАН (аналитики С.В.Канакин, Е.В.Ходырева). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА, времени измерения 20 с и диаметре зонда 2—3 мкм.

Определение U-Pb возраста (SHRIMP II, циркон) выполнено во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им.А.П.Карпинского. Методика анализа многократно описана в публикациях, например в работе [11]. Ar-Ar датирование проведено в Институте геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН (г.Новосибирск) А.В.Травиным по технологии описанной в работе [12].

Изотопный состав кислорода в минералах проанализирован в Аналитическом Центре ДВНЦ РАН (г.Владивосток) и Геологическом институте СО РАН (аналитик В.Ф.Посохов). Кислород определен методом лазерного фторирования, измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в режиме двойной системы напуска. Калибровка осуществлялась по международным NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит) и лабораторным стандартам. Погрешность полученных значений составила не более 0,2—0,3‰ при 95% доверительном уровне.

Геологическое строение площади Ошурковского плутона. Ошурковский плутон находится в 15 км от г.Улан-Удэ, занимает площадь около 12 км² (рис. 1). Он расположен в 7 км к северу от позднемезозойской Иволгино-Удинской рифтогенной впадины, выполненной существенно терригенными осадочными породами. По данным геолого-съёмочных работ [5] вмещающие породы представлены ультра-

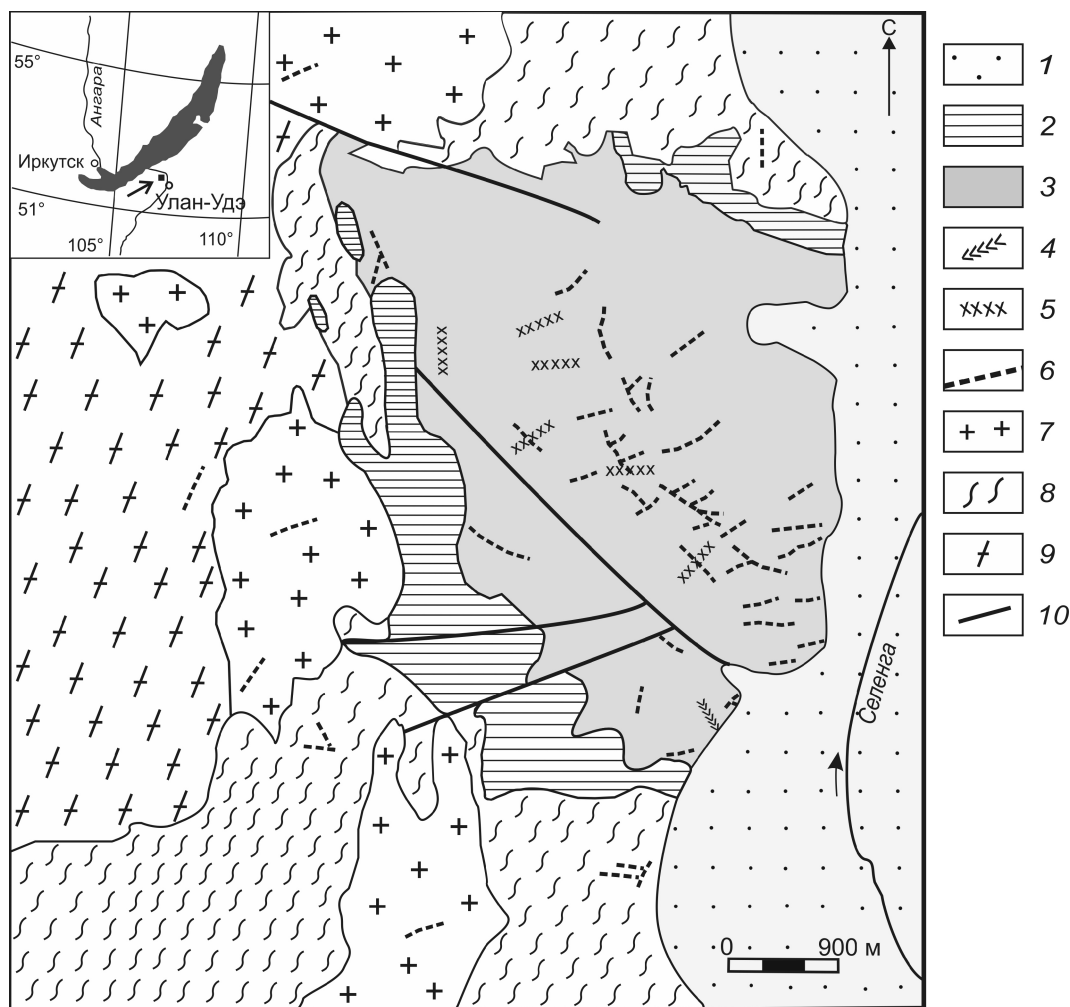


Рис. 1. Геологическая схема распределения пегматитов на площади Ошурковского массива. Составлена по материалам геологоразведочных работ с дополнениями авторов:

1 — четвертичные отложения; 2 — сиениты (биотитовые и щелочно-полевошпатовые); 3 — монцогаббро; 4 — габбро-пегматиты; пегматиты: 5 — сиенитовые, 6 — гранитные; 7 — граниты; 8 — кристаллические сланцы; 9 — гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы; 10 — тектонические нарушения

метаморфическим комплексом, сложенным метатектит-гранитами, гнейсовидными гранитами, биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, мигматизированными кристаллосланцами. Время образования гнейсов 282,8 2,9 и гнейсовидных кварцевых сиенитов 281,5 2,9 млн.лет [10].

Ошурковский плутон — это пока единственный в Западном Забайкалье базитовый массив, связанный с этапом внутриплитного позднемезозойского рифтогенеза. На его площади и прилегающей к нему территории распространены плутонические и жильные базиты, разнообразные по составу сиениты, карбонаты, граниты и гранитные пегматиты. По данным геохронологических исследований весь этот комплекс пород сформировался в течение 20 млн.лет, что позволило выделить здесь габбро-сиенит-гранитную ассоциацию, подобную бимодальным вулканическим сериям [9, 10].

Петрохимический состав плутона согласно работе [4] соответствует щелочному габбро (содержание SiO_2 42—50%, Na_2O K_2O 5—8%). Породы обогащены фосфором, в связи с чем массив представляет достаточно крупное месторождение апатитовых руд. Процессы фракционной кристаллизации плутонических пород сопровождались образованием кумулатов, обогащенных меланократовыми минералами и появлением сиенитов [2]. Массив сечется лампрофитами, аплитами, гранитными и сиенитовыми пегматитами, редко встречаются жилы габбро-пегматитов, кальцитовых карбонатитов. Среди пегматитов представлено три типа: гранитные, сиенитовые и габбровые. Наиболее распространены гранитные, меньше сиенитовые и редко встречаются габбро-пегматиты (см. рис. 1).

Возраст пегматитов. Первое определение возраста для габбро-пегматита, которое показало значение

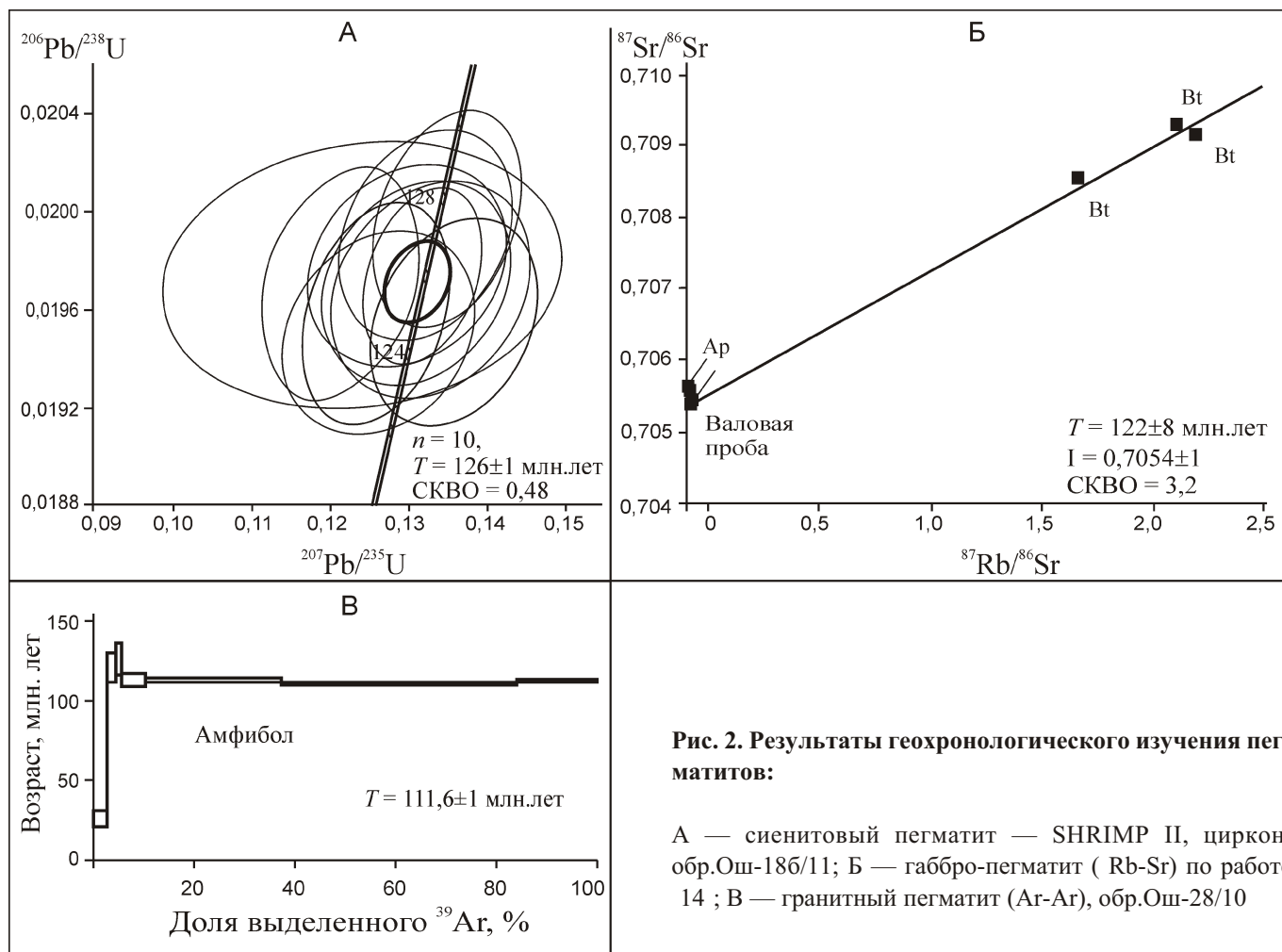


Рис. 2. Результаты геохронологического изучения пегматитов:

А — сиенитовый пегматит — SHRIMP II, циркон, обр.Ош-186/11; Б — габбро-пегматит (Rb-Sr) по работе 14; В — гранитный пегматит (Ar-Ar), обр.Ош-28/10

80 млн.лет, было проведено К-Ar методом (по амфиболу) [16]. Позднее были получены результаты Rb-Sr геохронологического изучения пегматитов, представленные в работе [14]. Для гранитных пегматитов эти значения изменялись от 113 до 121 млн.лет, для габбро-пегматитов — 122,9 млн.лет (рис. 2, Б). В цитируемой работе предположено образование гранитных пегматитов в два этапа — 113 2 и 120 2,4 млн.лет. Полученный возраст гранитного пегматита (Ar-Ar метод, амфибол) составил 111,6 млн.лет (см. рис. 2, В), а конкордантное значение для сиенитового пегматита (SHRIMP II, циркон) — 126 1 млн.лет (см. рис. 2, А), совпало с возрастом plutonic габброидов (125—127 млн.лет).

Геохронологические данные корректируются с геологическими наблюдениями. Так сиенитовые пегматиты пересекаются жилами аплитов, содержатся в последних в виде ксенолитов. Пока не встречено случаев пересечения гранитных пегматитов дайками лампрофиров, образовавшихся в интервале 117—122 млн.лет (Ar-Ar метод). В то же время отмечается обратное соотношение между гранитным пегматитом и жилой карбонатита, имеющей возраст (Rb-Sr) 118 млн.лет. В связи с этим более реальным представляется период образования гранитных пегматитов в интервале между 115 и 111,6 млн.лет.

Особенности минерального состава пегматитов.

Среди габбро-пегматитов присутствуют жильные и шлировые габбро-пегматиты. Жильные габбро-пегматиты представлены короткими (5—7 м) телами мощностью до 0,5 м и шлироподобными образованиями. Макроскопически это крупно- и гигантозернистые породы такситовой текстуры. Контактные зоны их обогащены диопсидом (кристаллы размером до 7—10 см), содержащим до 10—12% эгиринового минала (табл. 1). В центре жилы состоят из Na-K барийсодержащего (массовая доля BaO до 2,3%) криптопертитового полевого шпата с составом подобным анортоклазу и гнездами гигантозернистого апатита. Здесь же распространен плагиоклаз (An_{20-28}). Массовое содержание BaO в крупночешуйчатом биотите 1,2—1,4%, TiO_2 4,5% и Mg около 1,5 ф.е. Апатит слагает включения идиоморфных зерен в пироксене и гнездообразные скопления в центральной части пегматитовых тел. Состав его (табл. 2) соответствует фторапатиту, содержащему в среднем SrO около 1%, SO_3 0,4—1,0% и существенно легких лантаноидов 0,4—0,6%.

Магнетит, слагающий рассеянную вкрапленность, отличается высоким и неравномерным содержанием титана (массовая доля TiO_2 до 24%), включает небольшие количества марганца (табл. 3). В нем фиксируются структуры распада с ильменитом. Нередко с

1. Химический состав пироксенов из пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
<i>Габбро-пегматиты</i>								
36/1	51,14	0,53	2,98	10,64	12,46	21,03	1,48	100,26
3г/2	53,51	0,44	1,41	8,82	12,75	21,45	1,51	99,89
(10)	52,2	0,48	2,39	9,44	12,8	21,23	1,30	
<i>Сиенитовые пегматиты</i>								
17/1	54,06	—	1,27	12,97	11,23	20,22	2,14	101,89
17/2	51,67	—	1,13	17,91	7,41	16,1	4,42	98,64
(4)	53,13		1,16	14,72	9,71	18,48	3,07	

Примечание. Здесь и далее: числа в скобках — среднее число анализов, «—» — элемент не обнаружен.

2. Химический состав апатита из пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	SiO ₂	CaO	SrO	P ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	SO ₃	F	Сумма
<i>Габбро-пегматиты</i>								
1	0,48	55,11	1,11	40,37	0,39	0,52	2,04	100,02
2	0,26	54,50	0,99	41,0	0,61	0,39	2,67	100,42
(6)	0,31	53,89	1,22	40,83	0,53	0,61	2,75	
<i>Сиенитовые пегматиты</i>								
18/1	—	53,3	0,86	40,31	0,7	1	3,41	99,58
2	0,35	51,97	0,74	41,30	0,71	0,75	3,66	101,11
(2)		52,63	0,8	40,80	0,70	0,87	3,53	

магнетитом ассоциируют мелкие неправильной формы зерна ильменита. Обычным для пород является титанит, а в качестве аксессуарного минерала присутствует алланит. Составы этих минералов показаны в таблицах 4, 5.

Шлировый пегматит изучен в поле диопсидового габбро. В нем присутствуют гнездообразные выделения крупнозернистого апатита (размером до 10—15 см), кристаллы титанита (до 5—7 см), пироксена. Плаггиоклаз, как и во вмещающем габбро, характеризуется высоким содержанием анортитового минала (до An₆₀). Массовая доля P₂O₅ в породе до 4,5%, TiO₂ 3—3,7%, натрий преобладает над калием.

Участками в пегматитах отмечаются постмагматические скаполитизация, эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация. Пироксен и гастингсит замещаются обыкновенной железомagneзиальной роговой обманкой, скаполитом, эпидотом. В составе скаполита — 50—60% мейонитового и 35—50% мариалитового миналов, SO₃ до 2,31% и хлора до 1,67%.

Сиенитовый пегматит ранее в работе [3] был описан под названием гранитный пегматит с меланократовыми зонами. Такие жилы встречены среди монцогаббро в основном на южном фланге массива. Они имеют мощность обычно не более 1 м, прослеживаются на расстоянии нескольких десятков метров. Это грубозернистые породы, такситовой структуры с неравномерным распределением кристаллов пироксена, вкрапленностью магнетита и аксессуарными цирконом, пирохлором, титанитом. Контактная зона висячего бока некоторых жил обогащена пироксеном, а для осевой части характерны миароловые пустоты, с небольшими выделениями кварца, таблитчатыми зернами и скоплениями биотита. Биотит характеризуется повышенными магнезиальностью и титанистостью (соответственно MgO от 17,31 до 18,4% и TiO₂ от 2,68 до 3,37%).

Порода на 90—95% состоит из калиевого полевого шпата, в разной степени замещенного альбитом, остальная часть — из пироксена. Кристаллы пирок-

3. Химический состав оксидов из пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Сумма
<i>Гранитный пегматит</i>								
<i>Колумбит</i>								
3/1	3,71	—	7,49	11,96	—	—	75,25	100
3/2	1,84	—	7,13	12,43	—	—	72,41	100,4
(2)	2,77		7,31	12,19			73,83	
<i>Ильменит</i>								
4/1	50,09	—	31,49	15,21	—	—	0,9	98,36
4/2	49,39	—	31,87	14,59	—	—	0,8	97,69
(2)	49,74		31,68	14,9			0,85	
<i>Магнетит</i>								
5/1	12,56	—	81,3	1,91	—	—	—	95,78
5/2	6,37	—	86,22	0,62	—	—	—	93,21
(5)	3,93		84,45					
<i>Габбро-пегматит</i>								
<i>Ильменит</i>								
3/1	47,78	—	49,97	0,8	—	0,78	—	99,34
3/2	47,14	—	50,7	1,03	—	—	—	98,87
(7)	45,77		50,24	0,78				

4. Химический состав титанита из пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	SnO ₂	Nb ₂ O ₅	F	Сумма
<i>Габбро-пегматит</i>												
1а/08	29,61	36,14	1,76	1,27	26,62	—	—	—	—	—	1,55	96,94
8в/1	29,34	37,56	0,87	1,66	27,66	—	—	—	—	—	—	97,2
(11)	29,4	35,3	1,31	2,1	26,32							
<i>Сиенитовый пегматит</i>												
1	29,01	33,38	1,38	3,36	25,55	—	2,41	—	—	—	1,98	97,07
5/1	30,91	33,98	1,08	3,31	26,05	0,70	2,09	—	—	—	—	98,75
(5)	29,81	34,19	1,21	3,43	25,87		2,07					
<i>Гранитный пегматит</i>												
2/1	29,84	27,37	4,40	2,75	25,71	—	—	1,67	1,54	2,95	2,46	98,69
2/3	30,77	29,20	4,46	2,70	26,30	—	—	1,27	—	2,91	2,37	99,98
(5)	30,14	31,18	3,1	2,91	26,18		1,95	1,47	1,11	1,87	2,31	

Примечание. В титаните из гранитного пегматита массовая доля HfO, Sm₂O₃ до 0,3% и MnO 0,85—1,15%.

5. Химический состав алланита из пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₅	ThO ₂	Сумма
<i>Гранитный пегматит</i>													
7/1	31,43	0,75	12,98	15,55	3,94	0,73	11,04	Не опр.	3,99	9,05	2,87	3,39	96,45
7/3	31,79	0,68	13,69	16,36	3,24	0,65	12,48	Не опр.	3,08	7,36	2,58	4,45	96,73
(12)	31,59	0,70	13,32	16,11	3,33	0,67	11,98		3,42	8,05	2,64	3,92	
<i>Габбро-пегматит</i>													
1/1	29,44	1,55	10,84	17,02	0,44	1,53	9,59	0,97	9,31	13,63	2,39	—	98,93
1/2	29,55	1,63	10,56	17,20	0,46	1,48	9,53	0,95	9,46	13,02	2,33	—	98,48
(8)	34,16	1,42	10,39	17,88	0,46	1,47	9,86	0,99	9,55	12,67	2,02		

сена с составом близким к диопсид-геденбергиту ориентированы часто перпендикулярно контакту. В лежащем боку они имеют различную ориентировку и значительно большие размеры (до 5—7 см). Пироксен содержит до 20—35% эгиринового минала (см. табл. 1). В нем встречаются включения апатита, призматические кристаллы циркона. Апатит как и в габброидах характеризуется повышенными содержаниями стронция, серы и редкоземельных элементов (см. табл. 2). Особенность титанита — присутствие до 3% легких лантаноидов (см. табл. 4).

Спорадически в полевошпатовой матрице встречается уран-бетафит. Минерал изменен более поздними процессами, которые обусловили резкое уменьшение содержаний натрия, кальция, появление (до 4,7%) стронция.

Гранитные пегматиты относятся к наиболее поздним породам. Они распространены в контурах плутона и в 1—3 км за его пределами. Наибольшее количество их сосредоточено в пределах массива и уменьшается при удалении от него (см. рис. 1). Это плитообразные тела мощностью до 5 м и протяженностью до сотен метров, отнесенные к редкоземельному (ортитовому) типу [1, 15].

Большая часть жил имеет хорошо выраженное зональное строение. В них развиты графические, субграфические структуры, а в центральной части присутствуют зоны блокового строения и кварцевое ядро. В небольших масштабах отмечен альбитовый замещающий комплекс с мусковитом, бериллом, турмалином, алланитом, пироксеном, марганецсодержащим гранатом, а так же амазонит, образовавшийся по первичному калиевому полевоому шпату.

В калиевом шпате присутствуют жилковатые и ленточные пертиты альбита. По полевым шпатам отмечаются слабая пелитизация, серицитизация. Состав полевых шпатов стандартный без значимых коли-

честв примесных элементов. Иногда в калиевом полевоом шпате в пределах сотых долей процента присутствует барий.

В *гранате*, слагающем одиночные зерна и кристаллы, около 2/3 приходится на спессартиновый и 1/3 на альмандиновый миналы (табл. 6). Редкой вкрапленностью представлен также *амфибол*, состав которого (см. табл. 6) соответствует обыкновенной железомagneзиальной роговой обманке. Минерал характеризуется повышенным содержанием калия, марганца, высокой железистостью, пониженной магнезиальностью и титанистостью.

Мусковит наиболее характерен для контактовых зон, присутствует также в альбитовом замещающем комплексе, где содержание его достигает 5—6%. Повышенные количества железа и магния приближают его к фенгиту (см. табл. 6). Уровень содержаний кремнезема в тетраэдрической позиции свидетельствует о давлении 400—500 МПа при образовании минерала.

Спорадически в пегматитах встречается *биотит*. Это разрозненные пластинки и лейстоподобные (до 5—8 см) образования в участках блоковой и пегматоидной структур. На границе их выделений фиксируются мелкие зерна титанита. В минерале (см. табл. 6) повышены железистость и марганценосность (массовая доля MnO в среднем около 2,5%). Содержание титана в нем изменяется от 1,5 до 2%, в небольших количествах присутствует фтор (1—3,5%).

Пироксеном характерен для блоковой зоны и участков проявления альбитового замещающего комплекса. Он слагает одиночные зерна неправильной и идиоморфной формы, имеющие состав близкий к уран-бетафиту (табл. 7). До первых процентов в нем присутствуют марганец, стронций, торий, натрий, содержание Ta₂O₅ — в пределах 2—5,5%. Высокая концентрация урана, обусловила метамиктизацию

6. Химический состав силикатных минералов из гранитных пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма
<i>Биотит</i>											
4/08-1	37,97	2,15	12,82	18,15	1,92	11,58	0,16	0,25	9,22	2,99	97,21
4/08-2	38,84	1,43	12,45	18,39	1,97	13,02	0,03	0,18	9,43	1,86	97,6
(13)	37,14	1,97	15,18	21,57	2,05	5,95	0,04	0,11	9,14	1,36	
<i>Мусковит</i>											
4/08	46,46	0,34	26,35	8,54	0,87	0,88	—	—	10,58	2,22	96,24
9/08	45,57	1,04	26,67	9,76	0,7	1,09	—	—	10,37	2,35	97,55
(9)	46,33	0,62	26,82	8,19	0,67	1,01			10,55	2,09	
<i>Гранат</i>											
4/08	36,76	0,09	19,77	14,08	26,85	0,36	1,19	—	—	—	99,09
9/08	36,25	0,15	19,66	15	27,09	0,47	1,19	—	—	—	99,84
(8)	36,33	0,27	19,06	13,47	27,01	0,42	2,91				
<i>Амфибол</i>											
4/08	41,89	0,37	9,56	21,30	2,83	7,77	9,74	2,40	1,60	1,19	98,64
9/08	47,93	0,36	4,87	17,91	0,5	12,62	11,18	1,65	0,79	0,55	98,36
(5)	45,09	0,37	7,13	19,25	1,53	10,59	10,53	1,9	1,15	0,78	

минерала. В результате вторичных процессов минерал частично превращен в агрегат колумбита, уранинита, ильменита, составы, которых представлены в табл. 3.

Титанит встречается в зоне графического и блокового пегматита, где слагает зерна размером до 2 см. Он ассоциирует с калиевым полевым шпатом, кварцем, магнетитом, иногда с биотитом. Особенность минерала — повышенные концентрации ниобия, марганца иттрия и фтора (см. табл. 4). В переменных количествах (от 1 до 3%) в нем установлены также легкие лантаноиды.

Флюорит встречен в блоковых зонах пегматита и участках распространения замещающего комплекса. Он слагает вкрапленность единичных зерен, иногда небольшие гнездообразные скопления.

Магнетит представлен двумя типами. Один из них характеризуется повышенным содержанием ти-

тана (см. табл. 3). Массовая доля MnO в минерале в обоих случаях от 0,6 до 1,9%.

Кристаллы *циркона* встречены в пегматоидной и блоковой зонах. Особенность его — неравномерное и часто высокое содержание гафния (HfO₂ до 9%).

Алланит в виде таблитчатых кристаллов и идиоморфных зерен размером до 1—1,5 см отмечен в блоковой зоне и альбитовом замещающем комплексе. Он характеризуется (см. табл. 5) повышенной марганценосностью (обычно MnO 3%) и ториевостью (ThO₂ 3—4%).

Изотопно-кислородная характеристика пегматитов. Результаты проведенных изотопных исследований приведены в табл. 8. Они показали, что состав кислорода в габбро-пегматитах лежит в интервале мантийного источника, близок к значениям во вмещающих габброидах [8]. Значения ¹⁸O в различных минералах согласуются с известными коэффициен-

7. Химический состав пироклора из гранитных пегматитов Ошурковского массива (в массовых долях %)

Номер образца	TiO ₂	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	UO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Сумма
1/08	16,51	—	0,7	16,96	1,67	24,29	38,73	1,43	100,29
2/08	11,47	0,93	0,94	15,38	1,17	24,24	40,62	5,69	100,44
(15)	14,19	1,07	0,69	11,55	1,28	24,63	39,13	3,8	

тами фракционирования и свидетельствуют об изотопной равновесности, существовавшей в процессе образования пород. Порядок обогащенности минера-

8. Изотопный состав кислорода в минералах из пегматитов Ошурковского массива

Номер образца	Анализируемые породы		Минерал	¹⁸ O‰ SMOW
Ош-1 5/09	Габбро-пегматит		Пироксен	4,6
			Биотит	5,0
			Апатит	5,2
				5,3
			К-Na полевой шпат	4,4
				6,2
				3,3
Ош-11	Сиенитовый пегматит		Пироксен	5,9
5,6				
Ош-11а			Калиевый полевой шпат	6,6
				6,2
Ош-29а	Гранитный пегматит	Не измененный	Магнетит	0,3
Ош-3			Биотит	4,4
57/11-3			Гранат	6,0
57/11-1			Амфибол	6,2
Ош-7				6,3
Ош-7			Калиевый полевой шпат	7,4
Ош-7а				7,7
57/11-5				8,2
57/11-2			Альбит	8,2
Ош-29			Кварц	9,4
57/11-4				9,8
109/11-7		Участок альбитизации	Магнетит	2,5
109/11-9			Биотит	5,7
109/11-3			Гранат	6,6
109/11-8			Мусковит	7,9
109/11-1			Амазонит	8,3
109/11-6			Калиевый полевой шпат	8,6
109/11-2			Альбит	9,0
109/11-4			Берилл	9,0
57/11-4			Кварц	9,8
109/11-5				10,1

лов тяжелым кислородом (пироксен—биотит—апатит—полевой шпат) согласуется с рядом указанным в работе [17]. И только в полевых шпатах отмечается существенная гетерогенность, обусловленная присутствием нескольких генераций этого минерала (плагиоклаз, анортотоклаз, ортоклаз).

Кислород в сиенитовом пегматите также близок к составу в габброидах, хотя и несколько больше обогащен тяжелым изотопом.

В гранитном пегматите изучены минералы из неизмененных пород и участков, подвергшиеся более поздней амазонитизации и альбитизации. Кислород в обеих группах рассмотренных пегматитов подобен составу корового источника. В них значение ^{18}O возрастает в направлении от магнетита к полевым шпатам и кварцу, совпадает с рядом определенными коэффициентами фракционирования по работе [17]. Эта последовательность выглядит следующим образом: магнетит—биотит—(гранат, амфибол)—полевые шпаты (альбит, калиевый полевой шпат)—кварц. В минералах из альбитового замещающего комплекса фиксируется заметный изотопный сдвиг в сторону утяжеления кислорода.

Обсуждение результатов. Составы породообразующих и второстепенных минералов из габбро-пегматитов в целом мало отличаются от минералов плутонических базитов. Их апатиты обогащены стронцием, серой, редкоземельными элементами. Алланиты характеризуются повышенными магнезиальностью и титанистостью, содержаниями стронция и редкоземельных элементов. В пироксенах присутствует более 10—12% эгиринового минала.

Титаниты из сиенитового пегматита содержат повышенные количества легких лантаноидов. В пироксенах этих пород по сравнению с габброидами больше эгиринового минала (до 25—30%), они отличаются пониженной магнезиальностью и более высокой железистостью, определивших сдвиг состава этого минерала в поле геденбергита.

Одна из наиболее важных особенностей минералов из гранитного пегматита — их марганцовистость. В них присутствует гранат с содержанием 65% спескартинового минала, манганильменит (MnO до 15%), манганколумбит (MnO до 12,5%). Массовое содержание MnO в аланите до 4%, около 2% в биотите и до 3,3% в амфиболе. Среди ниобиевых минералов установлены пироклор и колумбит. Ниобий присутствует также в титаните и ильмените, а алланит содержит в среднем около 4% ThO_2 .

Возраст, минералогические и изотопно-геохимические данные показывают, что сиенитовые пегматиты как и габбро-пегматиты генетически родственны базитам и являются результатом фракционной кристаллизации последних. Изотопный состав кислорода в пироксене, апатите, биотите и калинатровом полевошпате близок к значениям в плутонических габбро [8] и укладывается в интервал, типичный для мантийных

пород. Изотопно-геохимические данные по гранитным пегматитам свидетельствуют о их коровой природе и образовании в результате анатектического плавления вмещающих пород под действием базитового расплава. Величины ^{18}O их локализованы в автономном поле и лежат вне эволюционного тренда фракционной кристаллизации базитового расплава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дворкин-Самарский В.А. Генезис и закономерности пространственного размещения редкоземельных пегматитов одного из районов Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 21—33.
2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 730—744.
3. Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н. и др. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монсонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251—1270.
4. Петрографический кодекс. Издание третье. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
5. Платов В.С., Савченко А.А., Игнатов А.М., и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48. Улан-Удэ. Объяснительная записка. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2009.
6. Рампилов М.О. Особенности минерального состава габбро-пегматитов Ошурковского габброидного массива // Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей. Материалы международной молодежной школы-семинара. —Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РА. 2008. С. 60—61.
7. Рампилов М.О. Редкометалльные и редкоземельные минералы гранитных пегматитов Ошурковского месторождения // Вестник БГУ. 2011. Вып. 4. Ч. II. С. 20—25.
8. Рупп Г.С., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Избродин И.А. Изотопный состав кислорода в минералах силикатных пород Ошурковского апатитоносного массива щелочных габброидов (Западное Забайкалье) // XIX симпозиум по геохимии изотопов им.акад.А.П.Виноградова. —М., 2010. С. 337—339.
9. Рупп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г. и др. Площадь Ошурковского габбро-сиенитового массива как пример связи базитового и кислого магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / Мат-лы совещания. Вып. 9. —Иркутск, 2011.
10. Рупп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г. и др. Хронология формирования пород габбро-сиенит-гранитной серии Ошурковского Плутона, Западное Забайкалье // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 1—19.
11. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 132—142.
12. Травин В.А. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем (Юг Сибири, Монголия) // Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Новосибирск, 1994.
13. Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. VI. —М.: Изд-во Академии Наук СССР. 1960.
14. Шадаев М.Г., Посохов В.Ф., Рупп Г.С. Rb-Sr данные о раннемеловом возрасте пегматитов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1421—1424.
15. Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава // Гранитные пегматиты. Т. 4. —Новосибирск: Наука, 2007.
16. Яценко Т.М., Росихина А.И. О генетических особенностях Ошурковской апатитовой интрузии и о некоторых близких массивах Западного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. II. Петрология. —Томск, 1974. С. 44—45.
17. Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems // Stable Isotope Geochemistry. Ed. Valley J.M., Cole D.R. Reviews in Mineralogy Geochemistry. 2001. Vol. 43. Pp. 1—62.

Новые данные по минералогии и геохимии углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Восточного Саяна

Б.Б.ДАМДИНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а), В.В.МУРЗИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им.акад.А.Н.Заварицкого (ИГГ) УрО РАН; 620075, г.Екатеринбург, пер.Почтовый, д.7), С.М.ЖМОДИК (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева (ИГМ) СО РАН; 630053, г.Новосибирск, проспект акад.Коптюга, д.3), А.Г.МИРОНОВ, Л.Б.ДАМДИНОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Проведено изучение минералогии второстепенных минералов и геохимических характеристик углеродистых метасоматитов, распространенных в ультрабазитах Восточного Саяна. Установлено наличие широкого спектра минералов некогерентных элементов в углеродистых метасоматитах. По геохимическим характеристикам выделены две контрастные группы метасоматитов, различающиеся как уровнем содержаний, так и характером распределения некогерентных элементов, в частности, редкоземельных элементов. Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод о формировании углеродистых метасоматитов в результате флюидной проработки офиолитовых ультрабазитов в островодужной обстановке.

Ключевые слова: Восточный Саян, углеродистые метасоматиты, минералогия, геохимия.

Дамдинов Булат Батуевич, damdinov@gin.bscnet.ru
Мурзин Валерий Васильевич, murzin@igg.uran.ru
Жмодик Сергей Михайлович, zhmodik@igm.nsc.ru
Миронов Анатолий Георгиевич
Дамдинова Людмила Борисовна, ludamdinova@mail.ru

New data on mineralogy and geochemistry of carbonaceous metasomatites in the East Sayan ultrabazites

B.B.DAMDINOV, V.V.MURZIN, S.M.ZHMODIK, A.G.MIRONOV, L.B.DAMDINOVA

Mineralogy of accessory minerals and geochemistry of carbonaceous metasomatites widespread in the East Sayan ultrabazites is studied. Wide ranges of incompatible and ore-forming element minerals are diagnosed. Based on geochemical characteristics two contrast groups of the metasomatites are determined. These groups differ by concentration and distribution of incompatible elements, particularly REE. Obtained data confirm early conclusion about carbonaceous metasomatites formation as a result of fluid treatment of the ophiolitic ultrabazites in the island-arc conditions.

Key words: East Sayan, carbonaceous metasomatites, mineralogy, geochemistry.

Углеродистые метасоматиты, известные в пределах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива Восточного Саяна, издавна привлекают к себе внимание. Первые упоминания о наличии зон углеродизации или «углеродистых ксенолитов» («графититов») относятся к началу XX в. [20, 32]. Такие породы интересны, прежде всего, самим фактом наличия повышенных концентраций углеродистого вещества (УВ) в ультраосновных породах, а также в связи с их возможной алмазоносностью [5, 32]. Позднее, уже в конце XX в. такие породы стали рассматриваться как возможные концентраторы благородных металлов [9, 12, 19, 29]. Соответственно, многочисленные работы по этой тематике в последние годы посвящены большей частью или проблеме природы углерода, или возможности и условиям концентрирования благородных металлов. В меньшей степени охарактери-

зованы особенности минерального и химического состава метасоматитов, распределения примесных компонентов [9, 27, 28, 29]. Проведенные минералогическо-геохимические исследования позволили выявить некоторые особенности минерального и химического составов этих необычных образований.

Геологическое положение углеродистых метасоматитов. Углеродистые метасоматиты максимально распространены в южной «пластине» Оспинско-Китойского ультрабазитового массива, расположенного в юго-восточной части Восточного Саяна на водоразделе рек Китой и Онот (рис. 1). Описанию геологического строения и петрологии пород массива посвящено достаточно много публикаций [1, 2, 3, 6, 10, 17, 18, 25], поэтому детально эта характеристика не приводится. Известно, что массив представляет собой относительно крупный реликт офиолитового

покрова и расчленен на несколько пластин, подстилаемых зонами меланжа. Верхняя, наиболее крупная пластина сложена в основном серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, лишь в южной ее части развиты верлиты, клинопироксениты и габброиды кумулятивного комплекса, средняя офиолитовая пластина — диабазами, в меньшей степени габброидами и базальтами. Обе пластины тектонически залегают на терригенных отложениях ильчирской толщи, имеющей в нижней части существенно черносланцевый состав, а в верхней — граувакковый. Эти породы составляют третью (нижнюю) самостоятельную пластину. В основаниях пластин развиты мощные зоны сер-

пентинитового меланжа с обломками серпентинитов, габброидов, диабазов, родингитов и доломитов. В олистомерово-вой толще, слагающей одну из пластин офиолитового покрова, подстилающей базитовую и гипербазитовую части офиолитового комплекса, широко распространены углеродистые сланцы, вмещающие олистолиты гипербазитов, габброидов и карбонатных пород.

Углеродистые метасоматиты представлены двумя морфологическими типами: штокверковым и жильным. Штокверкоподобной углеродизацией охвачены практически все поля малоизмененных дунит-гарцбургитов в ядрах блоков южной и части северной

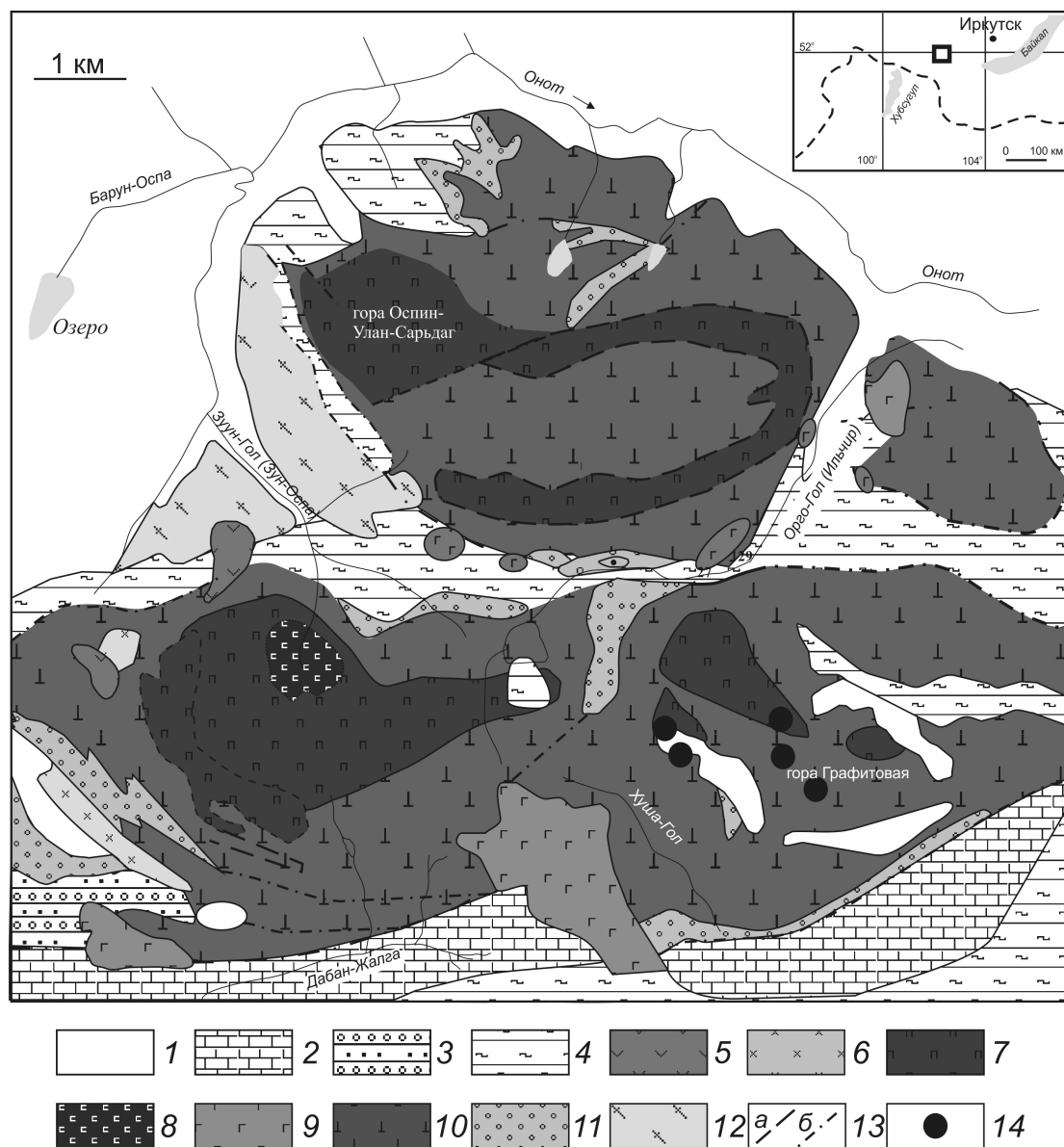


Рис. 1. Геологическая схема Ошинско-Китойского массива. По работе 6 :

1 — четвертичные отложения; 2 — горлыкская свита, известняки, доломиты, песчаники; 3 — боксонская свита, конгломераты, песчаники; 4 — иркутская свита, мраморы, углеродистые сланцы, эффузивы; 5 — неоген-четвертичные базальты; 6 — гранитоиды; 7 — перидотиты; 8 — дуниты; 9 — габброиды; 10 — серпентиниты; 11 — листвениты; 12 — гранитогнейсы; 13 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — места отбора изученных образцов

пластин. Малоуглеродистые и умеренноуглеродистые гипербазиты в виде штокверков слагают целые зоны или поля. Иногда на границе слабо обуглероженных зон в гарцбургитах с серпентинитами встречаются зоны обильной углеродизации, причем прилегающие серпентиниты содержат незначительное количество углеродистого вещества. Первичные оливин и энстатит, а также замещающие их диопсид и гранат, часто содержат обильные пылевидные включения углеродистого вещества. Наблюдаемые соотношения свидетельствуют о том, что образование графита предшествовало серпентинизации, а углеродистое вещество сингенетично более высокотемпературным породообразующим минералам.

К жильному типу относятся разнообразные по составу линейно вытянутые (реже ветвистые) тела, сложенные как правило обильноуглеродистыми разностями метагипербазитов, преимущественно антигоритовых серпентинитов, серпентин- или тальк-карбонатных пород, в меньшей степени серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, развивающимися по зонам катаклаза и милонитизации. Следует отметить, что углеродизации подвержены как ультрабазиты, так и пространственно ассоциирующие граниты, альбититы, микроклиниты.

Авторы данной публикации изучили образцы из жильных тел обильноуглеродистых метасоматитов из района горы Графитовой — места максимального распространения углеродизации в пределах Оспинско-Китойского массива (см. рис. 1).

Петрография и минералогия углеродистых метасоматитов. Макроскопически углеродистые метасоматиты характеризуются массивной структурой и темной окраской с зеленоватым оттенком, иногда наблюдаются переходы окраски от почти черной до темно-зеленой. Петрографическое изучение углеродистых метасоматитов показало, что породы представлены антигоритовыми серпентинитами, не сохранившими структуру исходной породы, степень окраски которых соотносится со степенью их углеродизации. Под микроскопом видно, что серпентиниты обнаруживают пластические деформации и довольно интенсивный кливаж, на некоторых участках выявляется брекчиевидность. Характерная особенность тектонизированных серпентинитов — сеть разнонаправлено ориентированных микротрещинок с тонкодисперсным углеродистым веществом. Реже наблюдается пятнистое распределение этого вещества. Под оптическим микроскопом углеродистое вещество выявлено в двух основных формах: 1) рассеянная тонко- и ультратонко-дисперсная вкрапленность частиц размером от 500 нм до 25 мкм, изредка образующая сгущения (пятна) размером до 50—100 мкм; 2) концентрированные выделения в трещинах кливажа и разрыва более крупного размера. Вторичные изменения серпентинитов проявляются в постоянном присутствии в них карбоната от 5 до 20% (магнезита,

в меньших количествах доломита), талька и хлорита (5%). Таким образом, изученные углеродистые метасоматиты сложены преимущественно антигоритом с небольшим количеством других вторичных минералов — талька, карбонатов, хлорита и насыщенные углеродистым веществом.

Состав второстепенных и рудных минералов углеродистых метасоматитов необычный. Это обусловлено наличием относительно большого количества минеральных фаз некогерентных элементов, нехарактерных для ультрабазитов, таких как Pb, Zr, Ti, K, редкоземельные элементы, U, Th, As, Sb, Bi, Te, Zn. Диагностированные минеральные фазы отнесены к нескольким классам: самородные элементы, сульфиды, сульфосоли, оксиды и силикаты.

Сульфиды и сульфосоли. Общее содержание минералов этих классов невелико — фактически в аншлифах фиксируются лишь единичные тонкие зерна. Однако при изучении проб-протолок установлена достаточно широкая распространенность минеральных видов, среди которых диагностированы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, блёклая руда, хизлевудит, миллерит, орселит, теллуrowисмутит, тетрадимит, бурнонит, бертьерит (табл. 1).

Пирит образует редкие кристаллы кубической формы, размером около 90 мкм, содержит единичные включения теллуrowисмутита. Халькопирит встречается в ассоциации с блёклой рудой и арсенопиритом, не содержит примесей. Галенит слагает как самостоятельные агрегаты, так и присутствует в виде включений в бурноните. Арсенопирит присутствует в виде идиоморфных кристаллов ромбической формы, размером около 30 мкм, массовая доля в нем примеси Cr до 0,42%. Встречается в ассоциации с халькопиритом и блёклой рудой. Орселит образует зерна треугольной формы размером, около 50 мкм. Теллуrowисмутит обнаружен в виде единичных мелких включений в пирите и арсенопирите овальной формы размером 5 мкм. Тетрадимит — в виде идиоморфных кристаллов вытянутой формы, размером около 40 мкм, примесей не содержит. Бурнонит близок к округлой форме, размером около 60 мкм, иногда содержит микровключения галенита. Блёклая руда по составу соответствует тетраэдриту (массовая доля содержания As не превышает 3,2%), содержит примеси Ag (0,9—1,6%), Fe, Zn. Этот минерал представлен зернами округлой формы, размером около 50 мкм с единичными включениями теллуrowисмутита, а также сростками с халькопиритом, самородной Sb и арсенопиритом. Бертьерит встречается в виде единичных угловатых зерен, массовая доля примеси As 2,22—4,56%. Отмечены единичные зерна сульфида Cu с составом, близким к Cu_3S_2 .

Оксиды. Минералы этого класса наиболее распространены за счет аксессуарных хромпинелидов и замещающего их магнетита (Cr-магнетита). Однако, кроме «ультрабазитовых» шпинелидов — хромита,

1. Химические составы минералов из углеродистых метасоматитов — сульфиды и сульфосоли (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	Fe	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Ag	Sb	Bi	As	Te	S	Сумма
Пирит	ГГ-23-27	46,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	53,3	99,95
Тетраэдрит	ГГ-23-7	2,74	—	—	36,02	—	4,72	1,64	25,56	—	3,22	—	25,10	99,00
	ГГ-23-13	3,89	—	—	35,94	—	2,96	0,92	29,67	—	—	—	25,00	98,38
	ГГ-23-21	4,38	—	—	37,76	—	2,63	—	29,28	—	—	—	25,26	99,31
Арсенопирит	ГГ-23-58	35,28	—	—	—	—	—	—	—	—	43,22	—	21,63	100,13
	ГГ-23-49	35,47	0,42	—	—	—	—	—	—	—	42,46	—	21,80	100,15
Бергтерит	ГГ-23-10	25,87	—	—	—	—	—	—	56,18	—	2,22	—	15,64	99,91
	ГГ-23-9	26,95	—	—	—	—	—	—	52,64	—	4,26	—	14,92	98,78
Халькопирит	ГГ-23-12	29,03	—	—	32,66	—	—	—	—	—	—	—	33,64	95,32
Сульфид Cu	ГГ-23-60	—	—	—	70,92	—	—	—	—	—	—	—	26,55	97,47
Теллуриовисмутит	ГГ-23-55	—	—	—	—	—	—	—	—	46,92	—	34,04	—	80,96
	ГГ-23-56	—	—	—	—	—	—	—	—	45,55	—	33,52	—	79,07
Орселит	ГГ-23-53	—	—	66,94	—	—	—	—	—	—	33,57	—	—	100,51
Бурнонит	ГГ-23-19	—	—	—	11,89	44,96	—	—	25,01	—	—	—	18,31	100,17
	ГГ-23-46	—	—	—	12,74	43,87	—	—	24,71	—	—	—	18,47	99,79
Галенит	ГГ-23-39	—	—	—	—	87,56	—	—	—	—	—	—	12,18	99,74
	ГГ-23-41	—	—	—	—	87,43	—	—	—	—	—	—	12,3	99,73
Тетрадимит	ГГ-23-23	—	—	—	—	—	—	—	—	58,48	—	35,46	4,51	98,46

Примечания. — недостаток суммы связан с малым (1 мкм) размером зерен; анализы выполнены в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с приставкой для количественного анализа Inca-Energy; аналитик С.В.Канакин.

магнетита и ильменита, в углеродистых метасоматитах присутствуют в достаточно большом количестве такие нетипичные оксиды как бадделейт, корунд, уранинит-торианит (таблицы 2, 3).

Хромшпинелиды характеризуются высокой хромистостью (Cr 81—85%) и низкой глиноземистостью, редко содержат примеси Mn (MnO до 3,05%). По краям зерен и по трещинкам замещаются Cr-магнетитом, массовое содержание в нем Cr_2O_3 до 10,3%, NiO до 1,44% и MnO до 1,42%. Наряду с Cr-магнетитом, развивающимся по хромшпинелидам присутствует и магнетит, не содержащий Cr, формирование которого связано с процессом серпентинизации. Необычен состав ильменита, встречающегося в виде угловатых зерен, иногда в сростании с хлоритом. Минерал характеризуется высоким содержанием Mn (MnO 8,83—13,09%) и повышенным Mg (MgO 1,79—3,45%). В редких случаях содержит примесь Cr (Cr_2O_3 до 0,92%). Известно, что магнезиальные ильмениты распространены в кимберлитах и мантийных ксенолитах [24]. Однако, в первичных неизмененных ультрабазитах Оспинско-Китойского массива ильменит, а тем более высокомарганцовистый, более характерный для базитовых пород, в значимых количествах не диагностируется. Бадделейт слагает гипидиоморфные зерна овальной формы, содержит примеси HfO 1,7—2,3%. Корунд от бесцветного до красного цвета, содержит примеси Cr_2O_3 до 3,31% и TiO₂ до 1,1%. Минералы ряда уранинит-торианит — образуют зерна округлой формы, размером около 30 мкм. Th/U в минералах изменяются от 16,49 до 0,73, то есть от торианита до переходной разности минерала ряда уранинит-торианит. Фиксируются примеси PbO (до 4,13%) и Y₂O (до 3,21%).

Из второстепенных *силикатов* в углеродистых метасоматитах обнаружены циркон, калиевый полевой шпат, гранат, сфен, торит (см. таблицы 2, 3).

Циркон образует гипидиоморфные кристаллы округлой формы, иногда с изъеденными краями, размером около 25 мкм. Содержит примеси оксида гафния от (1,4—2,3%). Калиевый полевой шпат слагает единичные зерна, массовое содержание Na₂O в минерале не превышает 0,5%.

В составе углеродистых метасоматитов диагностированы и другие второстепенные минералы, нехарактерные для ультрабазитов (торит, гранат, рутил, апатит, монацит, шеелит, турмалин), находящиеся в породах в знаковом количестве, а также щелочные амфиболы (арфведсонит и магнезиорибекит), слагающие редкие скопления [13, 29].

Из *самородных элементов*, обнаруженных в углеродистых метасоматитах, наиболее хорошо изучены золото и элементы платиновой группы (ЭПГ). Подробное описание минералов благородных металлов приведено в монографии С.М.Жмодика и др. [13]. Можно отметить, что в породах установлены несколько типов самородного золота, различающиеся

по пробыности и по составу элементов-примесей (преимущественно Cu и Hg). Минералы ЭПГ представлены в основном сплавами Pt-Pd состава, в единичных случаях отмечены халькогениды Pt и Pd, при практически полном отсутствии минералов тугоплавких элементов платиновой группы — Ru, Ir, Os. В этом отличие геохимической специализации элементов платиновой группы углеродистых метасоматитов от первичных ультрабазитов, в которых минералы Ru-Ir-Os группы преобладают над Pt-Pd [11]. Кроме минералов благородных металлов в метасоматитах диагностировано достаточно большое разнообразие самородных элементов и сплавов: аваруйт, муассанит, самородные Sb, Zn, Ag, Pb, Fe, W [12, 13].

Таким образом, минеральный состав второстепенных минералов углеродистых метасоматитов абсолютно не соответствует составу акцессорных минералов первичных ультрабазитов. Здесь обнаружены как типичные гидротермальные минералы полиметаллических руд — сульфиды и сульфосоли, так и минералы кислых, щелочных пород и базитов — уранинит-торианит, марганцовистый ильменит, циркон, апатит, щелочные амфиболы и др. Необычный для офиолитовых ультрабазитов состав имеют и платиноиды — преобладают минералы Pt и Pd при практически полном отсутствии минералов Ru, Ir и Os. Следует также отметить широкий разброс составов самородного золота, тогда как известно, что золото ультраосновных пород чаще всего средней—высокой пробыности и содержит примеси Cu и Hg [30]. Очевидно, что появление такой минерализации не может быть связано с формированием ультрабазитов реститового комплекса. Возможность появления подобных минеральных ассоциаций в связи с другими типами вторичных изменений ультрабазитов — карбонатизацией, родингитизацией, оталькованием и др. исключается, так как продукты данных изменений были достаточно детально изучены ранее, и подобные минеральные ассоциации в этих метасоматитах не установлены [7]. Следовательно, их формирование связано с поступлением компонентов в составе углеродсодержащего флюида.

Углеродистое вещество. По имеющимся в литературе данным углеродистое вещество в углеродистых метасоматитах Оспинско-Китойского массива представлено «углеподобным битумом», «антраксолитом-керитом», «тонкодисперсным графитом», «полнокристаллическим графитом» и даже «тонкокристаллическим алмазом» [8, 22]. Дифрактометрический и термический анализы углеродистого вещества показывают, что в углеродизированных гипербазитах оно характеризуется значениями d_{002} , составляющими 0,337—0,339 нм и значениями пика экзотермического эффекта от 670 до 690 С. Экзотермический эффект кристаллического графита из Ботогольского месторождения 800—820 С. По данным КР- и ИК-спектроскопии, основной составляющей

2. Химические составы минералов — оксиды и силикаты (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	ZrO ₂	HfO ₂	Сумма
Хромит	ГГ23-19	—	12,24	8,45	—	—	—	63,43	—	16,22	—	—	—	100,34
	ГГ23-24	—	13,02	8,31	—	—	—	63,49	—	15,88	—	—	—	100,7
	ГГ23-46	—	9,72	8,18	—	—	—	62,25	—	19,37	—	—	—	99,52
	ГГ23-50	—	11,74	8,86	—	—	—	63,29	—	16,24	—	—	—	100,12
	ГГ23-53	—	9,37	8,77	—	—	—	61,96	3,05	17,81	—	—	—	100,95
Марганцовистый ильменит	ГГ23-52	—	3,45	—	—	—	54,98	—	8,83	33,6	—	—	—	100,86
	ГГ23-1	—	2,14	—	—	—	53,49	—	13,09	31,48	—	—	—	100,21
Хроммагнетит	ГГ23-13	—	0,76	—	—	—	—	10,3	1,42	80,05	1,44	—	—	93,97
	ГГ23-5	—	—	—	—	—	—	3,6	—	89,24	0,85	—	—	93,69
	ГГ23-45	—	—	—	—	—	—	1,34	—	96,73	—	—	—	98,08
Циркон	ГГ23-12	31,96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65,58	2,32	99,87
	ГГ23-33	32,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65,91	1,44	99,54
Бадделейт	ГГ23-35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98,46	1,73	100,19
	ГГ23-37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	97,68	—	97,68
Калиевый полевой шпат	ГГ23-1	63,47	—	17,91	0,5	16,77	—	—	—	—	—	—	—	98,65

3. Химический состав монацита и минералов U-Th (в массовых долях %)

Минералы	Номер пробы	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂	P ₂ O ₅	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма
Монацит	ГГ23-2	—	—	—	—	—	—	27,79	—	14,98	35,4	2,9	12,59	94,7
	ГГ23-3	—	—	—	—	—	—	28	0,45	17,11	36,01	3,1	11,38	96,05
	ГГ23-4	—	—	—	—	—	—	27,93	—	15,36	35,72	3,35	12,47	94,84
Уранинит-торианит	ГГ23-8	—	—	—	4,13	36,97	50,72	—	—	—	—	—	—	92,84
	ГГ23-7	—	—	3,21	4,04	39,01	48,74	—	—	—	—	—	—	95,00
	ГГ23-15	—	—	—	2,74	93,37	4,99	—	—	—	—	—	—	101,09
	ГГ23-16	—	—	—	2,63	91,49	6,16	—	—	—	—	—	—	100,28

углеродистого вещества гипербазитов Оспинско-Китойского массива, является графит различной степени упорядоченности. Наряду с кристаллической фазой графита, присутствуют ультрадисперсный графит и аморфная фаза. По данным анализов углеродистое вещество гипербазитов может быть отнесено к графитоиду с максимальной степенью упорядочивания структуры. Проведенный в институте геологии и геохимии УрО РАН высокоточный термический анализ, подтверждает высокую степень графитизации углеродистого вещества вплоть до графита. На термограммах фиксируется, что начало термоокисления углеродистого вещества происходит при температуре 600 С. Термические эффекты данного вещества в этой области температур маскируются эффектами дегидратации серпентина. При отсутствии серпентина для образца углеродизированного альбитита удастся точно определить диапазон окисления углеродистого вещества — 600—820 С при максимуме в диапазоне 720—730 С. Потери веса при 200—400 С, которые возможно принадлежат битумам, составляют в разных образцах от 0,2 до 0,5%, что не более 10% от общего содержания в них углерода. В газовой фазе углеродистых метасоматитов преобладают метан и азот [13].

Геохимия углеродистых метасоматитов. По петрохимическому составу, углеродистые метасоматиты мало чем отличаются от своих безуглеродистых аналогов — ультрабазитов, серпентинитов. Массовое содержание углерода в метасоматитах достигает 10%. В то же время в распределении элементов-примесей выявляются некоторые отличия. Особенно контрастно это видно при анализе распределения

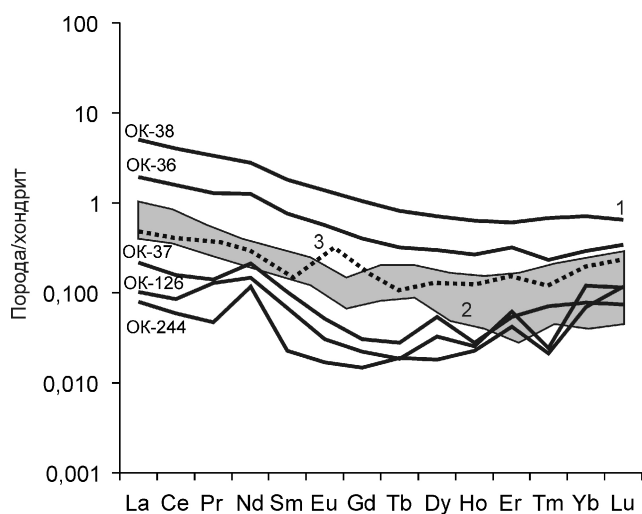


Рис. 3. Тренды распределения редкоземельных элементов в пробах углеродистых метасоматитов (нормирование по хондриту 34):

1 — состав углеродистых метасоматитов; 2 — распределение редкоземельных элементов в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива; 3 — состав серпентинита

редкоземельных элементов (РЗЭ). Так, на диаграмме соотношений La-Ce отчетливо разделяются две группы углеродистых метасоматитов с уровнем содержания, сопоставимым с серпентинитами и примерно на порядок выше (рис. 2).

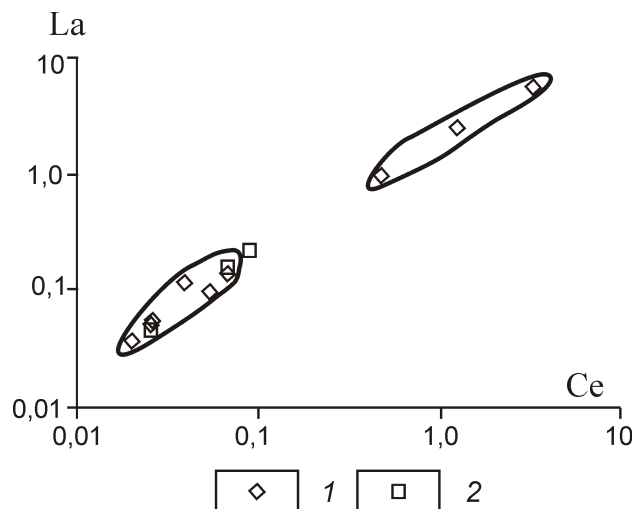


Рис. 2. Соотношение La-Ce (в г/г) в метасоматитах Оспинско-Китойского массива:

1 — углеродистые; 2 — безуглеродистые

На хондрит-нормализованных диаграммах распределения редкоземельных элементов, наблюдается такая же закономерность (рис. 3). Одна группа графиков характеризуется U-образным распределением редкоземельных элементов $(La/Sm)_n$ 1,49—3,53 при низком уровне отношения порода/хондрит около 0,1, с относительно слабым фракционированием редкоземельных элементов — $(La/Yb)_n$ 0,84—2,76. Эти характеристики близки к характеру распределения редкоземельных элементов в серпентинитах офиолитовых комплексов, однако абсолютные уровни содержания легких редкоземельных элементов несколько ниже, чем в гарцбургитах Оспинско-Китойского массива. Суммарное содержание РЗЭ в этих пробах находится в пределах 0,45—0,88 г/т. Подобное распределение редкоземельных элементов в изучаемых углеродистых метасоматитах установлено также В.Б.Савельевой с соавторами [27].

Вторая группа проб углеродистых метасоматитов носит другой характер распределения некогерентных элементов и, в частности, редкоземельных. Их графики распределения описываются нисходящим прямолинейным трендом с резким преобладанием легких редкоземельных элементов над тяжелыми $(La/Yb)_n$ 6,60—13,34. Суммарное содержание РЗЭ (2,63—13,93 г/т) в них по сравнению с первой группой проб более, чем на порядок выше.

Редкоземельные спектры слабо измененных гарцбургитов Оспинско-Китойского массива имеют фор-

му близкую к U-образной, характеризуюсь относительным обогащением легкими редкоземельными элементами и занимают промежуточное положение между двумя выделенными группами углеродистых метасоматитов. Близкие уровни концентраций редкоземельных элементов и схожий характер распределения имеют и апогарцбургитовые лизардитовые серпентиниты, отличаясь только наличием положительной Eu-аномалии — $(Eu/Eu)_n$ 16,8.

Кроме редкоземельных элементов, некоторые пробы углеродистых метасоматитов существенно обогащены (5—10 раз) такими высокочargedными элементами, как Zr, Y, Hf, Nb, Th, U (табл. 4, пробы ОК-36 и ОК-38). Содержания редкоземельных, редких и радиоактивных элементов по имеющимся данным термического и рентгенофазового анализа проб не обнаруживают прямой корреляции с содержаниями углеродистого вещества и степенью карбонатизации (содержаниями магнезита и доломита). Более того, намечается обратная зависимость между этими параметрами.

Таким образом, наличие акцессорных минералов некогерентных элементов в углеродистых метасоматитах, зафиксированное минералогическими наблюдениями подтверждается их геохимическими характеристиками.

Для углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива был определен изотопный состав некарбонатного углерода (рис. 4). Значения ^{13}C в них изменяются от 8,8 до 16,6‰, причем максимум определений ложится в интервале от 10 до 14‰, одно определение показало значение 0,4‰. Значения изотопного состава не зависят от вмещающего субстрата, то есть в разных типах углеродизированных пород изотопный состав углерода близок. Полученные изотопные отношения углерода УВ из углеродистых метасоматитов в целом попадают в промежуточный интервал значений между мантийным интервалом и значениями ^{13}C в черных сланцах, интерпретируемый обычно как биогенный углерод. Следует отметить, что полученные значения изотопного состава больше тяготеют к мантийному интервалу, учитывая, что изотопный состав углерода в алмазах, углистых хондритах и мантийных ксенолитах может изменяться в относительно широких пределах [4, 33]. Значения ^{13}C при 15‰ формируют пик на гистограмме изотопных составов высокотемпературного углерода в мантийных ксенолитах [33].

Обсуждение результатов. Известные данные по геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского массива свидетельствуют о том, что углеродизация является наложенным процессом, развивающимся как по ультраосновным, так и ассоциирующим с ними основным и кислым породам. На происхождение углеродистого вещества и чаще всего связываемой с ним благороднометалльной минерализации описываемых образований вы-

сказываются различные взгляды. В наиболее ранних работах углеродистые метасоматиты считались или ксенолитами углеродистых отложений, или продуктами переотложения органического углерода из черных сланцев и битуминозных известняков [16, 32]. Существуют также представления и о связи графитизации с высокотемпературным метасоматическим процессом, вызвавшим альбитизацию основных и ультраосновных пород, родингитизацию и графитизацию, где последующие, более низкотемпературные процессы привели к серпентинизации и карбонатизации пород [15]. Часть исследователей поддерживает модель наложенной графитизации, проявляющейся в тектонических структурах глубинного заложения и значительно оторванной по времени от формирования вмещающих пород [9, 19, 27]. При этом в качестве источника углерода рассматриваются или черные сланцы с биогенным углеродом, или глубинные восстановленные флюиды, поступающие по зонам глубинных разломов. Существует и альтернативная модель, предполагающая происхождение углеродизации в результате воздействия горячей точки, продуцирующей поток углеродсодержащего мантийного флюида, на субдуцирующую океаническую кору, содержащую углеродистые отложения [13]. Локальная распространенность обуглероженных пород в ультрабазилах связана с тем, что литосферные и астеносферные слои верхней мантии в основном умеренно окислены в связи с продолжающейся дегазацией мантии, и лишь отдельные области характеризуются пониженными значениями fO_2 , где могут существовать восстановленные углеводородные флюиды [14].

Как установлено петрографическими наблюдениями, в углеродистых метасоматитах штокверкового типа, углеродистое вещество приурочено к первичным высокотемпературным минералам ультрабазитов — оливину и ортопироксену и отсутствует во вторичных — серпентине и карбонатах. Высокие температуры экзотермического эффекта (600—700 °C) фиксируются и при термическом анализе углеродистого вещества. Это подтверждает, что первичная углеродизация происходила на высокотемпературной магматической стадии.

Жилообразные тела обильноуглеродистых метасоматитов развиваются по зонам трещиноватости, милонитизации и катаклаза, где происходит перераспределение и концентрация первичного углеродистого вещества, так как различий в изотопном составе углерода из штокверковых и жильных тел не установлено. Эти зоны углеродизации синхронны с образованием вторичных метасоматических пород (альбититов, родингитов, нефритов, диопсидитов, тальк-карбонатных и карбонатных пород). Так, интенсивно углеродизированные серпентиниты отмечаются в виде оторочки в экзоконтакте альбититовых тел. Ю.Н. Колесник [15] обнаружил прямую зависимость степени углеродизации и альбитизации исход-

4. Микрокомпонентный состав углеродистых метасоматитов (в г/т)

Элемент	ОК-36	ОК-38	ОК-37	ОК-121	ОК-126	ОК-244	ОК-27	ОК-29	ОК-30
Ti	112,93	157,81	43,65	30,43	35,32	33,51	37,33	19,61	26,79
V	16,178	15,866	14,584	25,194	11,715	17,774	15,041	14,565	16,831
Cr	1023,8	1080,8	861,3	1315,1	690,8	962,9	866,2	975,9	951,1
Co	89,242	81,057	95,250	82,829	75,918	75,692	76,527	72,924	76,855
Ni	1235,7	1279,6	1285,8	1207,4	1100,3	1042,7	1096,5	1347,6	1353,9
Cu	7,361	12,875	7,844	7,389	8,346	6,278	4,066	5,852	6,760
Zn	44,221	30,761	24,734	28,840	21,940	37,679	23,109	37,240	21,139
As	2,078	22,023	2,684	1,090	6,988	6,192	2,147	1,960	1,915
Rb	0,350	0,344	2,231	0,286	0,207	0,049	1,964	1,272	1,161
Sr	2,709	4,908	3,502	3,973	3,629	19,606	2,983	3,686	7,094
Y	0,396	0,870	0,062	0,131	0,053	0,036	0,031	0,039	0,033
Zr	3,139	10,165	0,164	0,334	0,114	0,072	0,130	0,105	0,137
Nb	0,239	0,477	0,004	0,020	He опр.	0,006	He опр.	0,009	He опр.
Cd	0,047	0,200	0,196	0,061	0,111	0,284	0,105	0,086	0,185
Sn	0,248	0,737	0,422	0,127	0,189	0,208	0,151	0,112	0,170
Sb	0,074	0,097	0,109	0,069	0,301	0,033	0,068	0,049	0,070
Cs	0,051	0,067	1,675	0,104	0,031	0,023	1,675	1,202	0,889
Ba	3,113	8,432	7,555	4,543	4,288	1,847	5,980	6,039	6,716
La	0,469	1,248	0,053	0,067	0,025	0,020	0,025	0,038	0,025
Ce	0,995	2,562	0,100	0,144	0,054	0,038	0,053	0,121	0,055
Pr	0,125	0,319	0,014	0,017	0,012	0,005	0,006	0,010	0,006
Nd	0,590	1,321	0,101	0,078	0,069	0,056	0,083	0,045	0,065
Sm	0,117	0,278	0,016	0,709	0,011	0,003	0,009	0,004	0,005
Eu	0,033	0,080	0,003	0,004	0,002	0,001	He опр.	0,002	0,001
Gd	0,082	0,212	0,006	0,010	0,005	0,003	0,005	0,007	0,002
Tb	0,012	0,031	0,001	0,003	0,001	0,001	He опр.	0,001	0,001
Dy	0,077	0,181	0,014	0,023	0,008	0,005	0,003	0,008	0,004
Ho	0,015	0,036	0,002	0,005	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Er	0,053	0,101	0,009	0,018	0,010	0,007	0,006	0,008	0,007
Tm	0,006	0,017	0,002	0,002	0,001	0,001	He опр.	0,000	He опр.
Yb	0,048	0,118	0,013	0,034	0,020	0,012	0,010	0,009	0,009
Lu	0,009	0,016	0,002	0,005	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
Hf	0,105	0,218	0,007	0,008	0,005	0,005	0,003	0,007	0,006
W	8,247	5,695	8,751	16,497	7,931	4,195	3,154	6,060	18,094
Hg	0,107	0,086	0,119	0,258	0,115	0,043	0,010	0,079	0,318
Pb	1,679	5,936	6,772	1,540	1,330	0,305	1,740	3,400	4,741
Bi	0,118	0,396	0,227	0,118	0,247	0,283	0,151	0,044	0,254
Th	0,115	0,106	0,006	0,011	0,003	0,001	0,006	0,001	0,002
U	0,055	0,113	0,015	0,014	0,007	0,004	0,006	0,007	0,006

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS.

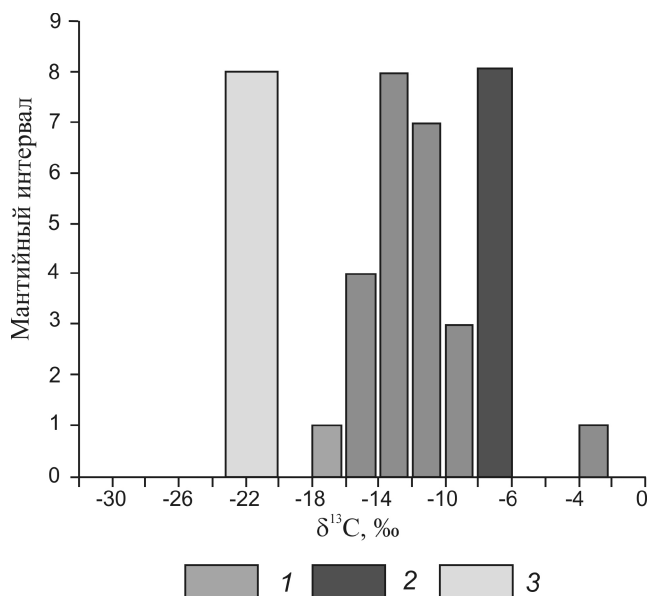


Рис. 4. Гистограмма распределения изотопного состава углерода:

1 — углеродистые метасоматиты; интервалы: 2 — мантийного и 3 — биогенного углерода черных сланцев 22

ных пород. Петрографические наблюдения обильно-углеродистых метасоматитов подтверждают наличие в них вторичных минералов — серпентина, актинолита, хлорита и др.

Выявленные особенности геохимии и минералогии углеродистых метасоматитов, свидетельствуют о некоторой «унаследованности» минералого-геохимических особенностей черносланцевых отложений палеоокеанического бассейна. Так, углеродистые сланцы определенных типов, входящих в состав офиолитовой ассоциации, обогащены Y, Zr, U, Th, PЗЭ и др., особенно K [22]. Повышенные концентрации этих элементов, а также их минеральные фазы диагностированы авторами и в составе углеродистых метасоматитов. Установленный характер обогащения углеродистых метасоматитов некогерентными элементами связан, по-видимому, с сильно неравномерным распределением этих элементов в телах углеродистых метасоматитов, которое отмечается всеми исследователями, изучавшими эти образования. Крайне неравномерно в породах распределены и благородные металлы — частицы минералов Au, Pt, Pd и Ag могут фиксироваться в значительном количестве или отсутствовать совсем в протолочках проб, отобранных близко друг от друга и в породах, имеющих одинаковый минеральный и химический состав [13, 19]. Этим же можно объяснить наличие двух групп углеродистых метасоматитов с разными уровнями содержаний некогерентных элементов. Другой причиной может быть наличие узких зон повышенных концентраций примесных компонентов (в т.ч. благородных металлов), представляющих собой наиболее

проницаемые участки, сквозь которые происходило поступление углеродсодержащих флюидов.

Известно, что офиолитовые ультрабазиты рассматриваемого региона формировались в островодужной геодинамической обстановке, где происходила субдукция океанической коры насыщенной углеродсодержащими глубоководными отложениями [10]. При плавлении слэба, углерод, содержащийся в породах субдуцирующей океанической коры, как один из летучих компонентов, уходил во флюидную фазу и обогащал породы вышележащего мантийного клина. В таком случае, взаимодействие первично мантийного углерода из ультрабазитов с просачивающимся флюидом, содержащим изначально биогенный углерод глубоководных отложений, должно было привести к формированию углеродистого вещества с необычным изотопным составом, значения ¹³C которого соответствовали бы промежуточным между мантийными и биогенными. Однако содержание углерода в мантийных породах невелико (кларк 0,01%), поэтому влияние углерода пород мантийного клина на просачивающийся флюид незначительно. Следовательно, для формирования углерода с измеренным изотопным составом (максимум определений ¹³C приходится на значения 10... 14‰) необходимо поступление дополнительного мантийного вещества. Наиболее реальной моделью, по мнению авторов публикации, является наложение горячей точки (плюма) на зону субдукции с образованием зоны плавления. С глубинным флюидом поступали Pt, Pd, поскольку при частичном плавлении мантии эти элементы первыми из элементов платиновой группы уходят во флюид [26]. С этим же процессом, по-видимому, связано и поступление некоторых других элементов-примесей, в частности Hg и Sn. Известно, что золотортутные и золотооловорудные металлогенические провинции приурочены к геодинамическим обстановкам островной дуги — зонам субдукции, где появление ртути происходит в процессе дегазации мантии [23, 31]. Кроме того, характерная особенность островодужных толентов и субдукционных комплексов — аномальное обогащение пород некогерентными элементами (Ba, K, Sr, Zr, Li и др.) [21]. Эти же элементы, а также их минеральные фазы характерны и для высокоуглеродистых метасоматитов.

Приведенные данные подтверждают ранее сделанный вывод о том, что наиболее реальной для формирования углеродизированных гипербазитов является геодинамическая обстановка островной дуги — зоны субдукции [12, 13].

Авторы выражают благодарность В.И.Силаеву и И.И.Голубевой за проведенные аналитические исследования. Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-У-5-1042), Интеграционного проекта СО РАН-УрО РАН-ДвО РАН ИП-89, программы РАН ОНЗ-5.1, проекта РФФИ №12-05-01164.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анциферова Т.Н. Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) // Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Улан-Удэ, 2006.
2. Беличенко В.Г., Бутлов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. —Новосибирск: Наука, 1988.
3. Белов И.В., Богданаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография СССР. Т. 2. 1962.
4. Буякайтэ М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. —М.: Наука, 1983.
5. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазонасных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Доклады РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808—810.
6. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. —Новосибирск: Наука, 1981.
7. Дамдинов Б.Б. Нетрадиционные типы благороднометалльной минерализации в офиолитах Восточно-Саянского и Джидинского поясов (минералогия, геохимия, генезис) / Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. —Улан-Удэ, 2004.
8. Данилова Ю.В., Шуилова Т.Г. Минералогические особенности нанокристаллического графита метасоматитов Тункинского разлома // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 7. С. 7—11.
9. Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Углеродсодержащая минерализация в тектонитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 71—82.
10. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. —Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.
11. Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Миронов А.Г., Очиров Ю.Ч. Уникальная платинометаллическая и Ni-минерализация в офиолитах Оспинско-Китойского района (Вост. Саян) // Доклады РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 73—77.
12. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 228—243.
13. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). —Новосибирск: «Гео», 2008.
14. Кадик А.А. Восстановленные флюиды в мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928—940.
15. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. —Новосибирск: Наука, 1966.
16. Коржинский А.Ф. Природа графитита в гипербазитах Оспинского массива в Восточном Саяне // Геология и геохимия горючих ископаемых. —Киев: Наукова Думка, 1967. Вып. 9. С. 115—126.
17. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китойских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 4. С. 11—25.
18. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. —М.: Пробел-2000, 2004.
19. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Доклады РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795—798.
20. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. / Тр. ЦНИГРИ. Вып. 38. 1936.
21. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики) // Автореф. дис. ...д-ра. геол.-минер. наук. —Иркутск, 1997.
22. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др. Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных геодинамических обстановок Саяно-Байкальской складчатой области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3—4. С. 348—365.
23. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. —М.: Наука, 1986.
24. Патрин Г.С., Мацюк С.С., Костровицкий С.И., Алымова Н.В. Минералогия ильменита из глубинных ксенолитов в кимберлитах (типохимизм, генетическое и поисковое значение) // Минералогический журнал. 2004. Т. 26. № 4. С. 60—77.
25. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. —М.: Наука, 1966.
26. Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // ЗВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 2. С. 222—237.
27. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1434—1440.
28. Савельева В.Б., Уцаповская З.Ф. Щелочные амфиболы из углеродистых тектонитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива // ЗВМО. 1997. № 3. С. 66—75.
29. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598—610.
30. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63—77.
31. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. // Золотортутные месторождения. —Владивосток: Дальнаука, 1993.
32. Шестопалов В.Ф. Ультраосновной массив Китойских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Тр. Центр. науч.-исследов. лаборатории камней-самоцветов. —М.—Л., 1938. С. 84—100.
33. Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // Earth-Science Reviews. 2002. Vol. 58. Pp. 247—278.
34. Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. Pp. 1199—1212.

О природе платиновой минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия)

Д.А.ОРСОЕВ, А.Н.БУЛГАТОВ, И.В.ГОРДИЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Предложен возможный источник платинометалльной минерализации, развитой на золоторудном месторождении Сухой Лог на основе анализа геолого-геофизических и минералогических данных. Таким источником могли служить при своем разрушении медь-никеленосные ЭПГ-содержащие расслоенные базит-ультрабазитовые массивы довыренского типа коллизионно-аккреционной стадии развития Бодайбинского прогиба, а также, возможно, высокоплотностные океанические метабазальты начальной позднерифейской стадии образования Байкало-Патомского бассейна.

Ключевые слова: золоторудное месторождение, платинометалльная минерализация, черносланцевые осадки, ультрабазит-базитовые породы, плотностные неоднородности, позднерифейские прогибы.

Орсоев Дмитрий Анатольевич, magma@gin.bscnet.ru

Булгатов Александр Николаевич, magma@gin.bscnet.ru

Гордиенко Иван Власович, gord@pres.bscnet.ru

The genesis of platinum mineralization of the Sukhoi Log deposit (Eastern Siberia, Russia)

D.A.ORSOEV, A.N.BULGATOV, I.V.GORDIENKO

A possible source of PGE mineralization occurred in the Sukhoi Log gold deposit is suggested on basis of geological, geophysical and mineralogical data. The source could be copper-nickel-PGE-bearing layered basic-ultrabasic massifs of the Dovyren type collisional-accretionary stage of the Bodaibo deflection and possibly oceanic metabasalts of initial Late Riphean stage formation of the Baikal-Patomskiy basin.

Key words: platinum mineralization, black-shale strata, ultramafic-mafic rocks, density inhomogeneity, Late Riphean depression.

Интенсивное развитие исследований по рудоносности черных сланцев привело в последние десятилетия к открытию ряда месторождений, в которых совместно с основными рудными компонентами (Au, Cu, Ni, Mo, Pb, Zn, Ag, U, V) были выявлены металлы платиновой группы. К такому типу относится крупнейшее в России золоторудное месторождение Сухой Лог (рис. 1, I). Оно расположено в пределах Бодайбинского прогиба (Байкало-Патомское нагорье), сложенное средне-, верхнерифейскими терригенными и терригенно-карбонатными породами. Их накопление происходило в перикратонном бассейне [3], возникшем в результате формирования внутриконтинентальной рифтовой системы [10]. Вмещающая оруденение углеродсодержащая пачка входит в состав хомолхинской свиты, общая мощность которой составляет 750—850 м. Верхняя ее часть, где расположена золоторудная минерализация, сложена тонкозернистыми кварц-сирицит-хлоритовыми пелитами, алевропелитами, реже тонкозернистыми песчаниками, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Все эти породы обогащены органическим веществом (от 2 до 7%) с максимальным содержанием на золотоносных участках [4]. По данным работы [7] накопление рудопродуктивных

толщ происходило со среднего рифея до 700 млн. лет назад. Эти толщи сопоставляются с отложениями медвежьей свиты по наличию в них большого количества базальтоидных пород, которые могли служить источником рудного вещества на месторождении Сухой Лог. Детальные работы, проведенные в 1990-х годах [4, 5, 8, 15 и др.], позволили провести переоценку месторождения и рассматривать его теперь в качестве комплексного платино-золоторудного.

Руды месторождения преимущественно сульфидно-вкрапленных типов. Платинометалльное оруденение тяготеет к зонам максимально проявленных гидротермально-метасоматических изменений, частично совпадая с контурами золоторудных тел, выходя за их пределы в надрудные горизонты (см. рис. 1, II). Наиболее высокие содержания платины (3—5 г/т) отмечены в верхней части золоторудного тела. Среди платиноидов преобладает платина в соотношении Pt/Pd 10/1, остальные платиноиды фиксируются спорадически. Средневзвешенное содержание Pt в рудах изменяется от 0,93 до 1,5, достигая местами 10 г/т; количество Pd не превышает 0,1—0,2, Os 0,1 г/т, а содержание Rh иногда может достигать более значимых величин [4].

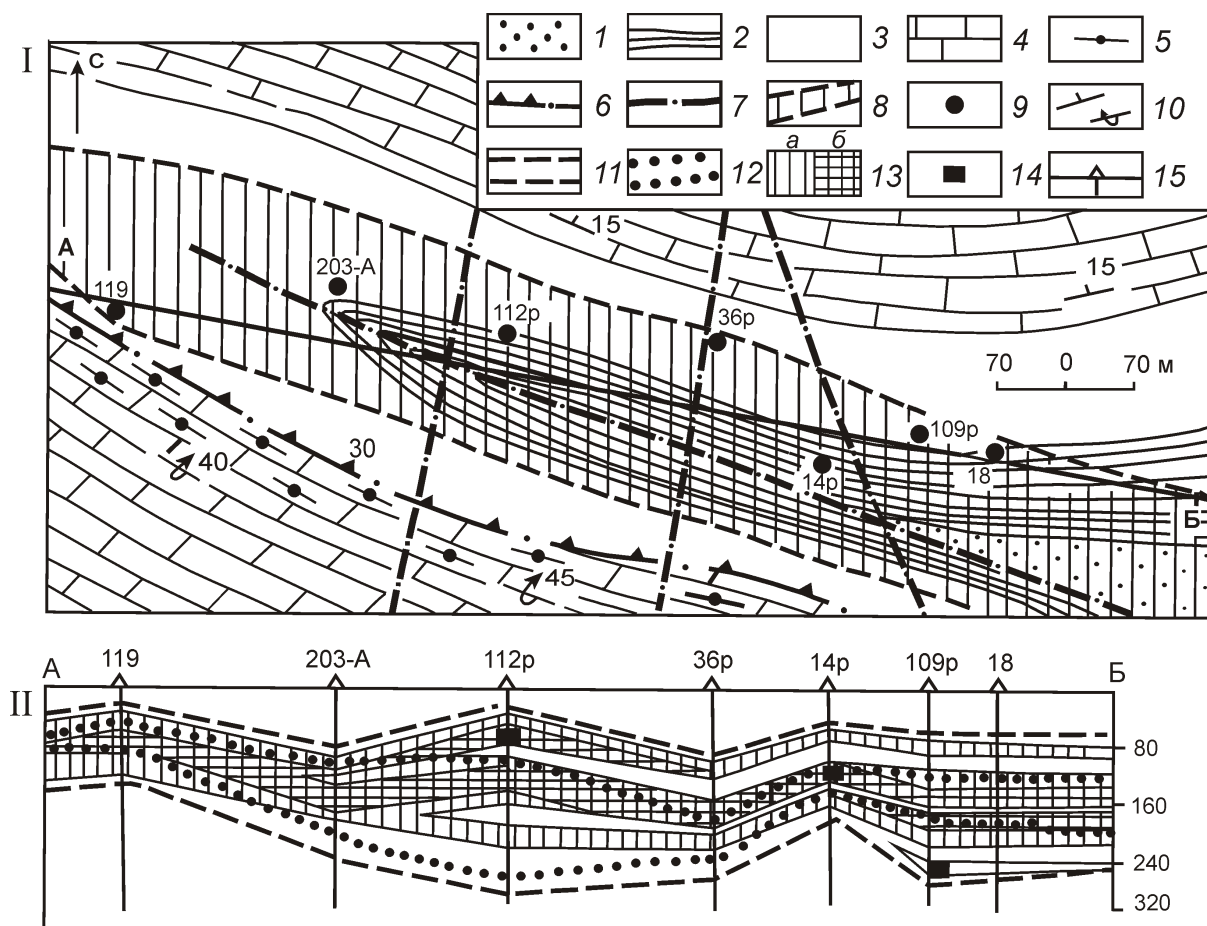


Рис. 1. Геологическая схема (I) и разрез рудной зоны (II) месторождения Сухой Лог. По работе [4]:

хомолхинская свита рифея, пачка: 1 — нижняя, 2 — средняя, 3 — верхняя; 4 — известняки имняхской свиты рифея; зона: 5 — интенсивного прожилкового окварцевания и милонитизации (Радостная), 6 — надвига; 7 — сбросы и взбросы; 8 — зона гидротермально-метасоматической сульфидизации; 9 — скважины, изученные на платину; 10 — элементы залегания пород; 11 — границы зоны сульфидизации; 12 — границы промышленного золоторудного тела; 13 — платиноносная зона: с бедными (а) и с богатыми (б) рудами; 14 — пробы, в которых установлены и изучены минералы платиновых металлов; 15 — скважина и ее номер

Благодаря данным работ [4, 5, 8 и др.] было доказано присутствие в рудах месторождения различных минеральных форм платиновых металлов (таблица). Среди них преобладают самородная платина, металлические твердые растворы системы Pt-Fe-Cu, отвечающие по составу фазе Pt_3Cu и $Pt_3(Co,Fe)$, сперрит $PtAs_2$ и куперит PtS . Кроме того диагностированы богатые железом, но относительно бедные медью платиновые фазы, близкие по составу к изоферроплатине Pt_3Fe и тетраферроплатине $PtFe$. Обнаружены также единичные палладиевые фазы. Наиболее надежно диагностирован теллуrowисмутид палладия и серебра типа котульскита-меренскита $(Pd,Ag)(Te,Bi)$, который встречен в сростаниях с галенитом и сфалеритом. Помимо золота и платиноидов в рудах установлен необычайно широкий спектр других рудных минералов, среди которых преобладают пирит, самородные металлы (Fe, Cr, Al, Ti и др.), сульфиды Ni и Cu (пирротин, пентландит, миллерит, халькопирит) и

минералы системы Ni-Co-Fe-As-S (герсдорфит, кобальтин, маухерит и др.).

Несмотря на длительный период изучения месторождения и многочисленные публикации, посвященные генетическим вопросам рудоотложения «черносланцевого типа», проблема формирования платиноидов остается дискуссионной. Большинство исследователей, изучавших месторождение Сухой Лог, предлагает учитывать эпигенетический характер рудообразующего процесса по отношению к вмещающим углеродистым породам хомолхинской свиты, не исключая при этом важной роли углеродистого вещества [4, 6, 11, 12]. В наиболее распространенной первично-осадочной генетической модели для месторождения предполагается накопление платиноносных осадков при их медленном осаждении в условиях склона и котловины морского бассейна, обогащенного сероводородом, и последующими их изменениями на стадиях диагенеза, катагенеза и метаморфиз-

Рудные минералы месторождения Сухой Лог и Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива

Йоко-Довыренский массив [16]	Сухой Лог [4, 8]
<i>Самородные металлы</i>	
Золото	Золото
Серебро	Серебро
	Платина
	Железо
	Медь
	Хром
	Титан
<i>Твердые растворы и интерметаллические соединения</i>	
Электрум	Сфалерит
	Сфалерит
<i>Минералы ЭПГ</i>	
Тетраферроплатина	Стефанит
Изоферроплатина	Изоферроплатина
Сперрилит	Сперрилит
Котульскит	Котульскит
Потарит	Меренскит
Мончеит	Туламинит
Паоловит	Теллуrowисмутид Pd и Ag
Атокит	Куперит
Маякит	Pt ₃ Cu
Звягинцевит	
Мертиит I	
Теларгпалит	
Соболевскит	
Садбериит	
Геверсит	
Налдретит	
<i>Сульфиды</i>	
Пирит	Пирит
Пирротин	Пирротин
Пентландит	Пентландит
Халькопирит	Халькопирит
Кубанит	Кубанит
Миллерит	Миллерит
Хизлевудит	Виоларит
Галенит	Галенит
	Аргентит
	Молибденит
<i>Оксиды</i>	
Рутил	Рутил
Магнетит	Магнетит
Ильменит	Бадделиит
<i>Арсениды и сульфоарсениды</i>	
Никелин	Никелин
Маухерит	Маухерит
Герсдорфит	Герсдорфит
Арсенопирит	Арсенопирит
Кобальтин	Кобальтин
	Раммельсбергит
	Скуттрудит
	Саффлорит
	Энаргит
	Смальтин

ма, способствующих переходу платиновых металлов из рассеянного в концентрированное состояние [10, 11, 12 и др.]. В этих построениях, по мнению авторов данной публикации, отсутствуют убедительные данные, доказывающие достаточность механизма первичного осадочного концентрирования платиноидов, как главного источника рудного вещества.

В связи с проблемой выявления источника платинометаллической минерализации на месторождении Сухой Лог проведен анализ опубликованных геолого-геофизических данных глубинного строения Бодайбинского прогиба и сопредельных геологических структур. В пределах Байкальской горной области А.М.Алакшин с соавторами [1] на карте плотностных неоднородностей выделили «гранитоидный» и «базитоидный» типы коры, соответственно с вариациями (2,60—2,80 г/см³) и (2,80—2,90 г/см³) гравитационного поля (рис. 2). Одно поле с базитоидным типом коры, расположенное в районе Муйского кратонного террейна, изучено по профилям сейсмическими методами. На профилях до глубины 20—25 км установлено чередование низкоскоростных (6,0—6,2 км/с) и высокоскоростных блоков (6,2—6,6 км/с и более). Низкоскоростные отвечают кратонному и турбидитовому террейнам с гранитоидным типом коры, высокоскоростные — океаническому и островодужному с базитоидным типом коры [3]. От Северного Прибайкалья до района г.Бодайбо прерывисто протягиваются участки положительных гравитационных аномалий с плотностью пород 2,85—2,90 г/см³, которые соответствуют Олоkitскому, Верхнечуйскому, Мамскому и Бодайбинскому рифтам (см. рис. 2). Указанные авторы природу высокоплотных аномалий связывают с основными и ультраосновными породами раннего докембрия или океаническими комплексами позднего рифея.

В результате интерпретации гравиметрических данных Э.Н.Лишнеvского [9] были построены три детальных разреза земной коры района месторождения Сухой Лог на участке положительной гравитационной аномалии. Один из них показан на рис. 3. Верхний слой мощностью 4—12 км сложен верхнерифейскими терригенными и терригенно-карбонатными породами Бодайбинского синклиналии и имеет плотность 2,70 г/см³, а подстилающий нижний, мощностью 4—12 км, является метабазальтовым с плотностью 2,80 г/см³. Этот слой сопоставляется с отложениями медвежевской свиты по наличию в них большого количества базальтоидных пород и отдельных тел гипербазитов, которые могли служить источником рудного веществ на месторождении Сухой Лог. В пользу этого предположения, по мнению авторов, говорят следующие факты. В верхней части нижнего слоя выделен Кропоткинский гравимаксимум, величина которого (2,94 г/см³) соответствует базит-гипербазитовому интрузивному телу, подобному Йоко-Довыренскому массиву. Предполагает-

мый рудоподводящий канал по глубинному разлому имеет начало в нижнем слое. В пределах месторождения фиксируются близкие к мантийным изотопные составы серы раннего пирита (^{34}S 3,6‰), что указывает на существование эндогенного источника мантийной серы в зоне рудоотложения [4].

Установлено, что формирование золотых руд и платиновой минерализации происходило в разных физико-химических условиях [8]. Отмечается также более позднее по отношению к осадочно-диагенетическому пириту образование пентландит-пирротиновой ассоциации с халькопиритом, кобальтином, миллеритом, с

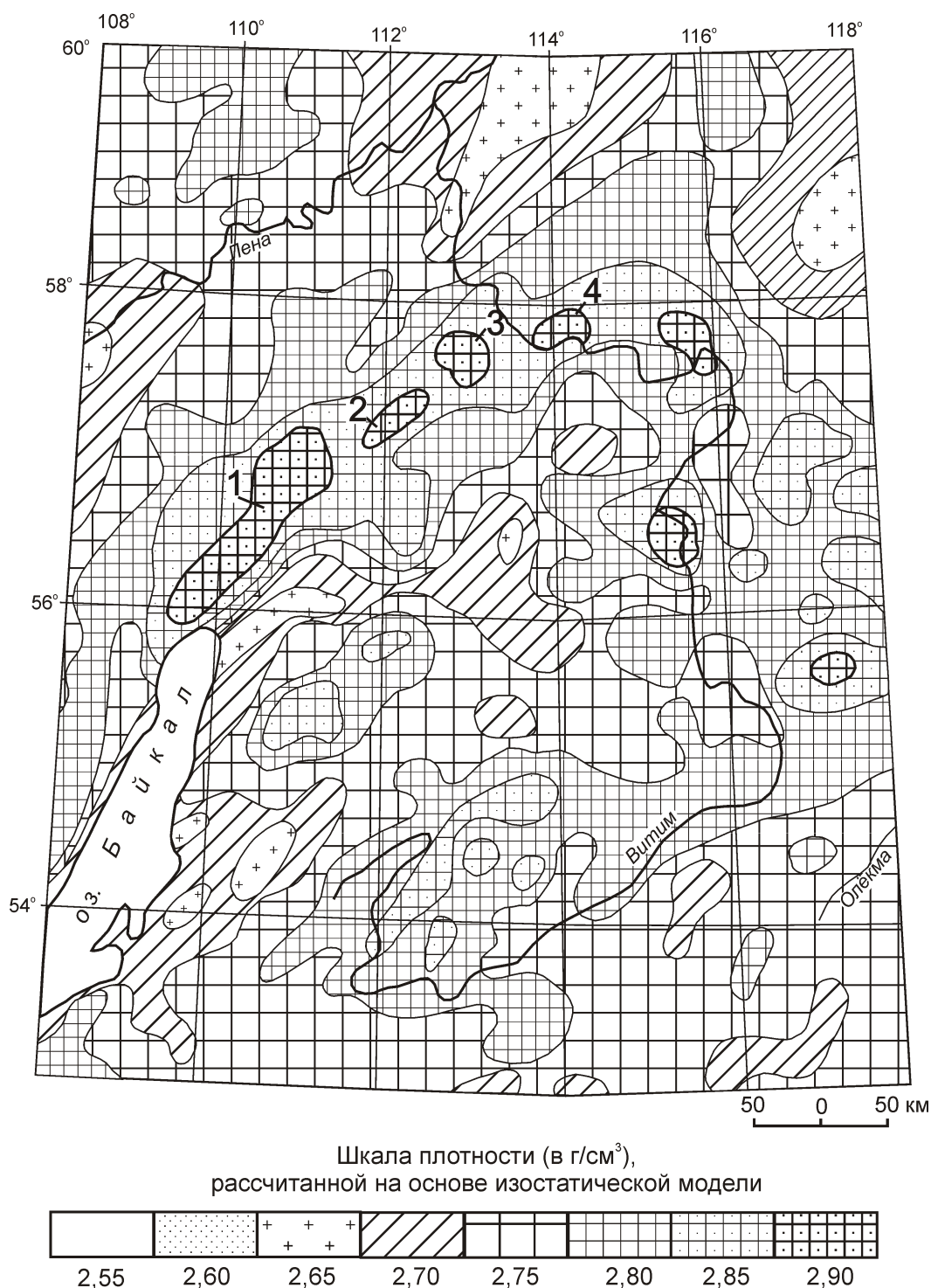


Рис. 2. Схема плотностных неоднородностей верхней части земной коры Байкальской горной области. По работе [1]:

области (зоны) с максимальными значениями плотности (2,90 г/см³): 1 — Олоkitская, 2 — Верхнеchуйская, 3 — Мамская, 4 — Южно-Бодайбинская; мощность слоев 15 км

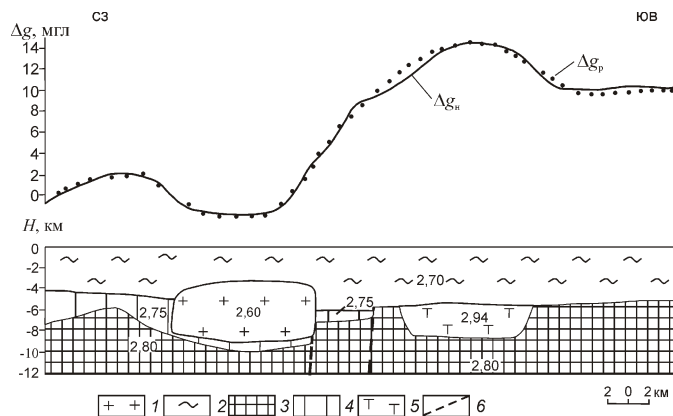


Рис. 3. Схематический глубинный геолого-гравиметрический разрез по профилю I-I. По работе [9]:

1 — граниты Угаханского плутона; 2 — метатерригенные породы средне-позднего рифея; 3 — metabазальты средне-го рифея высокой плотности; 4 — гранитизированные базальты пониженной плотности; 5 — Кропоткинское базит-гипербазитовое интрузивное тело; 6 — предполагаемые глубинные разломы (рудоподводящие каналы); цифры на разрезе — плотность горных пород при интерпретации, г/см³; кривые силы тяжести: g_n — наблюдаемая (исходная), g_p — расчетная, соответствующая подобранному разрезу

которой платиноиды имеют тесную связь. В частности, было показано, что платиновые минералы в системе Fe-Ni-S устойчивы в полях стабильности менее сернистых фаз по сравнению с золотосодержащими парагенезисами. И, наконец, анализируя видовой состав обнаруженных платиновых минералов на месторождении можно прийти к выводу, что такие минералы характерны для сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд (см. табл.) [16]. Подобный набор также характерен для россыпных проявлений металлов платиновой группы «платиновой минералогеохимического типа», коренным источником которых служат породы дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов с Cu-Ni оруденением (типа Йоко-Довыренского массива) и, возможно, породы пикрит-габбровых комплексов [14].

Принимая во внимание это обстоятельство, мы провели анализ геолого-геофизических данных, опубликованных по Олоkitской структуре поздне-рифейского возраста. В ее обрамлении в виде узких полос, линз и клиньев обнажаются сланцево-базальтовые образования возрастом 927 млн.лет. На них согласно залегают карбонатно-терригенные поздне-рифейские турбидитовые отложения мощностью до 6 км. Во второй половине позднего рифея в юго-восточной части синклинория образовалась синколлизонная Сыннырская впадина шириной 12—15 км, протяженностью около 200 км. Она выполнена осадочно-базальтовой толщей мощностью примерно 8 км.

Возраст кварцевых метаморфизмов из основания иняптукской вулканической свиты составляет 729 14 млн.лет. В это же время произошло становление Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива возрастом 728,4 3,4 млн.лет [2].

В границах Олоkitского прогиба и Сыннырской впадины проведены гравиметрические исследования масштаба 1:200 000. По данным М.А.Нефедьева [13] эта структура характеризуется аномально высоким полем (ρ 140—54 мгл), которое осложнено многочисленными локальными максимумами в основном эллипсовидной формы интенсивностью до 10—18 мгл. Одному максимуму (до 15 мгл) соответствует Йоко-Довыренский массив с плотностью пород 2,95—3,19 г/см³. Другие локальные положительные аномалии являются погребенными и скрыты метатурбидитовыми отложениями рифея. Они менее плотные (2,80—2,85 г/см³) и соответствуют по составу габброидам. Единственная погребенная локальная аномалия, близкая по плотности Йоко-Довыренскому массиву, расположена в верховьях р.Чуя. На геолого-геофизическом разрезе (рис. 4), построенном В.Д.Конкиным [13], Олоkitский рифт до глубины 2—4 км сложен турбидитами плотностью 2,67—2,75 г/см³, которые подстилаются базальтами, имеющими плотность 2,82 г/см³. В верхнем турбидитовом слое очень контрастно выделяется Йоко-Довыренский интрузив с вертикальной мощностью около 4 км. Следует заметить, что в Йоко-Довыренском дунит-троктолит-габбровом массиве наряду с платиносодержащими медно-никелевыми рудами (Байкальское месторождение) выявлен малосульфидный тип платинового оруденения (Риф I) с набором платиновых минералом аналогичным рудам Сухого Лога [16].

Изложенное позволяет сделать вывод о том, что высокоплотностные породы, приуроченные к полосе, протягивающейся от Северного Прибайкалья до района г.Бодайбо (см. рис. 2) соответствуют по составу metabазальтам начальной поздне-рифейской рифтовой стадии образования котловины Байкало-Патомского бассейна и базит-ультрабазитовым массивам довыренского типа коллизонно-аккреционной стадии развития последнего. Это дает основание предположить, что такие массивы и, в частности, скрытый Кропоткинский гипербазит-базитовый, установленный под месторождением Сухой Лог, могли быть источниками россыпной платинометалльной минерализации, которая в дальнейшем вовлекалась в процессы осадконакопления терригенных толщ. Дополнительным свидетельством возможного участия пород платиноносных ультрабазит-базитовых комплексов в формировании платиновой минерализации месторождения является совместное нахождение с металлами платиновой группы таких тяжелых металлов, как хром, железо, медь, титан, а также медь-железо-никелевых сульфидов, характерных для таких массивов.

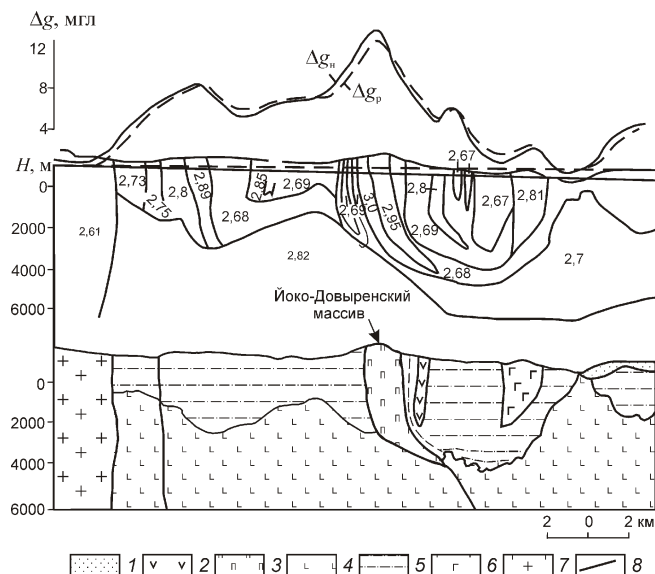


Рис. 4. Геолого-гравиметрический поперечный разрез Олоkitской рифтовой структуры через Йоко-Довыренский платиноносный дунит-троктолит-габбровый массив. Составлена В.Д.Конкиным (ЦНИГРИ) на основе материалов М.А.Нефедьева [12] с изменениями авторов:

1 — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты венда Холоднинской впадины; коллизионно-аккреционный комплекс байкалит, образовавшийся во второй половине позднего рифея; 2 — базальтовая толща Сыннырской впадины, 3 — Йоко-Довыренский массив; комплексы Олоkitского рифта начала позднего рифея: 4 — базальты тыйской свиты, 5 — карбонатно-терригенные турбидиты авкитской, олоkitской, итыkitской и ондокской свит; 6 — габбро; 7 — комплексы Чуйского кратонного террейна; 8 — разломы; см. услов. обозн. к рис. 3

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционных проектов ОНЗ РАН 2.1 и Президиума РАН 27.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алакишин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М. и др. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. — М.: Наука, 1991. С. 88—105.
2. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Довыренский интрузивный комплекс: геохимия, петрология и история сульфидного насыщения исходных магм // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минералогия / Мат-лы IV междунар. конф. и III молодежной школы-семинара. — Улан-Удэ, ИД «Экос», 2012. С. 17—20.
3. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230—240.
4. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467—484.
5. Дистлер В.В., Юдовская М.А., Развозжаева Э.А. и др. Новые данные по платиновой минерализации золотых руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район, Россия) // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 4. С. 524—527.
6. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиновые месторождения складчатых поясов. — Новосибирск, 1999.
7. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопроterозойского прогиба // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 6. С. 793—797.
8. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. и др. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения золота Сухой Лог // Докл. АН. 1997. Т. 355. № 5. С. 664—668.
9. Лишевский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88—104.
10. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Семейкина Л.К., Коробейников Н.К. Районирование Восточной Сибири по ожидаемым генетическим типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов / Сб. науч. трудов. Т. II. Кн. 2. — М.: «Геоинформмарк», 1995. С. 115—125.
11. Немеров В.К., Митрофанов Г.Л., Семейкина Л.К. Флюидодинамическая (рудно-углеводородная) модель формирования большеобъемных платино-золоторудных месторождений сухоложского типа // Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России» / Сб. науч. трудов. Т. VI. — М.: «Геоинформмарк», 2005. С. 61—68.
12. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Митрофанов Г.Л. Рудные концентрации платиноидов на ранних стадиях постседиментационных преобразований углеводистых отложений и перспективы их выявления в Восточной Сибири // Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России» / Сб. науч. трудов. Т. VI. — М.: «Геоинформмарк», 2005. С. 40—50.
13. Нефедьев М.А. Строение и оценка перспектив рудных полей и месторождений Бурятии по геофизическим данным. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003.
14. Рассыпные месторождения России и других стран СНГ (Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) / Отв. ред. Н.П.Лаверов и Н.Г.Патык-Кара. — М.: Научный мир, 1997.
15. Созинов Н.А., Ермолаев Н.П., Чиненов В.А. и др. Оценка платиноносности золоторудного месторождения Сухой Лог (Иркутская область) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов / Сб. науч. трудов. Т. II. Кн. 2. — М.: «Геоинформмарк», 1995. С. 149—156.
16. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. — Новосибирск: «Параллель», 2008.

Минеральный состав и генетические особенности апатит-магнетитовых руд месторождения Северный Гурвунур (Западное Забайкалье)

Е.В.ХОДЫРЕВА, А.В.ПАТРАХИНА, С.В.КАНАКИН, Г.С.РИПП (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Приведены результаты изучения апатит-магнетитовых руд месторождения Северный Гурвунур. Дано описание главных, второстепенных и акцессорных минералов, их состав и характер распределения. Показано, что минералообразование проявилось в два этапа. В первый из них сформировался апатит-магнетитовый парагенезис. Проявление позднего этапа обусловило мартитизацию магнетита, перераспределение редкоземельных элементов. Структурно-текстурные, минеральные и геохимические особенности апатит-магнетитовых руд обосновывают их подобие рудам типа Кируна.

Ключевые слова: апатит, магнетит, изотопный состав, монацит, ксенотим.

Ходырева Елена Викторовна, khodyreva_ev@mail.ru

Патрахина Анна Викторовна, patrahina.av@yandex.ru

Канакин Сергей Васильевич, skan@mail.ru

Рипп Герман Самуилович, rip@gin.bscnet.ru

The mineral composition and genetic characteristics of apatite-magnetite ore of North Gurvunur deposit (Western Transbaikalia)

E.V.KHODYREVA, A.V.PATRAKHINA, S.V.KANAKIN, G.S.RIPP

The results of studying of apatite-magnetite ores of the North Gurvunur deposit are given. Major and accessory minerals, their composition and distribution pattern are described. It is shown that such mineralization was formed in two stages. Apatite-magnetite paragenesis was formed in the first of them. Late stage led to a martitization of magnetite and redistribution of rare earth elements. Structural, mineral and geochemical characteristics of apatite-magnetite ores identify their similarity to the Kiruna-type ores.

Key words: apatite, magnetite, isotopic composition, monazite, xenotime.

Месторождение Северный Гурвунур расположено в Еравнинском рудном районе, входящем в состав Удино-Витимской островодужной системы, сформировавшейся в позднем рифее—палеозое. Здесь известно 10 месторождений железных руд. Большая часть их находится в Озернинском рудном узле, занимающем площадь около 130 км² и сложенным вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными породами нижнего—среднего палеозоя. Эти отложения прорваны небольшими штоками средне-позднепалеозойских гранитоидов. Руды локализованы в скарнах, водносиликатных и вулканогенно-осадочных образованиях. Некоторые из железорудных месторождений обогащены апатитом. К наиболее интересным из них относятся Гурвунурское и Северо-Гурвунурское.

Месторождение Северный Гурвунур локализовано в палеозойских осадочно-вулканогенных породах. По данным геолого-съёмочных и поисково-оценочных работ в геологическом строении его принимают участие туфы и эффузивы кислого и среднего составов, углистые и известковистые туффиты, известняки. Здесь же отмечены дайки долеритовых порфири-тов, сиенит-порфиоров, закартирован шток гранодио-

ритов, кварцевых порфиоров. В зонах трещиноватости и дробления пород надрудной толщи распространены пиритизация, многочисленные карбонатные и ангидрит-гипсовые прожилки, маломощные (до 1 м) мартитизированные апатит-магнетитовые тела.

Месторождение представлено плитообразной залежью апатит-магнетитовых руд, не выходящей на поверхность. Оно вскрыто скважиной на глубине 320 м среди средних туфов и эффузивов, имеет 250 м стволовой мощности. По геолого-геофизическим данным залежь слагает наклонную пластину длиной 1400 м и прослеживается по падению более чем на 600 м. Глубина ее верхней кромки от 260 до 460 м. Руды сложены существенно магнетитом, участками гематит-магнетитовыми агрегатами с рассеянной вкрапленностью порфировых идиоморфных зерен и кристаллов апатита. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Более половины рудного интервала составляют массивные руды. Меньшая часть представлена брекчиевидным типом, содержащим ксенолиты различных размеров, в основном хлоритизированных туфов, обломки которых сцементированы апатит-магнетитовой тонкозернистой массой и имеют остроугольную форму. Мощ-

ность брекчиевидных тел от 3 до 65 м. Кроме того отмечаются разноориентированные прожилки апатит-магнетитового состава. Они составляют 15—20% от объема массы хлоритизированных, пиритизированных и карбонатизированных туфов. Для руд характерна мартитизация магнетита. Наиболее интенсивно она развита в верхней контактовой зоне, но широко распространена и в пределах залежи. Для таких участков отмечаются наложенные карбонатизация и окварцевание.

Методика исследований. Состав и микроструктурные особенности минералов изучены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 VP с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 300 и модернизированном микроанализаторе MAP-3 в лаборатории физических методов анализа Геологического института СО РАН (аналитики С.В.Канакин, Е.В.Ходырева). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА, времени измерения 20 с и диаметре зонда 2—3 мкм. Определение содержания примесных элементов в апатите проведено методом ICP MS в лабораториях ИГХ и Геологическом институте СО РАН.

Изотопный состав кислорода в минералах проанализирован в Аналитическом Центре ДВНЦ РАН (г.Владивосток) и Геологическом институте СО РАН (аналитик В.Ф.Посохов). Кислород определен методом лазерного фторирования, измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в режиме двойной системы напуска. Калибровка осуществлялась по международным NBS-28 (кварц), NBS-30 (биотит) и лабораторным стандартам. Погрешность полученных значений составила не более 0,2—0,3% при 95% доверительном уровне.

Анализ изотопного состава кислорода и углерода в карбонатных минералах проведен в Аналитическом Центре ДВНЦ РАН на масс-спектрометре Finigan

MAT. Разложение проб карбонатов проводилась с помощью ортофосфорной кислоты. Метод откалиброван по международным стандартам NBS-18, NBS-19. Значения ^{13}C приведены относительно стандарта PDB, ^{18}O — SMOW, ^{34}S — CDT.

Минеральный состав руд. Руды сложены в основном магнетитом, гематитом и апатитом. К второстепенным и аксессуарным минералам относятся карбонаты, пирит, кварц, монацит, ксенотим, хлорит, амфибол, альбит, биотит, торит, гипс, ангидрит. Минеральные ассоциации сформировались в два этапа. В первый были образованы магнетит и апатит. Одновременно с ними в вулканитах контактовых зон и ксенолитах этих пород, присутствующих в рудах, проявилась хлоритизация, образовалось небольшое количество амфибола, биотита, альбита. Со вторым этапом связаны мартитизация магнетита, формирование многочисленных карбонатных, пиритовых прожилков, окварцевание.

Магнетит слагает равномерно-, мелкозернистый агрегат с порфировыми выделениями апатита. Редкая рассеянная вкрапленность магнетита присутствует в хлоритовых агрегатах. На контактах рудных тел и участков проявления наложенной карбонатизации и окварцевания магнетит интенсивно мартитизирован. Минерал практически не содержит примесных элементов. Лишь в отдельных пробах до первых десятых долей процента обнаруживается ванадий.

Гематит представлен двумя генерациями. Одна из них образуется в результате мартитизации магнетита, другая встречается в виде пластинчатых кристаллов и их скоплений в карбонатных, кварц-карбонатных прожилках (рис. 1, А). В надрудной толще часто встречаются прожилки, линзы и гнездообразные скопления гематита в ассоциации с карбонатами и гипсом. При этом гематит слагает контактовые зоны прожилков. Здесь же нередко отмечается и пирит.

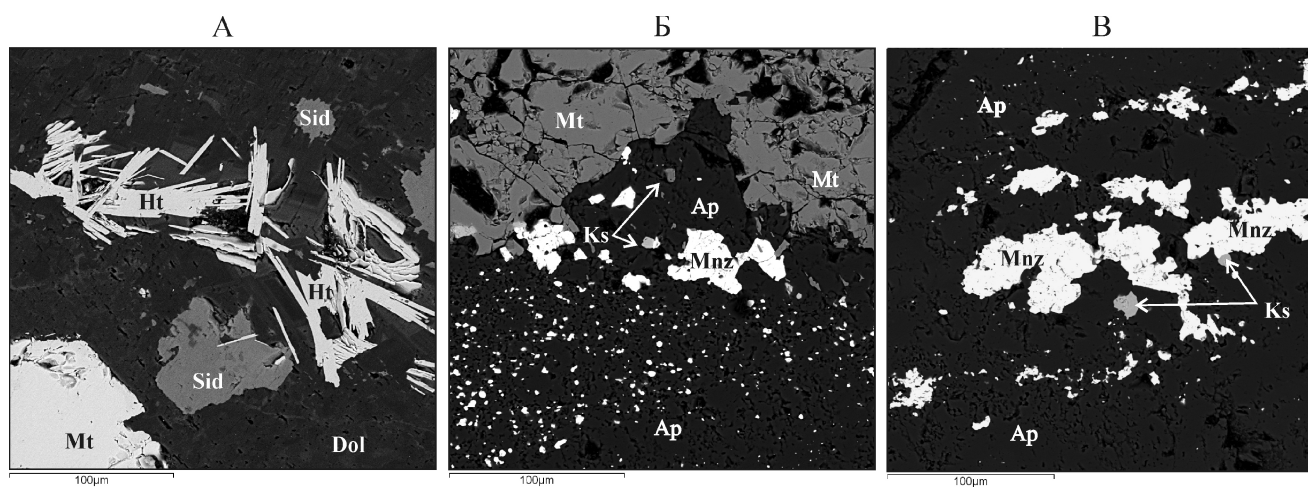


Рис. 1. Характер выделения минералов в рудах месторождения Северный Гурвунур:

Mt — магнетит, Ap — апатит, Mnz — монацит, Ks — ксенотим, Dol — доломит, Sid — сидерит, Ht — гематит; см. пояснения в тексте

Anatium образует в рудах одиночные идиоморфные зерна и кристаллы, реже их сегрегации. Распределен неравномерно, количество его изменяется в пределах 3—5%, иногда достигает 25% объема руд. Размер кристаллов — первые сантиметры, по длинной оси 0,5—1 см. Нередко кристаллы раздроблены и сцементированы магнетитом. Встречаются участки с ориентированным расположением индивидов, подобно магматической полосчатости. В периферийной зоне кристаллов обычно отмечается эмульсионная вкрапленность, а в ряде случаев более крупные сегрегации монацита и реже ксенотима, выделившихся из апатита (см. рис. 1, Б, В). Минерал относится к фтор-апатиту (F 2,7—4,2%), сера и хлор для него не характерны. За счет тонкораспыленного гематита минерал имеет розовую окраску. Анализами в апатите установлено присутствие до 1% железа. Характерной примесью является стронций, содержание иттрия 500—900, тория около 140, а урана 10 ppm (табл. 1).

Содержание редкоземельных элементов в апатите в среднем составляет 0,9%, а иттрия около 600 ppm. Редкоземельные элементы представлены существенно легкими лантаноидами (табл. 2). На диаграмме составов редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, четко выражен европиевый минимум (рис. 2). Рассчитанная величина Eu/Eu изменяется в

1. Содержание примесных элементов в апатитах месторождения Северный Гурвунур (в ppm)

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
Be	0,21	Pr	422,93
Ti	26,2	Nd	1482,5
V	14,40	Sm	205,2
Cr	18,62	Eu	22,47
Co	8,56	Gd	199,5
Ni	2,40	Tb	21,5
Cu	2,65	Dy	110,5
Zn	6,06	Ho	19,84
Ga	38,66	Er	52,3
Rb	0,39	Tm	6,25
Sr	512,2	Yb	36,15
Y	496,45	Lu	4,77
Zr	0,18	Hf	0,35
Nb	0,16	Ta	0,12
Cs	0,01	Pb	8,94
Ba	95	Th	138,80
La	2669,0	U	6,23
Ce	4116,0		

Примечание. Анализ выполнен ICP MS (г.Иркутск, ГЕОХИ СО РАН).

2. Содержание редкоземельных элементов в апатитах месторождения Северный Гурвунур (ppm)

Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Сумма
Г-08	2669	4116	422	1495,6	206	22,48	222,5	22,4	110	19,8	53	36,2	4,8	496,45	9472
Г-50	2500	4060	450	1360	164	24,6	200	20,5	100	18	52	42	4,5	580	8912
Г-429	2400	4500	—	2000	200	18	200	—	160	31	110	65	12	900	9640
5545	2100	3900	—	1500	160	22	190	—	160	30	90	47	10	700	8220

Примечание. Прочерк — элемент не обнаружен; анализы выполнены ICP AES.

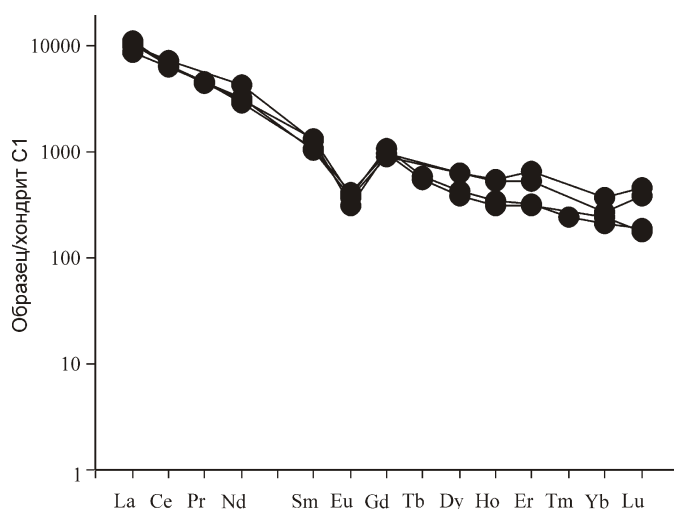


Рис. 2. Графики нормированных к хондриту содержания редкоземельных элементов в апатитах месторождения Северный Гурвунур. По работе 3

пределах 0,2—0,4. Индекс дифференциации редкоземельных элементов $(La/Yb)_n$ невысокий — 1,75—3,63 (в среднем 2,58).

Монацит представлен двумя генерациями. Одна из них слагает эмульсионную вкрапленность в апатите (см. рис. 1, Б) и скопления мелких зерен, образовавшихся в результате сегрегации (см. рис. 1, В). Другая генерация более поздняя. Это обычно одиночные мелкие зерна в гематите, карбонатных минералах и прожилковидных агрегатах кварца. Выделенные генерации отличаются соотношениями присутствующих в них редкоземельных элементов и содержанием тория (табл. 3). Ранняя из них менее ториевая (соответствен-

3. Химический состав монацита из руд месторождения Северный Гурвунур (в массовых долях %)

Номер пробы	SiO ₂	CaO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	P ₂ O ₅	ThO ₂	Сумма
<i>Монацит I генерация</i>										
C-Г-3	—	1,94	32,10	18,55	2,53	9,45	1,48	30,18	0,83	97,09
141a	—	6,23	28,99	13,83	2,34	12,08	—	30,52	2,72	98,18
141б	1,37	1,12	31,05	16,09	3,15	11,2	—	27,7	1,93	97,4
530-1	—	1,22	31,5	18,82	2,01	9,32	1,8	30,4	—	98,89
51-14	—	2,43	33,96	18,46	2,59	8,15	—	29,17	1,39	97,02
51-16	—	6,35	25,67	15,52	—	6,43	—	38,84	—	93,16
51-22	—	0,84	32,9	19,64	1,92	8,93	—	27,52	—	91,76
51-30	—	1,18	32,39	18,99	1,81	9,19	—	29,24	1,04	94,76
51-55	—	—	33,04	17,92	1,58	9,6	1,74	29,19	—	93,6
51-80	—	2,22	34,13	19,63	1,59	7,94	—	31,62	—	98,16
51-233	—	1,13	32,7	22,48	—	8,84	—	30,87	—	97,32
141б	1,22	—	31,5	18,82	2,01	9,32	1,8	30,04	—	98,89
5670	—	1,94	32,1	18,55	2,53	9,45	1,48	30,18	—	97,09
5670a	—	—	34,26	18,72	2,15	10,77	—	28,67	—	94,56
5670в	—	1,13	32,46	19,71	—	8,75	—	27,91	—	91,01
<i>Монацит II генерация</i>										
СГ-11a	1,65	0,83	29,8	15,27	2,79	11,7	1,37	28,25	1,6	93,25
СГ-12	—	4,23	25,31	11,94	3,11	12,4	1,58	26,31	4,48	93,37
СГ-15	—	0,91	29,85	16,29	2,94	12,67	1,41	29,65	0,98	101,67
Г-213	—	1,51	31,57	16,41	2,28	11,64	—	29,49	1,04	98,62
3456-7	—	0,67	30,69	16,54	1,5	11,83	1,37	29,44	3,07	101,77
3456-6	—	1,67	24,85	12,96	1,85	10,8	—	27,27	8,43	98,93
3456-11	—	—	33,11	21,83	1,5	7,13	—	29,22	1,52	95,55
5434	—	1,27	28,11	13,7	2,04	10,36	—	26,58	7,72	92,6
5435	—	1,93	30,24	15,35	2,06	13,16	1,62	30,98	Не опр.	95,35

Примечание. Суммы даны с учетом содержаний других примесных элементов, количество которых достигает нескольких процентов. Присутствие в анализах кальция обусловлено захватом его из апатита, что связано с небольшими размерами включений монацита в апатитах.

4. Химический состав ксенотима из руд месторождения Северный Гурвунур (в массовых долях %)

Номер пробы	P ₂ O ₅	CaO	Ce ₂ O ₃	FeO	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Сумма
<i>Ксенотим I генерация</i>											
C-Г-45	36,73	0,6	—	—	1,95	6,31	2,29	4,03	3,7	41,97	97,58
120a	35,31	2,13	1,46	—	1,39	4,44	1,59	4,09	3,36	38,7	92,91
1236	34,76	0,73	—	—	2,07	4,53	—	4,01	2,25	42,29	91,05
411-1	35,04	—	—	2,35	1,68	4,11	—	3,94	3,03	42,59	92,77
35-6	36,02	—	—	1,8	—	4,01	—	4,07	3,88	41,64	91,4
35-8	35,91	0,91	—	—	2,43	4,95	—	3,54	5,01	40,18	92,88
43-22	34,44	3,64	—	—	1,87	4,52	—	2,97	3,19	41,1	91,72
55-10	38,56	6,46	—	—	1,44	4,88	1,25	3,04	3,84	38,89	98,36
55-11	36,59	—	—	3,8	1,58	5,86	1,78	3,67	3,38	40,29	95,96
<i>Ксенотим II генерация</i>											
435	34,71	1,43	—	1,18	2,56	6,84	—	3,24	3,78	42,71	96,45
586	34,62	0,49	—	—	3,37	5,86	1,58	4,19	3,93	39,38	93,42
586a	35,59	0,6	—	1,4	2,4	5,94	—	3,11	3,16	40,76	93,8

но до 1,5—2,5 и 2—7% ThO₂) и характеризуется более высоким Ce/Nd (соответственно 3,5 и 3).

Ксенотим, также как и монацит, представлен двумя генерациями. Одна из них ассоциирует с монацитом (см. рис. 1, В) и слагает мелкие зерна неправильной формы, другая ассоциирует с гематитом, кварцем, карбонатами и образует одиночные гипидиоморфные зерна. Составы ксенотима представлены в табл. 4. Выделенные генерации отличаются составами присутствующих в них элементов. В поздней из них отмечается несколько более высокая концентрация гадолиния и диспрозия и более низкая величина отношений суммы лантаноидов к иттрию (соответственно 2,47 и 2,79).

Торит относится к минералам, образовавшимся после апатит-магнетитового парагенезиса. Он слагает одиночные зерна неправильной и идиоморфной формы в ассоциации с гематитом и кварцем. Состав его (табл. 5)

соответствует ферриториту. В нем содержатся также уран и цирконий до нескольких процентов.

Карбонатные минералы образуют прожилки и небольшие гнездообразные скопления как в рудном теле, так и во вмещающих породах. Среди них диагностируются железистый доломит, кальцит, анкерит, сидерит, сидероплезит, брейнерит. Обычно в прожилках присутствует несколько минеральных видов, среди которых преобладает доломит. Вместе с ними встречаются гематит, кварц, редко пирит, вкрапленность торита, поздних генераций монацита и ксенотима, ангидрит, гипс. Анализы карбонатных минералов приведены в табл. 6.

К ранним карбонатам относится сидерит. Его корродированные зерна встречаются в виде реликтов среди железистого доломита и анкерита (см. рис. 1, А). Минерал характеризуется повышенной магниальностью и нередко марганценосностью. Высокими содержания-

5. Химический состав торитов из руд месторождения Северный Гурвунур (в массовых долях %)

Номер пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	ThO ₂	UO ₂	ZrO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
СГ-153	18,29	0,74	11,91	0,55	62,3	He опр.	1,89	0,89	96,57
СГ-155	19,4	0,72	8,88	—	65,29	He опр.	2,85	—	96,78
Г-480	17,57	—	10,76	—	66,13	3,70	He опр.	—	98,16
5678	14,44	—	14,29	0,91	59,67	4,14	He опр.	—	93,46

Примечание. Железо общее.

6. Химический состав карбонатных минералов месторождения Северный Гурвунур (в массовых долях %)

Номер пробы	CaO	MgO	FeO	MnO	Сумма	Минералы
C-Г-3	0,83	3,83	45,36	11,22	61,24	Манган-сидерит
C-Г-4	2,83	3,17	50,01	1,48	54,19	Сидерит
C-Г-46	1,18	5,56	50,44	1,52	58,88	
22-6	0,53	12,64	45,09	1,39	59,06	Сидероплезит
22-8	0,98	11,59	45,44	1,16	51,17	
22-11	0,42	18,57	33,23	4,17	56,39	
22-13	0,8	13,63	43,19	1,36	58,97	
22-14	0,81	16,63	38,02	1,37	57,43	
22-15a	1,02	9,17	45,7	2,53	58,42	
5215	0,36	20,41	19,64	16,53	57,01	Брейнерит марганцевый
5223	0,39	21,09	19,01	15,47	55,95	
321	26,49	7,71	20,69	0,88	55,76	Анкерит
325	26,47	8,13	20,31	1,02	55,93	
450a	26,64	5,74	24,66	0,79	57,87	
450в	27,17	8,69	19,05	0,85	55,72	
C-Г-18	27,56	13,53	10,02	1,85	53,86	Доломит железистый
C-Г-18a	27,7	14,63	10,16	1,72	54,21	
C-Г-22	27,35	14,36	14,95	1,48	55,15	
60-1	27,75	14,15	9,88	2,38	54,15	
60-2	27,87	13,88	12,27	1,36	55,38	
6330	27,83	16,53	7,42	1,02	52,81	
6331	27,69	12,32	13,21	0,61	53,83	
63316	28,12	15,52	8,52	1,64	53,8	
78-1	27,75	14,44	11,31	1,11	54,61	
78-2a	27,91	16,27	8,32	1,21	53,72	

ми магнезия и марганца отличается брейнерит. Обычным для прожилков является также существенно магнезий-железистый карбонат (сидероплезит).

Для доломита характерна неоднородность состава, вызванная вариациями содержаний магнезия и железа, вплоть до преобладания анкеритового компонента. К наиболее поздним карбонатам относится кальцит, в котором почти не содержатся примесные элементы, за исключением небольшого количества магнезия.

Пирит также относится к поздним минералам. Он складывается в основном автономную вкрапленность, прожилки и агрегатные скопления в рудах и вмещающих породах. Реже пирит ассоциирует с гематитом, кварцем и карбонатами, но чаще образует мономинеральные выделения.

Хлорит характерен для контактовых зон магнетитовых руд и ксенолитов измененных вулканитов. Вместе с ним встречаются амфибол, альбит, биотит, магнетит, редкие мелкие зерна титанита и рутила.

Гипс и ангидрит наиболее широко распространены в надрудной толще пород, где они слагают многочисленные прожилки мощностью от долей до первых сантиметров. Редко они встречаются в апатит-магнетитовых рудах, где ассоциируют с карбонатами, присутствуют в друзовых пустотах этих минералов.

Изотопная характеристика минералов. На месторождении проведен небольшой объем изотопных исследований. Были определены составы кислорода, углерода, сульфатной серы и первичных изотопных стронциевых отношений. Результаты этих исследо-

7. Изотопная характеристика минералов месторождения Северный Гурвунур

Номер пробы	Минералы	$^{18}\text{O}\text{‰}$ SMOW	$^{13}\text{C}\text{‰}$ PDB	$^{34}\text{S}\text{‰}$ CTD	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
С-Г-5	Апатит	7,5			
121a	Магнетит	0,5			
121б		2,4			
830-76	Анкерит	14,05	0,1		
121-12	Доломит	19,88	7,11		
121-16		13,4	3,5		
121-22		12,99	0,87		
121-19		13,29	1,39		
121-10		14,24	1,11		
121-3,5		14,32	1,15		
121-453		10,2	1,35		0,70765 7
С-114	Ангидрит			13,95	0,70840 11
С-114-460				10,3	

ваний, показанные в табл. 7, зафиксировали два типа источников вещества, участвовавших в формировании месторождения. Один из них характеризует апатит-магнетитовую ассоциацию, другой представляет минералы пострудных парагенезисов. Величины ^{18}O в апатите и магнетите близки к значениям ювенильного происхождения. В магнетите кислород близок к значениям в этом минерале из базитовых пород. Некоторая обогащенность тяжелым кислородом одной из проб магнетита обусловлена наложенной мартитизацией. Расчет температуры по изотопно-кислородному термометру согласно работе [5] в паре апатит-магнетит показал 587 С.

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатных минералах из прожилков отличается широкими вариациями и свидетельствует об их коровом источнике. На вовлечение вещества вмещающих пород указывают также изотопные стронциевые отношения в минералах гидротермального происхождения (ангидрит — 0,70840 11, карбонат — 0,70765 7).

Обсуждение результатов. Месторождение Северный Гурвунур по форме рудного тела, минеральному составу и структурно-текстурным особенностям руд, в т.ч. по присутствию брекчиевидных типов, резко отличается от известных железорудных месторождений Западного Забайкалья. Одна из особенностей этого месторождения — однородность и равномерная зернистость магнетитовой матрицы, подобные магматическим породам. Кроме того, здесь вблизи рудного тела, несмотря на большие размеры залежи,

не проявлены характерные для скарновых железорудных месторождений контактово-метасоматические процессы (за исключением хлоритизации). Порфировая структура, обусловленная вкрапленниками идиоморфных зерен (кристаллов) апатита подобных фенокристам, еще больше подчеркивает вероятность магматической природы руд. Высокая температура, рассчитанная по изотопным составам апатита и магнетита, также может служить критерием магматического происхождения руд.

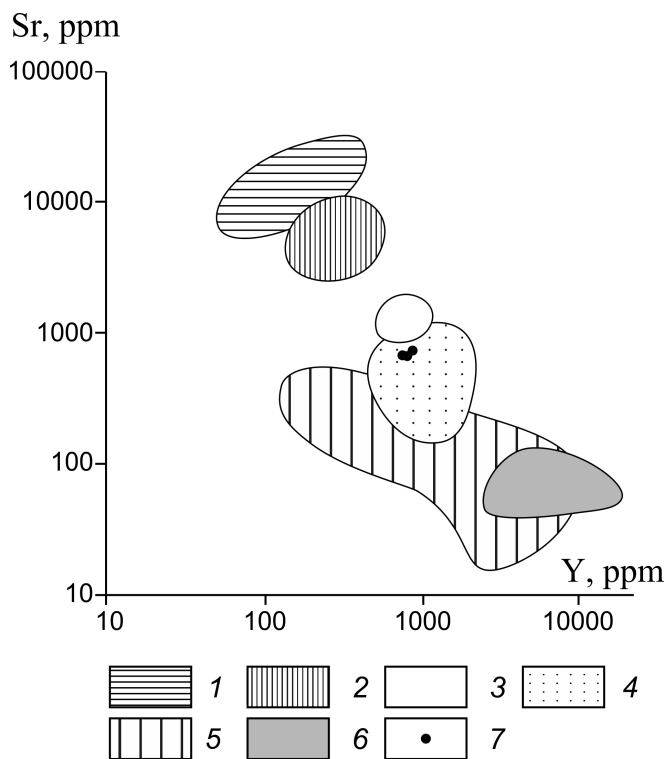
Апатит, выделившийся на ранней стадии под действием позже кристаллизовавшегося магнетита, испытал термальный метаморфизм, сопровождавшийся экстракцией из него редкоземельных элементов с образованием монацита и ксенотима. Наиболее отчетливо это фиксируется по периферии кристаллов апатита, где наблюдаются зоны с эмульсионной вкрапленностью монацита. При этом размер эмульсионных зерен, наибольший в краевых зонах, постепенно уменьшается по направлению к центральным, и затем они исчезают. Появление монацита в апатите, как результат термального воздействия, продемонстрирован в многочисленных публикациях, например в работах [1, 4]. В природе известно небольшое число апатит-магнетитовых месторождений. Первая часть из них относится к апатитсодержащему титаномагнетитовому типу, связанному с габброидами. Вторая, описанная под названием нельсониты, содержит повышенные количества силикатных минералов, таких как оливин, пироксен полевые шпаты, и явля-

Рис. 3. Y-Sr состав в апатитах различного происхождения. По работе 2 :

1 — лерцолит; 2 — карбонатит; 3 — якупирангит; 4 — основные породы и руды типа Кируна; 5 — гранитоид; 6 — гранитный пегматит; 7 — точки содержания Y-Sr в апатитах месторождения Северный Гурвунур

ется продуктом дифференциации щелочных (в т.ч. карбонатитов) пород.

Третья часть представляет тип Кируны, имеющий, по мнению многих исследователей, магматическое происхождение. Как видно из представленных данных, к этому типу с большей уверенностью может быть отнесено и месторождение Северный Гурвунур. В пользу этого предположения также говорят результаты геохимических исследований. В частности, согласно приведенному в работе [2] обобщению, значения отношения содержаний Sr-Y в апатитах ложатся в поле руд типа Кируна (рис. 3). Предполагается, что подобный тип месторождений может быть более широко представлен в Западном Забайкалье.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рупп Г.С., Дорошкевич А.Г., Бурцева М.В. и др. Эндогенные постмагматические изменения в карбонатитах // Мат-лы всерос. петрограф. конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов» ЦНТИ. —Томск, 2009. С. 276—281.
2. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly, Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // J. Geochem. Expl. 76. Pp. 45—69.
3. Sun S. and Mc. Donough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / In Magmatism in the the ocean basins // Ceol. Soc Special Publ 42. 1989. Pp. 313—345.
4. Villeneuve M.E. and Relf C. Tectonic Setting of 2.6 Ga Carbonatite in the Slave Province, NW Canada // Jorنال of Petrology. 1998. Vol. 39. № 39. Pp. 1975—1986.
5. Zheng Y.F. On calculations of oxygen isotope fractionation in minerals // Episodes. 1999. Vol. 22. № 2. Pp. 99—106.

Оценка возможностей рентгеновских спектрометров с поляризованными пучками

Б.Ж.ЖАЛСАРАЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Обсуждаются возможности рентгенофлуоресцентного анализа элементов со средними и большими атомными номерами и содержанием около 1 г/т. Исследовано влияние поляризации на фон, скорость счета флуоресценции, пороги обнаружения и эффективность рентгеновских спектрометров.

Ключевые слова: РФА, геологические пробы, поляризованное рентгеновское излучение.

Жалсаарев Батоболот Жалсааревич, zhalsaraevbato@mail.ru

Possibilities estimation of polarized-beam X-ray spectrometers

B.Zh.ZHALSARAEV

Possibilities of x-ray fluorescence analysis of medium and high Z elements with concentrations near to 1 ppm are discussed. Polarization influence to background, net count rate, detection limit and efficiency of x-ray spectrometers is investigated.

Key words: XRF analysis, geological samples, polarized x-ray beam.

Метод рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) позволяет вести анализ быстро, с малыми затратами, без химического разложения проб, без вредных выбросов.

Исследование энергодисперсионных поляризационных рентгеновских спектрометров (ЭДПРС) автором было начато в Читинском институте природных ресурсов (ЧИПР) СО РАН (г.Чита) в лаборатории геохимии, руководимой Ф.П.Кренделевым и позднее Б.И.Гонгальским. Разработки продолжены в Геологическом институте СО РАН (г.Улан-Удэ) с конца 1990-х годов.

Чувствительность традиционных рентгеновских спектрометров резко ухудшается в диапазоне атомных номеров Z выше 42—45. Предполагается, что для рентгенофлуоресцентного анализа элементов с Z выше 42—45 перспективны два типа спектрометров с полупроводниковыми детекторами: спектрометр ЭДПРС с мишенями-поляризаторами; спектрометр прямого возбуждения (СПВ) с подавлением фона за счет поляризации тормозного излучения рентгеновских трубок и других мер.

Полупроводниковые детекторы (ППД) в сотни раз эффективнее дифракционных спектрометров, позволяют вести одновременный анализ широкого круга элементов и характеризуются более высоким разрешением в диапазоне энергии выше 20 кэВ.

В этом диапазоне спектры К-серии максимально просты, наложения однозначны и устранимы при обработке спектров. Кроме того, чем меньше влияние минералогических и матричных эффектов, тем больше масса анализируемого вещества и представительность анализа.

Возможности спектрометров с полупроводниковыми детекторами ограничивает рассеяние излучения от пробы к детектору. Во-первых, рассеянное из-

лучение дает вклад в фон и снижает контрастность. Как видимость звезд днем и ночью зависит от фона рассеянного света, так и «видимость» аналитических пиков зависит от фона. Во-вторых, рассеянное излучение перегружает электронный тракт и ограничивает скорость счета полезного излучения.

Для подавления излучения, рассеянного от пробы, используется свойство поляризованного излучения не рассеиваться в направлении электрического вектора E .

Тормозное излучение поляризовано вблизи коротковолновой границы [7], но ранее это практически не использовалось при разработке спектрометров.

Покажем результаты, достигнутые к настоящему времени на спектрометрах жесткого рентгеновского излучения.

AZTEC Gold Analyser [8] — это спектрометр прямого возбуждения. Особенность спектрометра — повышенная скорость набора информации за счет использования рентгеновской трубки на 160 кВ мощностью 3 кВт и 12 детекторов с независимыми электронными трактами. Для устранения перегрузок принят ряд мер, в т.ч. снижение фона с учетом частичной поляризации тормозного излучения обычной рентгеновской трубки.

Рентгеновский спектрометр AZTEC разработан в результате поиска альтернативы трудоемкому пробирному анализу рудных содержаний золота и платины. В ЮАР на этих спектрометрах анализируют по излучению К-серии золото и платину с содержанием 1 г/т при доверительной вероятности 95% за 100 с. Одновременно определяют уран и другие тяжелые элементы. Анализируют представительные пробы массой около 100 г.

Спектрометр ЭДПРС-1 [2]. Спектрометры ЭДПРС с поляризаторами характеризуются меньшей

эффективностью, но более высокой поляризацией и подавлением фона.

Автором предложен ряд трехмерных схем с повышенной эффективностью. На рис. 1 показана схема S2 спектрометра ЭДПРС-1 со сферическим поляризатором (обозначения разных схем предложены в работе [9]). В схеме S2 источник (1) излучения и детектор (3) расположены в диаметрально противоположных точках сферы. Между поляризатором (2) и образцом (4) находится перегородка с узкой щелью. Ось этой щели проходит через источник и диаметрально противоположную детектору точку сечения сферы. Образцы большой площади можно формировать с вогнутой поверхностью. Образцы малых размеров могут быть плоскими.

В ЭДПРС первичный пучок расширен в 4 раза в плоскости рассеяния и в 3—4 раза в поперечной плоскости. Захватываемый образцом телесный угол расширен примерно в 2 раза. В итоге по сравнению со схемой G1 с узкими пучками [9] эффективность увеличивалась в 10—15 раз без ухудшения поляризации. Одновременно определяется большое число элементов с энергией излучения от 5 до 40 кэВ. Проанализированы десятки тысяч проб. Пороги обнаружения Pd, Ag, Cd в горных породах достигают 0,5 ppm. За 10 минут In, Sn, Sb, Te, I, Cs, Ba определяются на уровне 1—3 ppm. Есть запас для снижения пределов и круга определяемых элементов.

Теория РФА [1, 7] позволяет оценить выход флуоресценции и отдельные параметры, например, коэффициенты отражения мишеней из разных материалов. Однако основные формулы выведены в приближении параллельных пучков и не позволяют оценить поляризацию и связанные с ним параметры ЭДПРС. Поляризация же и подавление фона зависит от отклонения квантов от заданных направлений в используемой рентгенооптической схеме. Информативен расчет методом Монте-Карло, но пока выполнены расчеты для простых схем.

Для дальнейшего совершенствования спектрометров оценим поляризацию и другие параметры ЭДПРС.

Фактор K подавления фона. Коэффициент K характеризует улучшение условий регистрации сигнала, обусловленного поляризацией возбуждающего пучка. Он определяется отношением сечения рассеяния σ_p неполяризованного излучения в телесный угол регистрации к сечению σ_p рассеяния поляризованного излучения:

$$K = \frac{\sigma_p}{\sigma_p} \frac{1}{1 - P} \frac{1}{R}, \quad (1)$$

где P — результирующая или «эффективная» поляризация, R — доля рассеяния, связанная с геометрическими и другими факторами.

Из формулы (1) следует, что подавление фона можно оценить по сечениям рассеяния, результирующей поляризации и доле рассеяния.

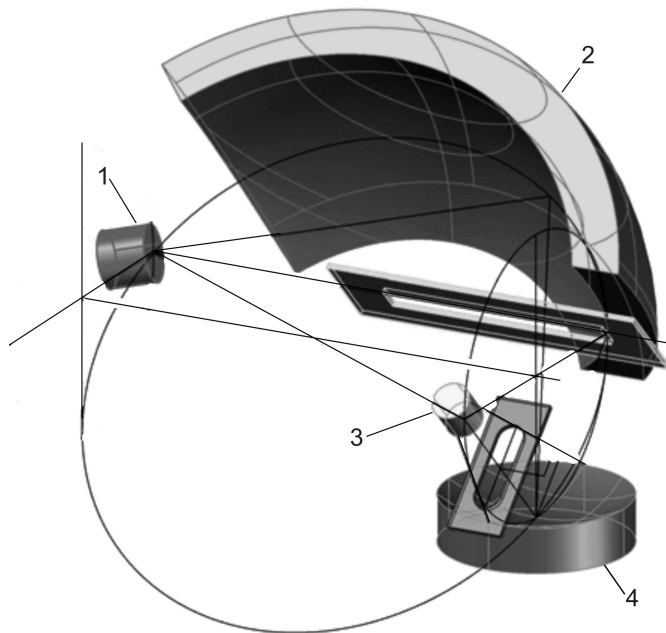


Рис. 1. Схема S2 спектрометра с поляризатором в виде части сферы.

В опытах коэффициент K определяют как отношение скоростей счета фоновых отсчетов b и b_p в спектрах, нормированных к скоростям счета n и n_p флуоресцентных линий:

$$K = \frac{b/n}{b_p/n_p} \frac{V_p}{V}. \quad (2)$$

Индекс p относится к случаю поляризации.

Факторы $V = n/b$ и $V_p = n_p/b_p$ — контрастности или отношения флуоресцентных отсчетов к фоновым отсчетам в СПВ и ЭДПРС.

По спектрам проб, измеренным на ЭДПРС и при возбуждении без поляризации, можно определить и парциальные коэффициенты подавления фона и под отдельными пиками.

На естественно поляризованном пучке синхротронного излучения с малой расходимостью при энергиях до 15—20 кэВ подавление фона зависит только от угла 2 раствора коллиматора. В приближении $\sin$ максимальное подавление фона для упругого и неупругого рассеяния оценивают [4] простым выражением:

$$K^{\max} = 1/r^2, \quad (3)$$

где r/L , r — радиус отверстия коллиматора, L — длина коллиматора.

Это выражение упрощает прикидки, но расчеты велись по сечениям для σ_p и σ_p -компонент, интегрированным по конусу с углом 2 при вершине [5].

Сечение комптоновского рассеяния под углом рассеяния 90° или вдоль вектора поляризации отличается от нуля. С этим связано ограничение поляризации при неупругом рассеянии, определяемое выражением:

$$P_s(E) \sin^2 (E/E_s \sin^2), \quad (4)$$

где E — энергия первичного кванта, E_s — энергия рассеянного кванта, вычисляемая по известной формуле Комптона.

Релятивистский фактор $R_s(E)$ определяется как

$$R_s = 1/P_s.$$

На рис. 2 приведены результаты расчета отдельных параметров для схемы G1 первого поколения ЭДПРС с узкими пучками. P — поляризация, K — коэффициент подавления фона в зависимости от энергии первичных квантов (E).

Доля R рассеяния в ЭДПРС оценивается как сумма геометрического R_g , релятивистского $R_s(E)$ и других факторов, вносящих вклад в фон. Введен также фактор R_{ms} для учета вклада многократного рассеянного излучения, тормозного излучения вторичных электронов и других процессов. Результаты расчетов близки к опытным данным, если принять $R_{ms} = 0,03$ — $0,035$. Для схемы G1 геометрический фактор R_g равен сумме геометрических факторов трех пучков. Суммируем также релятивистский фактор $R_s(E)$ для поляризатора и фактор $R_s(E_s)$ для образца с весовыми множителями, равными доле сечения неупругого рассеяния в общем сечении рассеяния.

На рис. 2 видно, что релятивистский предел поляризации P_s уменьшается с ростом энергии. Геометрический предел поляризации P_g вычислен для угла 7° и не зависит от энергии. Он лимитируется также принятым значением фактора $R_{ms} = 0,03$.

Результирующая поляризация $P(7)$ спадает параллельно графику $P_s(E)$ и изменяется от 0,96 при малых энергиях до 0,91 при 100 кэВ и до 0,82 при 200 кэВ.

Коэффициент подавления фона при угле от 7° до 15° изменяется в пределах зоны, ограниченной кривыми K_7 и K_{15} . Так, при угле 7° фон можно снизить в 24 раза при малых энергиях. При расширении пучков до 15° подавление фона K уменьшается в 2 раза при малых энергиях. В интервале от 150 до 200 кэВ коэффициенты подавления фона находятся в пределах от 7 до 4,5 и изменяются слабо при расширении апертур пучков. Результаты оценок согласуются с данными экспериментов автора и других исследователей.

Из этих оценок следует, что: в схеме G1 расширение пучков резко уменьшает фактор K . Новые схемы с широкими пучками, обеспечивают повышение светосилы без такого резкого снижения фактора K ; при больших энергиях фактор K мал, а потери энергии при рассеянии велики. Поэтому энергию первичных квантов в ЭДПРС лучше выбрать не более 120—150 кэВ. По-видимому, наиболее тяжелые элементы лучше определять на спектрометре прямого возбуждения.

Отметим, что при неупругом рассеянии потеря энергии $E - E_s$ при энергии 50 кэВ составляет 4,5 кэВ, а при 150 кэВ — уже 34 кэВ.

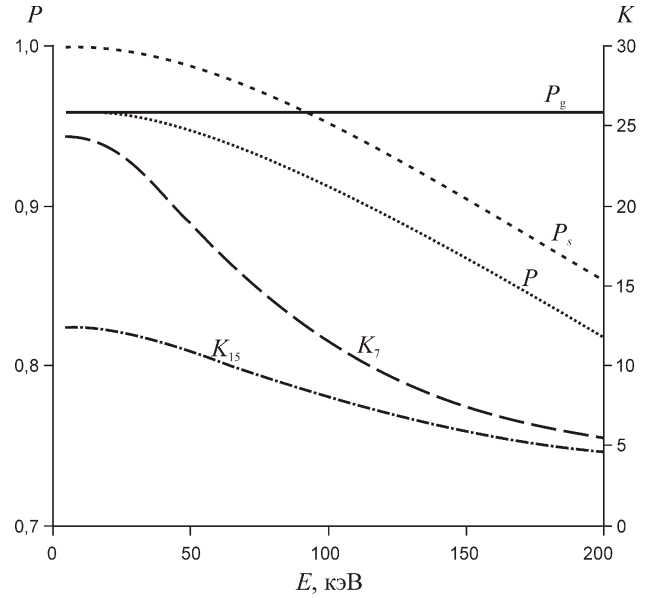


Рис. 2. Результаты подсчета поляризации и коэффициента подавления фона для схемы G1 с ортогональными пучками

Изменение полезной загрузки за счет поляризации. Сравним скорости счета в спектрометрах с поляризацией и без поляризации. Пусть скорость счета n_{dp} на ЭДПРС равна оптимальной для детектора скорости счета n_d , то есть $n_{dp} = n_d$. В этом случае

$$n = b n_d, \quad (5a)$$

$$n_p = b_p n_d, \quad (5b)$$

где n, b — скорости счета сигнала и фона при прямом возбуждении, имп/с; n_p, b_p — скорости счета флуоресцентных линий и фона в ЭДПРС, имп/с.

Уменьшение скорости счета фона b_p за счет поляризации позволяет повысить скорость счета n_p характеристического рентгеновского излучения определяемых элементов.

Фактор или коэффициент $f = n_p/n$ показывает увеличение или уменьшение полезной загрузки за счет поляризации. При выполнении условий (5a) и (5b) максимальное значение этого коэффициента заметно больше единицы и определяется:

$$f_{\max} = K \frac{1/V}{1/KV} \frac{1/V}{(1/P)}. \quad (6)$$

При условии $n_{dp} < n_d$ можно записать

$$\frac{b_p}{b} = \frac{1/V}{1/KV} \frac{f}{K} = 1/P, \quad (7)$$

где n_{dp}/n_d — отношение полных загрузок в ЭДПРС и при прямом возбуждении.

При малой мощности источника полезная нагрузка уменьшается и выполняется условие $n_{dp}/n_d = 1$. При этом изменение скорости счета флуоресценции определяется выражением

$$f = f_{\max} \cdot \quad (8)$$

Усредненный коэффициент снижения порогов получен в виде

$$m = K \sqrt{\frac{1 - V}{1 - KV}}. \quad (9)$$

В таблице приведены результаты расчета факторов f и m при $V = 1$ в зависимости от поляризации P и фактора K для проб с разным содержанием элементов и отношением V характеристического и фонового излучения.

Например, если при прямом возбуждении доля сигнала V составляет 0,1 от суммарного фона рассеянного излучения, то в спектрометре с поляризацией $P = 0,9$ фон снижается в 10 раз и скорость счета сигнала можно повысить в 5,5 раза. При этом пороги будут снижены примерно в 7,42 раза (см. таблицу).

Когда нагрузка в поляризационном спектрометре, например в 2 раза меньше оптимальной скорости счета n_d , т.е. $V = 0,5$, тогда скорость счета сигнала за счет поляризации будет выше, чем при прямом возбуждении, так как $f = f_{\max} \cdot 2,25$.

Из полученных выражений и таблицы следует:

1. При малых содержаниях определяемых элементов в легких матрицах с большим фоном рассеянного излучения, т.е. при $n = b$ и $V = 0$, счет флуоресценции повышается в максимальной степени и $f_{\max} = K$. Пороги обнаружения так же снижаются максимально ($m = K$).

2. Если сигнал значительно превышает фон ($V = 1$), то полезная нагрузка мало повышается ($f = 1$), время анализа сокращается незначительно, а пороги обнаружения снижаются в $m = \sqrt{K}$ раз, то есть меньше, чем в предыдущем случае.

Оценка эффективности. Светосилу или эффективность спектрометра определим как отношение потока, попавшего в детектор флуоресцентного излучения, к потоку первичного излучения. Светосила спектрометра прямого возбуждения пропорциональна телесным углам первичного пучка Ω_1 и детектора Ω_d :

$$L = A \cdot \Omega_d, \quad (10)$$

где $A = \exp(-\mu_d d)$ — ослабление излучения источника фильтром.

Эффективность L_p поляризационного спектрометра запишем в виде

$$L_p = A_p \cdot \Omega_p \cdot \Omega_d, \quad (11)$$

где A_p — коэффициент отражения поляризатора; Ω_p , Ω_d — телесные углы пучков.

Коэффициент A_p равен числу квантов, отраженных в телесный угол 1стерадиан на 1 первичный квант и имеет размерность ср^{-1} . Поэтому размерности L и L_p одинаковы.

Проведены расчеты коэффициента A_p или альбедо мишеней из разных материалов. Для приближенных оценок альбедо излучения с энергией выше 20—

Зависимость коэффициентов повышения полезной нагрузки ($f_{\max}$) и снижения порогов обнаружения (m) от отношения (V) и фактора подавления фона (K) при поляризации (P)

K	$5(P = 0,8)$		$10(P = 0,9)$		$20(P = 0,95)$	
$V = n/b$	$f_{\max}$	m	$f_{\max}$	m	$f_{\max}$	m
0	5	5	10	10	20	20
0,01	4,81	4,90	9,18	9,58	16,8	18,3
0,1	3,67	4,28	5,50	7,42	7,33	12,1
1	1,67	2,89	1,82	4,26	1,90	6,17
30	1,01	2,27	1,03	3,21	1,03	4,54

30 кэВ можно принять равным $0,05 \text{ ср}^{-1}$ (в угол 1 ср^{-1} отражается около 5% первичного излучения).

Отношение эффективностей L_p/L обычно значительно меньше единицы. Для ЭДПРС по схеме G1 при изменении апертур 2×14 до 20 отношение эффективностей меняется на порядок — примерно от 10^{-4} до $n \cdot 10^{-3}$.

В известной схеме с вогнутым по цилиндру поляризатором эффективность увеличена примерно в 4 раза (при малой апертуре пучка облучают только полновинку поляризатора).

Оценка мощности источника. С учетом слабой эффективности для ЭДПРС требуется более мощный источник по сравнению с прямым возбуждением.

Отметим, что в работе [6] перепутаны понятия фактора f повышения полезной нагрузки и требуемого коэффициента $F = i_p/i$ увеличения тока или мощности рентгеновской трубки. Это приводит к ошибке на несколько порядков (занижается мощность).

При оценке мощности источника следует учитывать наряду с параметром f уменьшение эффективности ЭДПРС по сравнению с прямым возбуждением.

Требуемое увеличение мощности или тока рентгеновской трубки равно:

$$F = f / \eta.$$

Даже для ЭДПРС с максимально широкими пучками и повышенной светосилой лучше выбрать источники мощности порядка 2—4 кВт и более.

По-видимому, в поляризационных спектрометрах SpectroX-Lab, Epsilon 5 возможности поляризации проявляются не в полной мере.

Меры по устранению перегрузок и увеличению контрастности. Для устранения перегрузок, повышения контрастности и ускорения анализа при использовании мощных источников наряду с поляризацией используют такие меры: использование большого числа детекторов малой площади; подбор энергии пучка для избирательного возбуждения; применение селективных фильтров регистрируемого излучения; облучение части образца со сканированием

или вращением пробы; ограничение площади просматриваемой одним детектором зоны; фильтрация тормозного излучения для подавления фона под аналитическими пиками.

Так, при использовании n детекторов не слишком большой площади S_1 вместо одного детектора с площадью S , при условии $S_1 < S$ загрузка детектора уменьшается пропорционально отношению площадей $z = S/S_1$. Детекторы малого размера обладают меньшей электрической емкостью и большей загрузочной способностью. Эффективность возрастает в $n S_1/S$ раз.

При анализе золота и платины толщину селективного фильтра из иридия подбирают так, что излучение выше К-края иридия ослабляется в k 5 раз, а излучение золота и платины ослабляется в k_f 2,5 раза. При этом доля жесткого рассеянного излучения в спектре снижается в 2 раза. Излучение меньшей энергии эффективно подавляется этим же фильтром.

Для еще большего уменьшения перегрузок можно установить площадь облучаемой зоны меньше площади образца в q раз, а площадь просматриваемой одним детектором зоны можно уменьшить в r раз по сравнению с площадью облучаемой зоны. С принятием этих мер скорость счета рассеянного излучения в диапазоне энергии выше аналитических пиков уменьшается в $Q_s qkrz$ раз, а вероятность наложений уменьшается в Q_s^2 раз.

Так, при q 2, k 5, r 4, z 4 загрузка канала (отдельного детектора) рассеянным излучением уменьшается в Q_s 160 раз, а с учетом фильтра первичного пучка еще на два порядка. Фильтр из олова толщиной 4—5 мм ослабляет излучение с энергией 120 кэВ в максимуме интенсивности в 120—140 раз. Первичное излучение, попадающее под линию золота с энергией около 68 кэВ, ослабляется в десятки тысяч раз, и контрастность резко повышается.

Такое ослабление первичного излучения означает, что эффективности ЭДПРС и спектрометра прямого возбуждения с фильтром большой толщины не сильно отличаются.

Полупроводниковые детекторы с электрическим охлаждением и с высокими нагрузками выпускаются рядом фирм. Предпочтительны сборки с компактным массивом детекторов из кремния (для энергии до 40—50 кэВ), особо чистого германия или теллурида кадмия с независимыми электронными трактами, с электрическим охлаждением, с цифровой обработкой миллионов импульсов в секунду на детектор.

В заключение можно отметить, что в статье проанализированы факторы, определяющие преимущества и недостатки вариантов спектрометров с поляризацией и меры по повышению контрастности и устранению перегрузок. Получены простые выражения, полезные для оценок влияния поляризации и других мер на параметры спектрометра, а также оценки требуемой мощности источника. Предложен

ряд схем поляризационных спектрометров. Спектрометры ЭДПРС-1 успешно используются.

Поляризация повышает чувствительность анализа следовых концентраций элементов в пробах с легкой матрицей — в растениях и продуктах, углях, почвах, золах, шлаках, растворах и нефтях, в легких сплавах и большей части горных пород.

ЭДПРС обеспечивают высокую степень поляризации, но их эффективность при высоких энергиях ограничена. Подобные спектрометры предпочтительны для анализа элементов со средними атомными номерами, в т.ч. легких платиноидов в рудах и редкоземельных элементов в геологических пробах.

Спектрометры прямого возбуждения проще в реализации (не требуется мишень-поляризатор), их эффективность выше. Однако для повышения скорости счета и производительности спектрометров, возможности которых часто ограничены из-за перегрузок, необходимо разработать и использовать спектрометры с большим числом детекторов.

Достиженные на ЭДПРС, AZTEC и других спектрометрах результаты и проведенные оценки свидетельствуют о возможности значительного снижения порогов обнаружения элементов от легких платиноидов до золота и выше.

Таким образом, для обеспечения возможности рентгенофлуоресцентного анализа элементов со средними и большими атомными номерами на уровне долей ppm в горных породах актуально совершенствование разных типов рентгеновских спектрометров с учетом поляризации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахтияров А.В. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ в геологии и геохимии. — Л.: Недра, 1985.
2. Жалсараев Б.Ж. Патент RU 2130604. 1999. Бюл. 14.
3. Жалсараев Б.Ж., Кутовой А.Н., Цыгугев В.Г. Патент RU 2397481. 2010. Бюл. 23.
4. Синхротронное излучение в геохимии // Под ред. Г.Н.Аношина, Г.Н.Кулипанова. — Новосибирск: Наука, 1989.
5. Hanson A.L. The calculation of scattering cross-sections for polarized x-ray. Nucl. Instrum. Meth. 1986. Vol. A243. Pp. 583—598.
6. Heckel J., Ryon W. Polarized beam X-ray Fluorescence Analysis.-Handbook of X-ray Spectrometry, 2-nd ed. by R.E.Greiken, A.Markowicz: M. Dekker? 2002.
7. Pavlinsky G.V. Fundamentals of X-Ray Physics. —Cambridge, 2008.
8. Robertson M., Feather C. Determination of gold, platinum and uranium in South African ores by high — energy XRF spectrometry. X-ray Spectrom. 2004. Pp. 125—130.
9. Zhalsaraev B.Zh. Development of polarized-beam X-ray spectrometers // Proceedings of the 3rd International Conf. on X-Ray Analysis. —Ulaanbaatar, Mongolia, 2012. Pp. 111—123.
10. Zhalsaraev B.Zh. Comparison of polarized-beam and direct-excitation X-ray spectrometers // Proceedings of the 3rd International Conference on X-Ray Analysis. —Ulaanbaatar, Mongolia, 2012. Pp. 124—129.

Современное минералообразование в местах складирования отходов горнорудной промышленности

О.К.СМИРНОВА, А.М.ПЛЮСНИН, З.И.ХАЖЕЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Приводятся сведения о находках новообразованных минералов и обстановках, в которых происходит современное минералообразование в хранилищах отходов переработки сульфидно-гюбнеритовых и молибденитовых руд Джидинского месторождения (Западное Забайкалье), сульфидно-гюбнеритовых руд месторождения Бом-Горхон (Восточное Забайкалье), а также на территории подготовленных к эксплуатации полиметаллических месторождений Холоднинское (Северное Прибайкалье) и Озерное (Западное Забайкалье). Обсуждается роль этого процесса в загрязнении окружающей среды.

Ключевые слова: Забайкалье, месторождения вольфрама, молибдена и полиметаллов, сульфидсодержащие руды, отходы обогащения, современное минералообразование.

Смирнова Ольга Константиновна, meta@gin.bscnet.ru
Плюснин Алексей Максимович, plusnin@gin.bscnet.ru
Хажеева Зинаида Ивановна, zkhazh@geo.stbur.ru

Modern mineral formation in banks of technogenous mining wastes

O.K.SMIRNOVA, A.M.PLYUSNIN, Z.I.KHAZHNEEVA

Information on finds of modern mineral and condition for their formation in dumps of tailings of sulfide-hubnerite and molybdenum ores of Dzidinskoe deposit (West Transbaikalia), sulfide-hubnerite ores of Bom-Gorhon deposit (East Transbaikalia), spoil banks on Holodninskoe (North Transbaikalia) and Ozernoe (West Transbaikalia) base metal deposits is treated in the present paper.

Consequence of the processes in pollution of environment is discussed.

Key words: Transbaikalia, tungsten, molybdenum and base metal deposits, sulfide-bearing ores, mining wastes, modern mineral formation.

В зоне гипергенеза месторождений, руды которых содержат сульфиды, сульфосоли и другие серосодержащие соединения, в связи с низкотемпературными процессами окисления, испарения и выветривания появляется большое количество разнообразных сульфатов [14]. При отработке месторождений формируются массивы отходов горнорудного и обогащательного производства, в которых образование сульфатов происходит в связи с такими же процессами, как и в природных системах, но в значительно больших объемах. Новообразованные сульфаты, содержащие кристаллизационную воду, часто легко растворимые, служат концентраторами потенциально токсичных химических элементов, в первую очередь, тяжелых металлов. Благодаря своей эфемерности, способности кристаллизоваться на испарительных, гидродинамических и других барьерах и вновь растворяться при повышении влажности окружающей среды, эти минералы способствуют миграции опасных для биологических систем элементов из хвостохранилищ в окружающие ландшафты. Места концентрированно-

го образования современных минералов являются визуальными показателями участков потоков дренажных и рудничных вод, на которых они очищаются от загрязняющих окружающую среду элементов [12].

Проведено изучение материала хвостохранилищ сульфидно-вольфрамовых месторождений, одно из которых (Джидинское) законсервировано, а второе (Бом-Горхон) отрабатывается по настоящее время. Получены данные о составе и характере локализации современных минералов на территории колчеданно-полиметаллических месторождений Холоднинское и Озерное, подготовленных к эксплуатации. Цель изучения — установление форм нахождения некоторых тяжелых металлов, в первую очередь, свинца, цинка и меди, в лежалых отходах обогащения сульфидсодержащих руд и местах складирования вскрышных пород на этих объектах. Для идентификации минеральных образований применены методы химического анализа, в т.ч., селективной экстракции, рентгенофлуоресцентного, рентгенострук-

турного, термического анализа, сканирующей электронной микроскопии.

Джидинское месторождение молибденитовых и сульфидно-гюбнеритовых руд расположено на юге Западного Забайкалья. Оно обрабатывалось с 1930-х годов и было законсервировано в 1997 г. Минералогия месторождения богата и детально изучена [8, 9 и др.]. Рудные минералы представлены разнообразными сульфидами, сульфосолями железа, свинца, цинка, меди, висмута, молибдена, вольфраматами кальция, железа и марганца, блёклыми рудами. За период эксплуатации месторождения создано два хвостохранилища — насыпное и намывное, в которых накоплено 40 млн.т отходов обогащения, представляющих собой, в основном, средне- и мелкозернистые пески. В результате аварийных сбросов и размыва хвостохранилищ дождевыми и паводковыми водами, в долине р.Модонкуль, относящейся к водосборной территории оз.Байкал, сформированы пролювиальная, аллювиальная и дельтовая залежи техногенных песков. Поскольку при переработке руды извлекались только молибденит и гюбнерит, содержание остальных сопутствующих рудных элементов в хвостах отражает состав руд и снижается в переотложенных техногенных образованиях (пролювиальный и аллювиальный шлейф, дельтовая залежь) по мере увеличения дальности перемещения материала от участков первичного накопления отходов в насыпном и намывном хвостохранилищах (табл. 1).

Материал для исследования отбирался в поверхностном слое намывного хвостохранилища — самого крупного массива техногенных песков на территории. Поверхность бывшего гидроотвала после консервации горнообогатительного производства осушена и увлажняется периодически во время дождей. Кроме того, массив хвостохранилища дренируется ручьем Барун-Нарын, в долине которого он расположен; pH водных вытяжек проб техногенных песков изменяется от 5 до 8, в среднем это близнеитральная кислотнo-щелочная обстановка. Изучение форм нахождения свинца, цинка и меди с помощью метода селективной экстракции, предложенного A.Tessier с соавторами [17] позволило установить степень окисленности минералов этих металлов, которая уменьшается в ряду Pb Zn Cu [11] и хорошо согласуется с рядом устойчивости сульфидов в близких к нейтральным условиям, приведенном в работе Е.В.Белогуб с соавторами [3]. Трехлетние наблюдения динамики содержания подвижных форм металлов выявили тенденцию к увеличению относительной доли их на фоне снижения валового содержания. Изменился и баланс форм металлов: для всех трех металлов увеличилась доля ионообменных форм; уменьшилась доля карбонатных форм меди и цинка; существенно увеличилась доля меди, связан-

1. Среднее содержание химических элементов в отходах обогащения руд Джидинского месторождения (в мг/кг)

Компоненты	Хвостохранилище		Шлейф		Залежь в дельте р.Модонкуль
	Насыпное	Намывное	Пролювиальный	Аллювиальный	
Cd	10	10	11	4	3
Pb	1200	2100	740	370	310
Zn	800	1000	490	250	230
W	1120	640	560	400	320
Ag	15	15	8	4,4	3,6
Be	30	80	62	35	30
Cu	400	200	170	150	240
As	50		10	10	
F	15400	10900	2860	1580	
Cr	100	500	691	559	420
Ni	20	50	46	44	41
Co	10	20	13	22	13
Mo	150	20	65	58	
Sb	11		12	18	
Mn	1100	2300			
V	50	340	770	180	70

ная с железомарганцевыми оксидами и уменьшилась относительная доля ее в органоминеральной фракции (табл. 2).

Наиболее легко растворимый в окислительных условиях галенит в хвостохранилище практически всегда в той или иной степени замещен англезитом, образующим пленки на его зернах (рис. 1), и церусситом, развивающимся по плоскостям спайности и формирующим скелетные кристаллы. Сфалерит, вероятно, разлагается с образованием промежуточных хорошо растворимых соединений, которые мигрируют в грунтовых и поверхностных водах и осаждаются на испарительных барьерах, образуя порошковатые рыхлые массы, в которых под электронным микроскопом и с помощью рентгеноструктурного анализа установлены госларит — $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$, цинкмелантерит — $ZnMgMnFe(SO_4)_2(OH) \cdot 7H_2O$. В этих же массах диагностирован мелантерит — $FeSO_4 \cdot 7H_2O$. Водный сульфат меди — халькантит наблюдался авторами только в пределах склада сульфидного промежуточного продукта за пределами намывного хвостохранилища.

Новообразования гипса отмечаются на поверхности почвы в районе впадения рудничных вод одной из штолен в р.Модонкуль. На участках под дамбой хвостохранилища, где разгружаются дренирующие толщу отходов обогащения сульфидно-гюбнерито-

2. Динамика форм нахождения меди, цинка и свинца в хвостохранилище Джидинского месторождения, % от валового содержания металла в пробе

Компо- ненты	Фракция						Органические соеди- нения		Подвижные формы*	
	Ионообменная		Карбонатная		Оксидов Fe и Mn					
	2006 г.	2009 г.	2006 г.	2009 г.	2006 г.	2009 г.	2006 г.	2009 г.	2006 г.	2009 г.
Cu	Нет	$\frac{14,5}{9—20}$	$\frac{10,7}{7—17}$	$\frac{6,5}{3—11}$	$\frac{10,9}{6,3—15,5}$	$\frac{51,3}{45—60}$	$\frac{64,7}{54—71}$	$\frac{5,2}{4—6,7}$	$\frac{12,1}{9—18}$	$\frac{20}{14—27}$
Zn	$\frac{2,94}{2—6}$	$\frac{25,05}{14—42}$	$\frac{16,03}{5—40}$	$\frac{8,4}{4—13}$	$\frac{16,7}{8,5—22,3}$	$\frac{22,4}{14—44}$	$\frac{13,9}{7,8—26}$	$\frac{43,6}{37—49}$	$\frac{19,2}{7—40}$	$\frac{39,8}{21—60}$
Pb	$\frac{9,96}{4—25}$	$\frac{36,6}{27—61}$	$\frac{35,14}{24—54}$	$\frac{37}{28—45}$	$\frac{53,4}{35,4—65}$	$\frac{11,3}{8—15,8}$	$\frac{2,41}{1,2—4}$	$\frac{14,67}{10—16,5}$		

Примечание. Числитель — среднее по 9 пробам и по 6 пробам, знаменатель — разброс значений; * — содержание подвижных форм меди и цинка определено по ГОСТ с использованием ацетатно-аммонийного буфера.

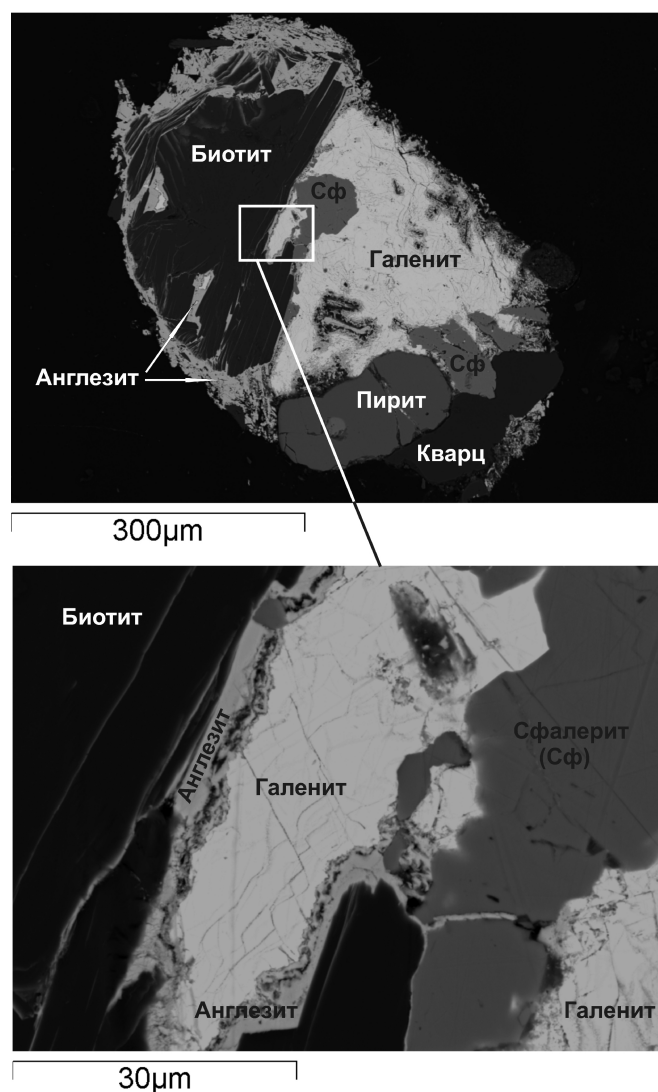


Рис. 1. Замещение галенита англезитом в сростке сульфидов с биотитом из хвостохранилища Джидинского месторождения. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ)

вых руд воды ручья Барун-Нарын, также образуется гипс, мелкие кристаллы которого покрывают растения, почву и различный мусор, находящийся на поверхности земли. В аллювии ручья, на участке резкого изменения скорости потока воды, на гальках обнаружены корки минеральных новообразований, диагностированные как водный ортосиликат-фторид кальция и алюминия [12]. В пойменных отложениях р.Модонкуль на участке, где в нее впадают дренажные воды р.Барун-Нарын, на мелкой гальке обнаружены образования в виде корочек желтоватого цвета, на которые нарастают белые игольчатые кристаллы. В этом материале с помощью рентгеноструктурного анализа диагностированы магнезиокопиапит — $(\text{MgFe})_4\text{SO}_4(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$, минералы группы роценита и гипс (табл. 3). При электронно-микроскопическом изучении этих образцов в них установлен галотрихит, содержащий до 5% цинка (рис. 2). Химический состав вод, дренирующих техногенные пески ниже участка образования этих минералов, меняется, в них существенно уменьшается содержание сульфат-иона и фтора, трехвалентного железа, калия и кальция (табл. 4).

Месторождение Бом-Горхон находится в Петровско-Забайкальском районе Забайкальского края и обрабатывается старательской артелью с 1971 г. Месторождение по минеральному составу руд и структуре очень похоже на Джидинское, отличаясь меньшими размерами и более высоким содержанием в рудах минералов висмута [2, 8]. При производстве губноритового концентрата в качестве побочного производится сульфидный промпродукт. Он состоит в основном из пирита с небольшим количеством сульфидов висмута, цинка, меди, свинца. На поверхности складированных сульфидных концентратов летом 2010 г. обнаружены рыхлые скопления порошкообразных масс, пористых агрегатов белого, желтоватого и голубоватого цвета. Методами рентгеновской дифрак-

3. Результаты рентгенофазового анализа образца корки новообразований на гальке из аллювия ручья Барун-Нарын, дренирующего Джидинское хвостохранилище

Относительная интенсивность дифракционных пиков (I)	Расшифровка дифрактограммы образца, d (Å)			
	Расчетное для дифрактограммы образца	Магнезиокопиапит (MgFe ₄ (SO ₄) ₆ (OH) ₂ · 20H ₂ O), [15]	Минералы группы роценита (FeSO ₄ H ₂ O, (Zn,Mg)SO ₄ H ₂ O), [16]	Гипс (CaSO ₄ 2H ₂ O), [7]
90	18,57	18,62		
100	9,28	9,30		
80	7,61			7,59
30	6,81		6,83	
25	6,13	6,16		
30	5,58	5,59		
100	5,46		5,49	
30	4,68		4,70	
90	4,49		4,49	
15	4,21	4,20		
70	3,96		3,95	
15	3,81			3,79
20	3,49	3,48		
35	3,39		3,37	3,79
30	3,23		3,25	
20	2,95		2,96	
10	2,57		2,96	

Примечание. d (Å) — межплоскостное расстояние.

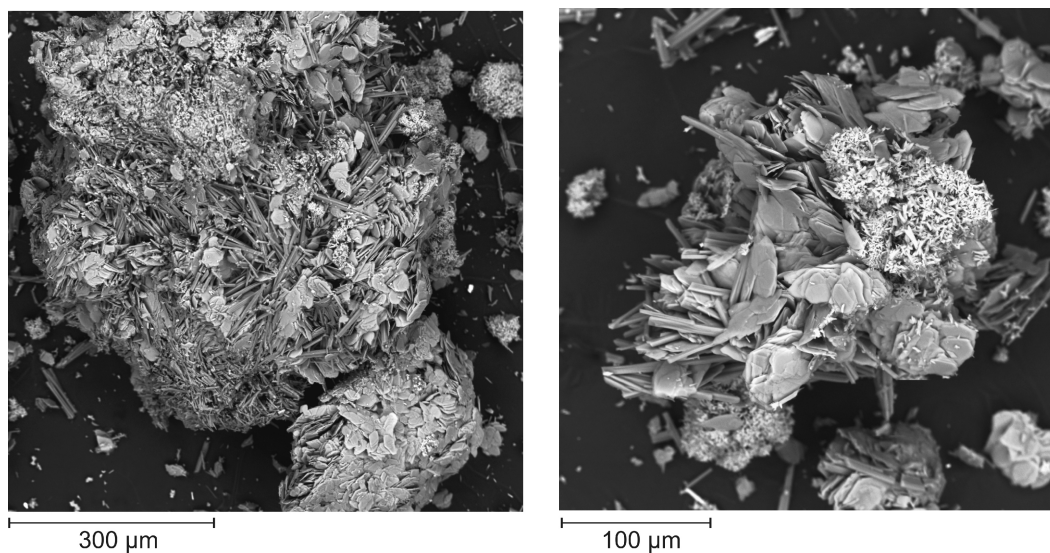


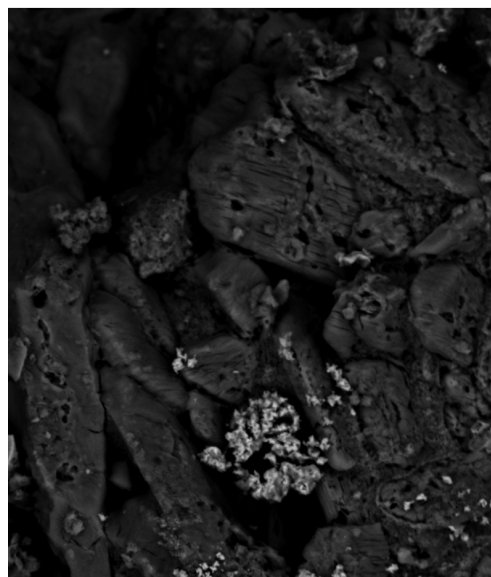
Рис. 2. Минеральные новообразования на аллювии в ручье, дренирующем Джидинское хвостохранилище. Изображения получены на электронном сканирующем микроскопе (СЭМ):

кристаллы: пластинчатые — магнезиокопиапит, игольчатые — цинксодежащий галотрихит; мохоподобный агрегат — минерал из группы роценита (водный сульфат цинка и железа)

4. Химический состав воды в ручье, дренирующем Джидинское хвостохранилище, выше и ниже участка современного минералообразования (в мг/л)

Компоненты, параметры	Места отбора проб воды	
	Из-под дамбы хвостохранилища, выше участка минералообразования	Ниже участка минералообразования
pH	6,6	7,3
Eh	73	236
Электропроводность	1330	680
CO ₂	29	6
HCO ₃	101	104
NO ₃	0,5	3,7
SO ₄	481	178
F	21,7	8,2
Fe ²	0,93	0,21
Fe ³	7,59	0,31
Si	4,5	3,26
Ca	222,99	84,4
Mg	25,91	19,59
K	17,23	3,88
Na	20	22,75
Общая минерализация	900,724	434,56
Катионы	299,224	134,66
Анионы	611,5	299,9

А



100 mm

Б



80 mm

тометрии и ИК-спектрофотометрии в препаратах этого материала диагностированы водные сульфаты цинка с разным количеством кристаллогидратной воды: бойлеит $(\text{Zn, Mg})\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, бианкит $\text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и госларит $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ [11]. Кроме того, на электронном микроскопе с большой долей вероятности установлен купрогосларит — $(\text{ZnCu})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и цинкмелантерит — $\text{ZnMgMnFe}[\text{SO}_4]_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Сульфаты цинка образуются на поверхности практически неокисленного пирита. С сульфатами цинка ассоциирует гипс, кристаллы которого часто имеют палочковидную форму.

В составе корок и натеков белесо-коричневого материала между бревнами эстакады около разрушенной старой обогатительной фабрики диагностированы калиевые квасцы $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ — сростки мелких октаэдрических кристалликов; галотрихит $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ — спутано-волоконистые тонкоигльчатые желтоватые кристаллы; вилкоксит $\text{MgAl}[\text{F}(\text{SO}_4)_2] \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ — табличатые кристаллы (рис. 3, А).

В полотно хвостохранилища лежалых песков около склада сульфидного концентрата в луже, pH воды которой равно 2,7, содержание (в мг/л) сульфат-иона составляет 2214,41 трехвалентного железа — 231, урана — 214, тория — 1452. В чаше отстойника, расположенного в 200 м ниже по долине, куда стекает вода, промывающая сульфидный склад и лежалые пески старого хвостохранилища, содержание сульфата возрастает в два раза и составляет 4865,11 мг/л. Содержание (в мг/л) трехвалентного железа повышается незначительно — до 323, урана — до 535, тория — до 2210. Содержание же цинка увеличивается в отстойнике по сравнению с лужей у сульфидного склада в пять раз — от 108 до 523 мг/л. pH воды в отстойнике практически такая же, как в луже у сульфидного склада — 2,6. В таких условиях пирит ста-

Рис. 3. Морфология кристаллов вилкоксита, месторождение Бом-Горхон (А) и галотрихита, месторождение Озерное (Б). Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ)

новится неустойчивым, железо мигрирует с водными потоками, но, как можно наблюдать визуально, на геохимических барьерах формируются не сульфаты железа, а окисные его формы. Концентрация цинка возрастает, и в ясную погоду на поверхности отстойника появляется белая пленка, вероятно, многоводных сульфатов цинка и других металлов, которая исчезает при повышении влажности атмосферы. Расшифровка дифрактограммы образца донных осадков отстойника, по данным О.В.Карначук, выявила присутствие в нем ряда минералов, образованных элементами, входящими в состав руд в незначительных количествах: торита — ThSiO_4 , тюмунита — $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, умохоита — $\text{UMoO}_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, бернардита — TlAs_5S_8 , лиандраита — UNb_2O_8 и др.

Исходя из модельных расчетов по данным экспериментов по кислотному выщелачиванию руд месторождения [4] установлено, что слабокислыми серными растворами наиболее активно выносятся такие элементы как цинк, медь, магний и кальций, что в природных условиях способствует их миграции из областей хранения продуктов горного производства в окружающие ландшафты.

Холоднинское месторождение колчеданно-полиметаллических руд, расположенное на севере Бурятии, открыто в 1968 г. при проведении геолого-геофизических работ. Изучение его начато в 1969 г., предварительная и детальная разведка велась в 1973—1984 гг. Месторождение приурочено к метаморфизованным углеродисто-терригенным флиш-идным комплексам пород. Выделены 3 стратиформные кулисообразно залегающие рудные зоны, промышленное оруденение в которых прослежено на расстоянии свыше 5 км. В пределах одной из зон выделяют три сближенные залежи пласто- и линзообразной формы, характеризующиеся перемежаемостью слоев колчеданно-полиметаллических, серно-колчеданных руд и слабоминерализованных пород. Главные рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит, второстепенные — арсенопирит, блёклые руды, магнетит, рутил, ильменит. Колчеданно-полиметаллические руды содержат промышленные концентрации свинца, цинка, серы и других ценных компонентов. Pb/Zn составляет 1/7. Проектируется комбинированная система разработки: карьером до глубины 200—300 м с последовательным переходом на подземную добычу. Технологическая схема обогащения предусматривает селективно-коллективную флотацию. Вследствие тонкозернистой структуры рудных минералов, их тесного взаимного срастания как между собой, так и с нерудными минералами, перед флотацией предусматривается весьма тонкое измельчение руды [6].

На месторождении находятся две разведочные штольни, при проходке которых не были отдельно складированы породный и рудный отвалы. Образовавшиеся смешанные отвалы пород и руд, оцененные

как техногенное месторождение, занимают площадь в несколько сотен квадратных метров. Рудничные воды одной из штолен, имеющие ярко-оранжевую окраску, вливаются в р.Холодная.

По всей площади штольневых отвалов наблюдается формирование гипергенных минералов в виде белых, желтых и коричневых образований, локализуемых на обломках полиметаллических руд в виде корочек, пленок, натеков.

Наибольшие по размерам скопления белых минеральных образований зафиксированы в откосе отвалов первой штольни. Они образуют массивные натечные формы и при высыхании осыпаются вниз по откосу. Химический анализ этих образований показал присутствие сульфатов магния, цинка, кобальта. Рентгеноструктурный анализ позволил выявить в этих образцах старкиит $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, госларит $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, эплоуита $\text{CoSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Здесь вероятно присутствие сульфатов цинка и с другим количеством кристаллогидратной воды.

Минеральные новообразования желтого цвета обнаружены на нижней поверхности обломков горных пород во многих местах отвалов. Они образуют пористые натёки толщиной 2—3 мм. Встречаются ажурные кристаллические формы. Место их нахождения свидетельствует о высокой растворимости этих образований. Химический анализ их состава и рентгенография позволили установить в образцах магнийсодержащий копиапит $\text{MgFe}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$, пикерингит $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, галотрихит $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, брандтит $\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Коричневые гипергенные образования найдены на удалении 10 м вниз по склону от отвалов штольни 2. Они образуют пятна размером 20–30 см на поверхности торфяников. Их формирование, вероятно, связано с потоком грунтовых вод, дренирующих отвалы, и происходит на испарительном барьере при сезонных понижениях уровня грунтовых вод и повышении их общей минерализации, концентрации в них химических элементов. В составе этих образований установлено повышенное содержание сульфат-иона, кальция, магния, цинка, кобальта. Расшифровка дифрактограмм выявила присутствие в них гипса, старкиита, госларита, эплоуита, то есть их состав оказался аналогичным составу белых минеральных агрегатов, формирующихся на отвалах штолен. Коричневый цвет может быть обусловлен захватом кристаллизующимся веществом частиц торфа.

Вышесказанное свидетельствует о том, что отвалы горных пород, складированные возле штолен, являются источником загрязнения поверхностных и подземных вод. В миграцию вовлечены такие токсичные элементы как цинк, кобальт, мышьяк, железо.

Месторождение Озерное расположено на Витимском плоскогорье на границе тайги и плоских котловин, занятых Еравнинскими озерами. Это слабобас-

члененная лесистая среднегорная территория с холмистым рельефом и абсолютными отметками — от 1100 до 1335 м. Гидросеть развита слабо. Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение. Месторождение открыто в 1963 г., в 1969 г. завершена его детальная разведка. Главные рудные минералы — пирит и сфалерит, галенит менее распространен. Второстепенные — магнетит, гематит, арсенопирит, халькопирит, блёклые руды, минералы серебра. Основная масса руд тонкозернистая и скрытокристаллическая. Характерно тонкое срастание сульфидов между собой. Мощность зоны окисления от 5 до 50 м. В составе окисленных руд преобладают гидроксиды железа. Свинец и цинк представлены плюмбоборозитом, смитсонитом, церусситом, англезитом и пироморфитом. Разработка месторождения планируется открытым способом [5].

Современное минералообразование на площади, где велись разведочные работы, проявлено широко. Дренаживание таликовыми и поверхностными водами отвалов горных выработок приводит к повышению в этих водах концентрации серы, свинца, цинка и других металлов. При понижении уровня вод на больших территориях происходит кристаллизация гидросульфатов этих элементов. Кристаллы новообразований обрастают траву, старые пни, ветки и растительные остатки, лежащие на земле. При выпадении атмосферных осадков или повышении уровня грунтовых вод по этой или другим причинам, новообразованные минералы растворяются, и миграция потенциально токсичных химических элементов вниз по водотокам продолжается.

При разведке месторождения пройдена штольня, отвалы которой, образованные обломками вмещающих горных пород и руд, расположены на правобережье ручья Левый Сурхебт. Часть отвалов пород вывезена на отсыпку дорог и можно предполагать, что в местах отсыпки также протекают процессы их экзогенного преобразования. Близкое залегание грунтовых вод в районе штольни благоприятствует повышению в них концентрации рудных компонентов в результате частичного выпаривания и формирования на испарительном барьере новообразованных минералов, среди которых рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим анализом диагностирован бойлеит, образующий на мелких обломках горных пород прозрачные бесцветные и желтоватые кристаллы. На остатках древесной растительности обнаружены многочисленные зеленоватые игольчатые новообразования галотрихита (см. рис. 3, В), в котором, по сравнению со справочным составом, повышено содержание цинка до 2,5%. В ассоциации с галотрихитом постоянно присутствует гипс.

Другой тип новообразований связан с инфильтрацией растворов через отвалы штольни. В обнажении штольневых отвалов обнаружены новообразования белого цвета, которые занимают площадь около 3 м².

Новообразования имеют натечную форму, толщина корки 1,5—2,0 см. С поверхности они пористые, на глубине становятся плотными. Дифрактограмма образца показала, что они представлены бойлеитом.

На удалении 70 м от отвалов штольни вниз по правому берегу ручья Левый Сурхебт обнаружено поле выцветов солей площадью в несколько десятков квадратных метров. Они представлены мелкими прозрачными кристаллами, обрастающими мхи, лишайники, мелкие ветки, покрывающими почву. Их образование, вероятно, связано с разгрузкой грунтового потока, расположенного близко к поверхности, вытекающего из-под отвалов штольни и впадающего в ручей. Большинство новообразований представлено гипсом. Химический состав отдельных образцов позволяет диагностировать минералы как кристаллогидраты сульфатов железа и цинка, которые могут легко растворяться и мигрировать в поверхностных и грунтовых водах.

Представленный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. На всех изученных месторождениях современное минералообразование связано с геотехногенезом. Среди диагностированных минералов подавляющее большинство — это водные сульфаты, процессы образования которых обусловлены окислением под воздействием атмосферного кислорода и воды сульфидов руд, вскрышных пород, вынутых на дневную поверхность при разведке месторождений, сульфидов, оставшихся в хвостохранилищах.

2. Среди новообразований преобладают сульфаты с большим количеством кристаллогидратной воды. Как показал В.Н.Авдонин [1], маловодные сульфаты цинка достаточно редки и их образование зависит от температуры и влажности среды — чем выше температура, тем больше возможности для кристаллизации ганнингита, а не бойлеита или госларита. Госларит же, установленный авторами на Холоднинском месторождении (зона многолетнемерзлых пород), образуется не только при обычных температурах, но и в условиях криолитозоны [10].

3. Судя по набору минералов, образующихся в месторождениях, их природно-техногенные системы находятся на кульминационной стадии развития [3], характеризующейся массовым образованием водных сульфатов с максимально возможной в данных условиях растворимостью. Важно, что именно на этой стадии они выступают как концентраторы потенциально токсичных элементов, в том числе находящихся в природных рудах в мизерных количествах.

Таким образом, на примере Бом-Горхонской и Джидинской геотехногенных систем, Холоднинского и Озерного месторождений, подготовленных к эксплуатации, можно наблюдать миграцию потенциально токсичных тяжелых металлов в виде растворимых соединений из хвостохранилищ и отвалов вскрышных пород и других мест складирования от-

ходов горнорудной промышленности, временное концентрирование их в виде сульфатов, алюмофторидов и других неустойчивых минералов на природных геохимических барьерах. Знание механизмов и условий миграции и концентрирования потенциально токсичных элементов в горнорудных районах может быть использовано при разработке программ мероприятий по защите окружающей среды и рекультивации территорий, занятых отходами обогащения сульфидсодержащих руд.

Авторы благодарны С.В.Канакину за помощь в изучении состава и морфологии минералов на сканирующем электронном микроскопе. Исследования поддержаны РФФИ — грант № 13-05-01155.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.Н. Техногенное окисление сульфидов Красногвардейского месторождения на Урале // *Материалы по минералогии месторождений Урала*. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 63—69.
2. Агеев Н.А., Корчагин У.А. Структурные условия локализации вольфрамового оруденения на Бом-Горхонском месторождении (Западное Забайкалье) // *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений* / Тр. III Всесоюзного совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. С. 21—27.
3. Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. Сульфаты Урала: распространенность, кристаллохимия, генезис. — М.: Наука, 2007.
4. Еремин О.В., Эпова Е.С., Смирнова О.К., Юргенсон Г.А. Экспериментальное и теоретическое изучение взаимодействий воды с породами и рудами вольфрамового месторождения Бом-Горхон (Забайкалье) // *Современные проблемы геохимии*. / Мат-лы Всероссийского совещания. Т. 3. — Иркутск, 2012. С. 202—206.
5. Кислов Е.В., Плюснин А.М. Экологические проблемы освоения свинцово-цинкового месторождения Озерное (Западное Забайкалье) // *География и природные ресурсы*. 2009. № 2. С. 37—43.
6. Кислов Е.В., Плюснин А.М. Проблемы освоения Холодинского свинцово-цинкового месторождения (Северное Прибайкалье) // *География и природные ресурсы*. 2009. № 4. С. 33—39.
7. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. — М.: Наука, 1957.
8. Онтюев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. — М.: Наука, 1974.
9. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. — М., 1960.
10. Сергутская О.С., Юргенсон Г.А., Никитин Д.А., Смирнова О.К. Новообразованные сульфаты цинка как критерий состояния геологической среды // *Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии* / Тр. IX междунар. симпозиума. — Чита, 2011. С. 92—98.
11. Смирнова О.К., Саранулова А.Е., Цыренова А.А. Особенности нахождения тяжелых металлов в геотехногенных ландшафтах Джидинского вольфрамо-молибденового комбината // *Геоэкология*. 2010. № 4. С. 319—327.
12. Юргенсон Г.А., Смирнова О.К., Меркулов Е.Б. Современное минералообразование в природно-техногенной системе Барун-Нарынского хранилища отходов обогащения производств Джидинского вольфрамо-молибденового комбината // *Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование* / Тр. II Всероссийского симпозиума с международным участием. — Чита, 2008. С. 138—143.
13. Юргенсон Г.А., Смирнова О.К., Филенко Р.А. Современное минералообразование в геотехногенных ландшафтах как индикатор состояния природной среды // *Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья* / Мат-лы международной конференции, посвященной 50-летию Бурятского геологического управления. — Улан-Удэ: Изд-во: БНЦ СО РАН, 2007. С. 156—158.
14. Яхонтова Л. К., Зверева В. П. Минералы зоны гипергенеза. — Владивосток: Дальнаука, 2007.
15. Gotzinger M.A., Beran A., Libowitzky E. Mineralvorkommen und lagerstätten im östlichen Waldviertel // *Miner. Ges.* 1994. Vol. 139. Pp. 399—405.
16. Jambor J.L., Trail D.I. On rozenite and siderotil // *Canadian Mineralogist*. 1963. Vol. 7. Pp. 751—763.
17. Tessier A., Campbell P. G., Bisson M. // *Anal Chem*. 1979. Vol. 51. № 7.

Оценка фоновое состояние территории молибденового месторождения Жарчиха в связи с его предстоящей отработкой

С.Г.ДОРОШКЕВИЧ, О.К.СМИРНОВА, А.М.ПЛЮСНИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а)

Проведена оценка фоновое состояние территории молибденового месторождения Жарчиха на начальном этапе его освоения. В поверхностных водах отмечается повышенное содержание P, S, Br, Sr, Mo, Cd и U по сравнению с водой р.Селенга; в подземных — Mo, Al и Cd. В почвах содержание химических элементов находится в пределах местных фоновых значений. В повышенных концентрациях относительно местного фона отмечаются ассоциации Zn, Cd, Pb и Mo по аномальным точкам в проектном контуре карьера.

Ключевые слова: молибденовое месторождение, гидрохимическое исследование, эколого-геохимическое опробование, фоновое состояние.

Дорошкевич Светлана Геннадьевна, sv-dorosh@mail.ru

Смирнова Ольга Константиновна, meta@gin.bscnet.ru

Плюснин Алексей Максимович, plusnin@gin.bscnet.ru

Estimation of a background condition of the Zharchikha molybdenum deposit area to a relation with its mine development

S.G.DOROSHKOVICH, O.K.SMIRNOVA, A.M.PLYUSNIN

The estimation of a background condition of the Zharchikha molybdenum deposit area was carried out at the initial stage of its mining. The surface waters contain a higher amount of P, S, Br, Sr, Mo, Cd and U compared to Selenga River water. Underground waters are enriched in Mo, Al and Cd. An amount of chemical elements in the soils is in range of local background values. The anomalous points within contour of an open-cut are characterized by higher Zn, CD, Pb and Mo concentration associations compared to local background.

Key words: molybdenum deposit, hydrochemical research, ecological-geochemical sampling, background condition.

Отработка новых месторождений способствует извлечению химических элементов из природной среды; изменению состава, соотношения, условий миграции химических элементов; созданию новых химических веществ; поступлению продуктов техногенеза в окружающую среду [3]. В связи с этим, оценка фоновое состояние территории месторождений на начальном этапе его освоения необходима для последующего наблюдения за изменением состояния окружающей среды.

Жарчихинское молибденовое месторождение расположено в Тарбагатайском районе Республики Бурятия, в 10 км севернее райцентра села Тарбагатай и в 40 км южнее столицы Бурятии — г.Улан-Удэ. Занимает водораздельную часть и склоны верховья падей Жарчиха и Егорова. Рельеф расчлененный среднегорный с останцовыми скалистыми грядами, частично засыпанными супесчано-эоловыми аллохтонными образованиями, которые фрагментарно отмечаются и на вершинах водоразделов. Крутизна склонов 15—30°; относительное превышение водораздела над тальвегами падей Жарчиха и Егорова 190 м.

Рудное поле месторождения сложено на 90% позднепалеозойскими гранитоидами бичурского (PZ_{3b}) и куналейского (PZ_{3k}) комплексов. Незначи-

тельный объем вмещающих пород (10%) составляют диориты джидинского (PZ_{1d}) комплекса. Бичурский комплекс представлен крупно- и среднезернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами (ранняя фаза) и средне- и мелкозернистыми двуполовошпатовыми гранитами (поздняя фаза). Кварцевые сиениты отмечаются в центральной части рудного поля; граниты — в северной и северо-восточной части. Около 50% объема пород в пределах рудного поля занимают субщелочные сиениты куналейского комплекса, представленные среднезернистыми порфировидными биотит-амфиболовыми разностями. На флангах месторождения в сиенитах и гранитах бичурского и куналейского комплексов в большом количестве встречаются ороговикованные ксенолиты диоритов, микродиоритов, гибридных сиенит-диоритов джидинского комплекса.

По данным разведочных работ месторождение представлено одним рудным телом — крутопадающим столбообразным штокером. Выделяются два основных промышленных типа руд: сульфидные (первичные) и окисленные. К сульфидным отнесены руды с содержанием окисленного молибдена не более 20%, к окисленным — 50%. Сульфидные руды со-

ставляют 83% запасов месторождения в контуре открытой разработки, окисленные руды — 13% и смешанные 4% от общих запасов. Содержание общего молибдена в рудах колеблется от сотых долей до 1%. Основной полезный компонент — молибден, представленный молибденитом в первичных рудах и ферримоллибдитом в окисленных. В качестве попутного компонента возможно извлечение пирита, в перспективе — флюорита. Предполагается разработка месторождения открытым способом.

Территория молибденового месторождения Жарчиха расположена в пределах горно-таежного и горного лесостепного типов ландшафта. Почвообразующие породы — делювиальные четвертичные отложения. В пределах месторождения выделены горные подтаежные щебнистые маломощные глубокопромерзающие почвы и горные дерновые лесные маломощные малогумусовые глубокопромерзающие почвы в соответствии с общепринятой классификацией [5]. Горные подтаежные щебнистые маломощные глубокопромерзающие почвы приурочены к наиболее высоким отметкам исследованной территории (800—940 м). По содержанию органического вещества и количеству химических элементов они относятся к почвам с высоким уровнем естественного плодородия. Неблагоприятные свойства этих почв — укороченность почвенного профиля, его скелетность, легкий гранулометрический состав (супесчаный). Горные дерновые лесные маломощные почвы формируются в условиях жесткого гидротермического режима и обладают неблагоприятными водно-физическими и агрохимическими свойствами: малой мощностью гумусового горизонта (7—20 см), легким гранулометрическим составом (песчаный и супесчаный), средне- и слабокислой реакцией среды, очень низким содержанием органического вещества и нитратного азота, слабой насыщенностью почв основаниями, что определяет их низкое естественное плодородие. В составе растительного покрова в пределах месторождения преобладает лесная растительность и сукцессионные серии. Лесной тип растительности представлен преимущественно светлохвойными лесами (сосновый лес). В границах лицензионного участка молибденового месторождения Жарчиха выделено 5 типов соснового леса: петрофитный остепненно-разнотравный; ксерофитно-низкотравный беспокровный; беспокровный; горелый мертвopoкpoвный; рододендронoвoй разнотравно-брусничнoй. Сукцессионные серии представлены гарями 10—15-летней давности, фитоценоз которых характеризуется остепнением злаково-разнотравной травянистой растительности и на большей территории возобновлением сосны обыкновенной и зарастанием порослевой березой.

Произведено гидрохимическое исследование поверхностных (ручей пади Кучина, р.Куйтунка, р.Селенга) и подземных вод в пределах лицензионного участка и в зоне экологического влияния молибденового месторождения Жарчиха.

Вода р.Селенга пресная, ее минерализация не превышает 0,15 г/дм³. По химическому составу эта вода относится к сульфатно-гидрокарбонатному магниевому-натриево-кальциевому типу. Кислотно-основной показатель среды (pH) равен 7,9—8,1. В р.Куйтунка вода общей минерализации 0,501—0,546 г/дм³, по химическому составу относится к гидрокарбонатному натриево-магниевому-кальциевому типу. Кислотно-основной показатель среды (pH) в реке 8,26. Содержание фтора достигает 4,88—5,61 мг/дм³. В ручье пади Кучина вода имеет общую минерализацию 0,358—0,486 г/дм³, по химическому составу она относится к гидрокарбонатному кальциево-натриево-магниевому типу. Кислотно-основной показатель среды (pH) в ручье 8,17—8,87. Содержание фтора достигает 4,25—4,45 мг/дм³.

Микроэлементный состав поверхностных вод района различный в реках и ручье, что связано в значительной мере с геохимическими особенностями горных пород, в пределах которых происходит формирование их ресурсов и химического состава (табл. 1). Наиболее существенные различия наблюдаются в содержании P, S, Br, Sr, Mo, Cd и U. Эти элементы в более высоких концентрациях обнаружены в воде ручья пади Кучина и р.Куйтунка, чем в воде р.Селенга. В основном относительно высокие содержания микроэлементов, по мнению авторов, связаны с процессами выщелачивания их из песчаных отложений, перекрывающих коренные породы на водосборной площади. Исключение вероятно составляют только Mo, Cd и U, относительно повышенная концентрация которых может быть связана с воздействием геохимического облика коренных пород и заключенной в них сульфидной минерализации.

Подземные воды на обследуемой территории вскрыты несколькими скважинами (в т.ч. самоизливающимися); имеется несколько источников подземных вод. Общая минерализация подземных вод составляет 0,239—0,439 г/дм³, по химическому составу они относятся к гидрокарбонатному натриево-магниевому-кальциевому типу. Водородный показатель (pH) 7,82, содержание фтора достигает 2,68—10,2 мг/дм³. В верховье пади Жарчиха подземные воды содержат значительные количества Mo, Al, Cd (см. табл. 1). Это вероятно связано с окислительным разрушением сульфидной минерализации на месторождении, так как одновременно возрастает и содержание серы в растворе.

Для оценки фонового состояния почв территории молибденового месторождения Жарчиха было проведено эколого-геохимическое обследование с плотностью отбора 15 проб на 1 км²; общее количество проб — 362. Методика отбора проб почв соответствовала публикации [9] с учетом рекомендаций работ [1, 8, 10, 11]. Опробован верхний горизонт почв (горизонт A1, до глубины 10—15 см) на содержание химических элементов класса 1 (As, Hg, Cd, Pb, Zn),

1. Микроэлементный состав поверхностных и подземных вод (в мкг/дм³)

Элемент	Поверхностные воды (n=2)			Подземные воды		
	Ручей пади Кучина	р.Куйтунка	р.Селенга	Скважина в поселке геологов	Скважина в верховье пади Жарчиха	Источник в верховье пади Егорова
Li	12,1—13,6	19	3,40—3,55	12,7	17	7,8
Be	0,008	0,008	0,008	0,022	7,3	0,023
B	30—31	24—27	7,2—8,4	18	14,1	9,6
Al	2,9—9,9	7,4—12,7	21—28	2,9	785	8,2
Si	185—1893	1690—1863	1473—1505	2715	9272	3170
P	21—62	62—65	5,9—11,2	58	18	94
S	7870—8183	13661—21545	2741—2942	12011	36316	4252
Ti	0,08—0,43	0,23—0,55	0,58—0,80	0,08	2,10	0,22
V	1,15—1,27	1,22—1,51	0,53—0,65	0,54	0,11	0,77
Cr	0,41—0,47	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	1,68—2,58	4,96—38	7,1—9,4	6,1	83	3,61
Fe	8—17	15—36	131—143	44	123	13,5
Co	0,052—0,083	0,098—0,099	0,050—0,058	0,074	0,78	0,053
Ni	0,31—0,41	0,48—0,64	0,41—0,45	1,18	1,40	0,45
Cu	1,28—1,52	1,30—1,57	0,93—1,06	1,19	3,26	1,33
Zn	3,41—4,36	3,18—6,1	1,59—2,89	4,81	139	4,46
As	0,58—0,61	0,71—0,82	0,64—0,77	0,48	0,52	0,31
Se	0,45—1,10	0,26—0,35	0,05	0,82	0,05	0,05
Br	91—105	121—192	9,2—14,2	111	29	26
Rb	1,00—1,32	0,32—0,39	0,43—0,45	0,22	51	0,77
Sr	729—970	747—797	131—135	387	181	269
Y	0,093—0,12	0,078—0,085	0,080—0,082	0,012	5,0	0,14
Zr	0,039—0,056	0,049—0,070	0,068—0,086	0,041	0,23	0,025
Mo	10,2—12,6	11,4—18	1,08—1,31	51	1344	16
Ag	0,0088—0,017	0,0049—0,0082	0,0049—0,0092	0,013	0,021	0,0043
Cd	0,18—0,2	0,18—0,33	0,049—0,054	0,49	9,4	0,27
Sn	0,054—0,073	0,036—0,11	0,056—0,072	0,13	0,11	0,081
Sb	0,062	0,042—0,064	0,028—0,055	0,055	0,12	0,049
Cs	0,032—0,062	0,019—0,030	0,010—0,013	0,032	1,32	0,033
Ba	18—23	32—33	11,2—11,6	7,4	11,0	9,2
W	0,068—0,079	0,028—0,049	0,020—0,031	0,042	0,18	0,016
Tl	0,0063—0,0079	0,0025—0,0033	0,0022—0,0027	0,0004	1,56	0,020
Pb	0,06	0,06	0,06—0,29	0,06	0,31	0,06
Th	0,0005	0,0005—0,0081	0,013—0,016	0,0005	0,050	0,0005
U	44—50	40—44	1,28—1,32	30	4,83	2,76

класса 2 (Cr, Cu, Mo, Ni) и класса 3 (Ba, V, Sn) экологической опасности. Статистическая обработка выборок результатов определения элементов в почвенных пробах была проведена средствами ArcGis 9.2 и с помощью программы «СТАТ».

Полученные фоновые значения достаточно хорошо согласуются с оценкой регионального фона для Восточно-Забайкальского полигона [4] и значениями кларков элементов в земной коре (табл. 2). Характер распределения значений содержания элементов в почвенных пробах участка свидетельствует о том, что для подавляющего большинства проб они незначительно отклоняются от рассчитанного среднего (медианы). На фоне низких значений единичные пробы отличаются высокими содержаниями — такое распределение характерно для Cd, Zn, Pb, Mo, Cu (см. табл. 2).

Для всех элементов рассчитаны коэффициенты концентрации (Кк — содержание элемента, деленное на фон). Пробы с Кк элемента 2, сведены в табл. 3 (рис. 1). Большинство аномальных точек расположено в проектном контуре карьера и связано с природной геохимической аномалией месторождения (см. рис. 1). Однако следует обратить внимание на ореолы слабо повышенных содержаний (Кк 2—4) молибдена, выявленные на водоразделах падей Канабол и Жарчиха, урочищ Листвяк и Сарафанникова, в верховьях пади Кучина и на правом пологом борту. В пади Канабол, на левом и правом ее бортах в рыхлых отложениях отмечается также в повышенных концентрациях ассоциация элементов Zn, Cd, Pb.

Содержание мышьяка в почвах участка колеблется от 5 до 8 мг/кг (см. табл. 2), при чувствительности анализа 3 мг/кг. Повышенные содержания этого элемента (8 мг/кг) отмечаются в пади Канабол, верховьях пади Кучина и на водоразделе падей Средняя и Ле-

вая. Предельно допустимая концентрация для валового мышьяка составляет 2 мг/кг, тогда как региональный фон для Восточно-Забайкальского полигона, к которому по особенностям геологического строения и состава пород может быть отнесен Жарчихинский рудный узел, оценен в 10 мг/кг [4].

Местный фон ртути (0,013 мг/кг) ниже регионального (0,021 мг/кг) и кларка ее в земной коре (см. табл. 2). Максимальные содержания ртути в почвах 0,03—0,05 мг/кг (рис. 2), что на два порядка ниже предельно допустимой концентрации.

Основная масса проб содержит от 0,1 до 0,25 мг/кг кадмия (см. табл. 2 и рис. 2). Предел обнаружения его 0,03 мг/кг. Максимальные значения достигают целых весовых процентов в почвенном разрезе, находящемся на территории проектируемого карьера. Скорее всего, аномалия обусловлена, как природным фактором — рассеянием элемента в почвах, перекрывающих рудное тело с высокими первичными концентрациями кадмия, так и техногенным заражением территории при разведке месторождения. Высокие концентрации кадмия сопровождаются высокими значениями содержания в почве цинка. Это позволяет предположить, что они связаны со сфалеритом. Кроме аномалии непосредственно над рудным телом месторождения на участке отмечены комплексные кадмиево-цинковые аномалии в пади Канабол, на водоразделе падей Канабол и Жарчиха и по правому борту пади Кучина. Содержание кадмия здесь превышает фоновое значение в 2—4 раза. Ориентировочно допустимая концентрация кадмия для супесчаных и песчаных почв составляет 0,5 мг/кг, что намного выше наблюдаемых в пределах лицензионного участка.

Цинк с кадмием образует комплексные аномалии, в которых его содержание превышает фон в 2—7 раз.

2. Местный (в пределах лицензионного участка молибденового месторождения Жарчиха) региональный фон, кларки в земной коре, предельно и ориентировочно допустимые концентрации (ПДК и ОДК) химических элементов в почвах (в мг/кг)

Элемент	Хг (фон или местный кларк)	C _{min}	C _{max}	Региональный фон для Восточно-Забайкальского полигона [4]	Кларк по А.П.Виноградову [2]	ПДК для почв [7]	ОДК для песчаных и супесчаных почв [6]
As	6,7	5	8	10	1,7	2	
Hg	0,013	0,002	0,051	0,021	0,08	2,1	
Cd	0,1	0,03	7%			5	0,5
Zn	62	25	485	100	83	100	55
Pb	19	11	165	20	16	32	32
Cr	55	11	92	30	83	90	
Mo	1,9	0,4	100	0,8	1,1	40	
Ni	27	13	41	10	58	85	20
Cu	20	7	93	40	47	55	33
Ba	750	150	1290	700	650	1000	
V	68	12	94		90	150	

3. Точки с аномальным содержанием химических элементов в почвах

Номер точки	Коэффициент концентрации элемента относительно	
	местного фона	предельно допустимой концентрации
1	Zn 3,1; Cd 3	Zn 1,9
2	Cd 3,5; Zn 2,5	Zn 1,5; Pb 1,1
3	Zn 7,8; Cd 4,4; Pb 2,1	Zn 4,8; Pb 1,3; Cd 1,1
4	Cd 2; Mo 2	
5	Pb 4,8; Zn 3,3; Mo 2,2	Pb 3; Zn 2
6	Cd 100; Mo 52,6; Zn 4,5	Cd 100; Mo 2,8; Zn 2,8
7	Mo 11; Cd 5,7; Pb 2,9	Pb 1,8; Cd 1,5
8	Mo 7,9; Pb 8; Cd 3,1	Pb 5
9	Mo 2	
10	Pb 9,5; Cd 2,15	Pb 5,6
11	Cd 2	
12	Mo 2,7	
13	Mo 2,9; Pb 2,7; Zn 2,3	Zn 3,6; Pb 1,6
14	Mo 2,5	
15	Mo 3,1	
16	Zn 2,1	Zn 1,3
17	Zn 2,1	Zn 1,3
18	Zn 2,6; Mo 2,2	Zn 1,6
19	Mo 2,4	
20	Cu 4,6; Zn 2	Cu 1,7
21	Mo 2,2	
22	Mo 3,3	
23	Mo 2,4	
24	Mo 2,2	
25	Mo 2,1	

Самая высокая концентрация цинка 485 мг/кг отмечена по правому борту пади Канабол (Кк 7,8). В контуре карьера также отмечено повышенное его содержание (см. табл. 2 и рисунки 1, 2).

Для свинца так же как и для цинка, характерно равномерное близфоновое распределение концентраций

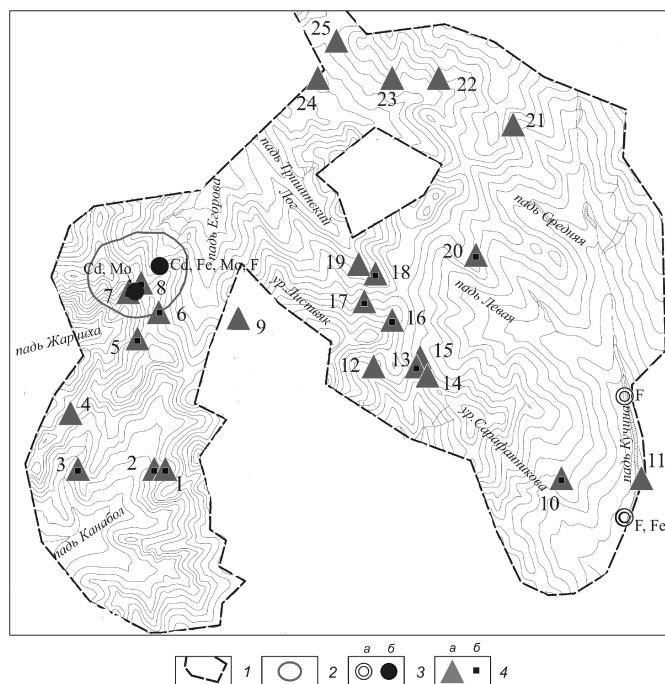


Рис. 1. Карта-схема распределения аномальных точек (Кк 2) в пределах лицензионного участка молибденового месторождения Жарчиха:

контур: 1 — лицензионного участка, 2 — месторождения; точки с аномальным содержанием химических элементов в компонентах ландшафта: 3 — воды: а — поверхностные, элементы с содержанием предельно допустимой концентрации, б — подземные, элементы с содержанием выше предельно допустимой концентрации, 4 — почвы: а — номер точки с содержанием выше местного фона, б — номер точки с содержанием выше предельно допустимой концентрации

в почвах участка (см. табл. 2). В пределах рудного тела месторождения содержания свинца превышают предельно допустимую концентрацию. Лишь одна проба, характеризующая пирогенные почвы территорий, поврежденных лесными пожарами, взятая по правому борту пади Кучина, отличается коэффициентом концентрации 9,5 (см. рис. 1).

Молибден — основной полезный компонент руд месторождения. Проведенный анализ распределения молибдена в почвах территории показал, что в настоящее время после разведочных работ на площади выхода на поверхность рудного тела месторождения сформировалась комплексная аномалия, представленная, помимо молибдена (Кк от 2 до 132) кадмием (Кк от 3,08 до 5,7), цинком и свинцом (см. рисунки 1, 2). Слабые аномалии молибдена в почвах (в 2—3 раза превышающие фон) выявлены на водоразделах падей Канабол и Жарчиха, урочищ Листвяк и Сарафанникова, в верховьях и на правом пологом борту пади Кучина (см. рис. 1). Природа этих аномалий не ясна. Возможно они связаны с воздушным или водным загрязнением терри-

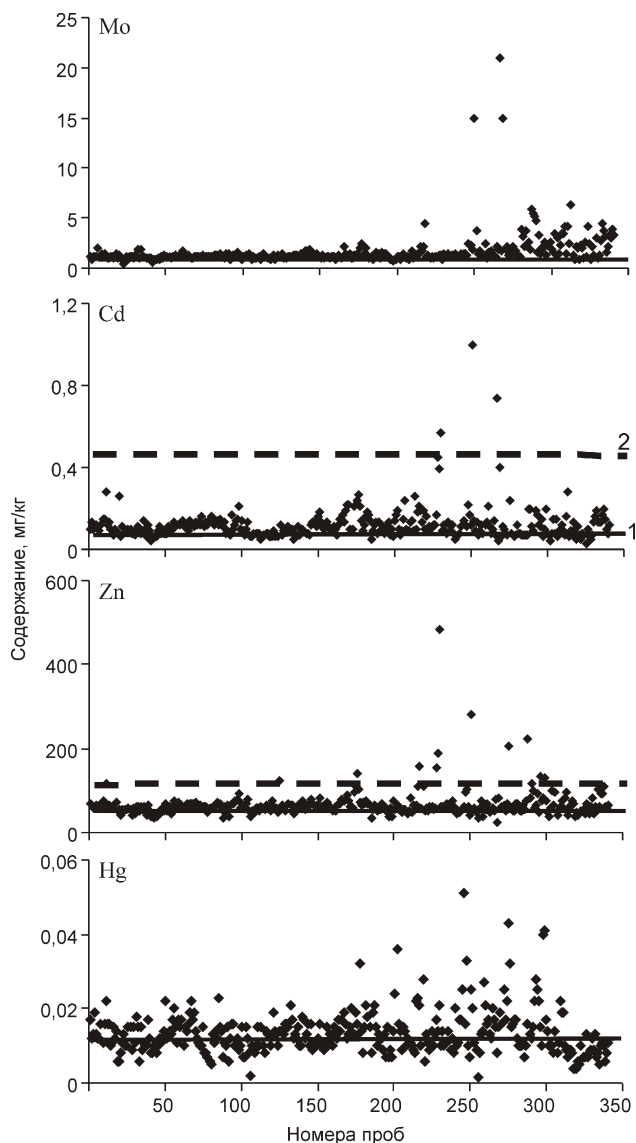


Рис. 2. Диаграммы распределения содержания Mo, Cd, Zn и Hg в почвах в пределах лицензионного участка молибденового месторождения Жарчиха:

линия проведена по содержанию элемента на уровне: 1 — фона, 2 — предельно допустимой концентрации

тории молибденом. Но не исключено, что эти слабые аномалии отражают скрытое оруденение.

Распределение в почвах хрома, никеля и меди сходно. Содержания этих элементов незначительно изменяются вблизи фоновых значений (см. табл. 2). Несколько повышенные содержания этих элементов в почвах (70—92, 36—41,4 и 34,3—92,9, соответственно), по мнению авторов, обусловлены составом почвообразующих пород, то есть связаны напрямую с вещественным составом литогенной основы ландшафта. Повышенное в 4,6 раза относительно фона содержание меди выявлено в верховьях пади Левая (см. рис. 1).

Распределение ванадия, бария и олова в рыхлых образованиях участка коррелирует с распределением

элементов класса 2 опасности. Значения содержаний ванадия околофоновые (68 мг/кг), не превышают предельно допустимой концентрации для почв (см. табл. 2); относительно повышенные содержания элемента (90—94 мг/кг) занимают площади по пади Кучина и Канабол. Содержания бария и олова обусловлены природными факторами и близки фоновым значениям (см. табл. 2).

Таким образом, к особенностям фоновое состояние территории молибденового месторождения Жарчиха можно отнести следующее:

1. В поверхностных водах отмечается повышенное содержание P, S, Br, Sr, Mo, Cd и U по сравнению с водой р.Селенга, что связано с процессами выщелачивания их из песчаных отложений, перекрывающих коренные породы на водосборной площади.

2. Подземные воды содержат значительные количества молибдена, алюминия, кадмия, что вероятно, связано с окислительным разрушением сульфидной минерализации на месторождении.

3. В почвах содержание химических элементов находится в пределах местных фоновых значений. В повышенных концентрациях относительно местного фона отмечаются ассоциации цинка, кадмия, свинца и молибдена по аномальным точкам, расположенным в проектом контуре карьера, что имеет отношение к природной геохимической аномалии месторождения.

4. Фоновые значения содержаний химических элементов в почвах согласуются с оценкой регионального фона для Восточно-Забайкальского полигона и значениями кларков элементов в земной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.А. Геохимия ландшафта и окружающая среда. —Краснодар, 1997.
2. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. —М.: Изд-во АН СССР, 1957.
3. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. —М.: МГУ им.М.В.Ломоносова, 2007.
4. Гуляева Н.Н. Методические рекомендации по эколого-геохимической оценке территорий при проведении многоцелевого геохимического картирования масштабов 1: 1 000 000 и 1: 200 000. —М., 2002.
5. Классификация и диагностика почв СССР. —М.: Колос, 1977.
6. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) тяжелых металлов и мышьяка в почвах. Гигиенические нормативы 2.1.7.020-94. —М.: Госкомсанэпиднадзор России, 1995.
7. ПДК химических элементов в почвах и допустимые уровни их содержания по показателям вредности на 01.01.1991 г. // Госкомприрода СССР. № 02-2333 от 10.12.90.
8. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. —М.: Астрель-2000, 1999.
9. Требования к геохимическому обеспечению геологосъемочных работ. —М., 1999.
10. Экогеология России. —М.: Геоинформмарк, 2000.
11. FOREGS geochemical mapping. Field manual / R.Salminen, T.Tarvainen, A.Demetriades et al. Espoo: Geological Survey of Finland, 1998.

Методика поиска радоновых вод (на примере участка Котокель)

Н.Е.АСТАХОВ, А.М.ПЛЮСНИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН); 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, д.6а), В.И.ГУНИН (Независимый коммерческий центр моделирования геосистем («МоГеос»); 670034, г.Улан-Удэ, проспект 50 лет Октября, 38,19)

Обследована территория, прилегающая к курортной зоне, на основе высокочувствительной эксхалационной съемки, разработанной в институте. С помощью самонастраивающейся фильтрации, одного из способов статистической обработки информации, оконтурена площадная контрастная аномалия. Гидрохимическими исследованиями установлено, что в этом районе поверхностные воды обогащены относительно фона радона. В ручье с наиболее высокой концентрацией радона обнаружена разгрузка подземных вод. Пробуренная в этом месте скважина вскрыла трещинно-жильные радоновые воды с содержанием 370 Бк/л.

Ключевые слова: радон, эксхалационная съемка, гидрогеохимия, активированный уголь, гамма-спектрометрия, самонастраивающийся фильтр.

Астахов Николай Егорович

Плюснин Алексей Максимович, plusnin@gin.bscnet.ru

Гунин Владимир Иванович

Methods of searching the radon water (on example of the Kotokel' site)

N.E.ASTANOV, A.M.PLYUSNIN, V.I.GUNIN

The area that is adjacent to the resort zone has been examined on the basis developed at the Institute of high-sensitivity exhalation surveys. The areal contrast anomaly has been contoured by adaptive filtration, one of the ways of statistic data processing. The hydrochemical studies have shown that the surface water is enriched with radon in this place. Groundwater discharge has been found in the creek with the highest content of radon. The well drilled on that site has revealed fracture-vein water with the content of radon 370 Bq/l.

Key words: Radon ekskhalyatsionnaya shooting, hydrogeochemistry, activated carbon, gamma spectrometry, self-tuning filter.

Проблема поисков радоновых вод до сих пор остается актуальной. В связи с изменившимися экономическими условиями возникла необходимость обнаружения их вблизи имеющейся инфраструктуры лечебных учреждений. Авторы данной публикации предприняли попытку поиска радоновых вод в районе оз.Котокель для нужд курорта «Сосновый бор». Для решения этой задачи были применены разработанные в Геологическом институте СО РАН эксхалационная и гидрохимическая съемки территории, которые основаны на высокочувствительных методах определения радона в почвенном воздухе, поверхностных и подземных водах.

Эксхалационный метод. Методика проведения эксхалационной съемки заключается в установлении на точке наблюдений приемной кассеты с сорбирующим модулем, представляющим собой металлический сетчатый цилиндр, заполненный активированным углем. Кассета выдерживается на точке в течение 12—14 часов, после чего модуль извлекается из кассеты и помещается в полиэтиленовый футляр. Не менее чем через 3 часа после извлечения модуля из кассеты (время, необходимое для достижения практически полного равновесия между радоном и продуктом его распада — висмутом-214) измеряют его

активность на передвижной гамма-спектрометрической установке.

Расчет потока радона на точке наблюдений производится по формуле:

$$P(\text{мБк м}^{-2}\text{с}^{-1}) = \frac{J}{EA(e^{-t_2})(1 - e^{-t_1})},$$

где J — измеренная скорость счета (имп/мин) в аналитической области гамма спектра, характеризующаяся гамма-линией висмута-214 — 1,76 Мэв; λ — константа распада радона ($2,1 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$); t_1 — время накопления радона на точке наблюдений; t_2 — отрезок времени между снятием модуля из кассеты и измерением; E — калибровочный коэффициент для перевода измеренной скорости счета импульсов в активность радона; A — площадь приемной кассеты ($0,08 \text{ м}^2$).

Для получения калибровочного коэффициента был приготовлен эталонный модуль. Для этого в активированный уголь добавляли aliquоту образцового раствора радия, последующего высушивания и герметизации объема. Эталонный модуль выдерживался в течение 1 месяца, для накопления равновесного с радием количества радона.

Предел обнаружения радона на гамма-спектрометрической установке составляет 1 Бк, что при пересчете по указанной формуле позволяет оценить поток радона на уровне примерно $0,37 \text{ мБк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ [2].

Определение радона в природных водах. Эманиационный гидрохимический метод поисков урановой минерализации ориентирован в основном на изучение подземных вод. Методика измерения радона основана на переводе радона из пробы воды в эманиационную камеру и последующем измерении альфа-активности на приборах типа «Радон» или РГА-01 [3].

Определение радона в поверхностных водах, где его концентрация 1 Бк/л и ниже, возникает необходимость отбора большеобъемных проб (1 л). Это делает прямой эманиационный метод малопроизводительным, а при концентрациях (0,2 Бк/л) практически неприменимым. Для измерения таких низких содержаний необходимо использовать методы концентрирования. Ранее был предложен метод, использующий сорбцию радона на активированный уголь, охлаждаемый до $-60 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [6]. Но этот метод оказался мало пригодным для концентрирования радона в полевых условиях.

Авторами был использован способ концентрирования радона на большой объем активированного угля без охлаждения и последующее измерение его количества на гамма-спектрометрической установке. Установка для концентрирования радона состояла из барботера, осушителя, сорбирующего модуля, мембранного насоса и источника питания (аккумуляторная батарея). С помощью мембранного насоса через барботер, заполненный пробой воды, прокачивался воздух, который затем проходил по замкнутой цепи через осушитель и сорбирующий модуль. Эта процедура осуществлялась в течение 30 мин. Опытными работами установлено, что этого времени достаточно для практически полного выделения радона из пробы воды.

Определение содержания радона в отобранных пробах воды и сорбирующих модулях проводили на передвижной гамма-спектрометрической установке. При этом соблюдалось условие выдержки модулей для установления равновесия в ряду $\text{Rn}^{226}\text{-Pb}^{214}\text{-Bi}^{214}$.

Концентрация радона в пробе рассчитывалась по формуле:

$$C_{\text{Rn}} = \frac{J_{\text{пр}} Q_{\text{эт}}}{J_{\text{эт}} V e^{-\lambda t}},$$

где $J_{\text{пр}}$ и $J_{\text{эт}}$ — зарегистрированное количество имп/мин от пробы и эталона в аналитической области спектра; $Q_{\text{эт}}$ — активность радона в эталоне (Бк); V — объем пробы воды; λ — постоянная распада радона; t — время между окончанием пробоотбора или концентрирования радона и измерением.

Для калибровки использовались два эталона: жидкий эталон радия, изготовленный из аликвоты образцового раствора радия, и эталонный угольный мо-

дуль. Объем и геометрия эталонов полностью соответствовали аналогичным параметрам анализируемых проб и сорбирующих модулей.

Разработанная методика концентрирования позволяет измерять концентрацию радона в любых водных объектах (скважины, родники, мочажины, поверхностные водотоки). При опробовании вод из скважин и родников отбор производился в полиэтиленовые герметичные емкости объемом 250 см^3 . Мочажины и поверхностные водотоки опробовались путем концентрирования радона из проб воды объемом 10 л. Этого объема воды достаточно для достижения необходимого предела обнаружения.

Проведенные на ряде рудных объектов испытания показали хорошую эффективность метода в обнаружении скрытого оруденения. Выявленные аномалии радона в поверхностных водах ($10\text{—}20 \text{ Бк/л}$ на фоне $0,1\text{—}2,0 \text{ Бк/л}$), как правило, оказались обусловлены разгрузкой в ручьи подземных вод, связанных с разрывными нарушениями [5].

Полученные результаты. На перспективном для обнаружения радоновых вод участке, сложенном гранитами баргузинского комплекса палеозоя и гнейсами, сланцами, амфиболитами протерозоя по сети $100 \times 20 \text{ м}$ проведено около 1700 измерений эксхалаций радона и опробовано 46 водопунктов, представленных скважинами, родниками, мочажинами и поверхностными водотоками.

На основании распределения частот встречаемости в разряд фоновых отнесены значения эксхалации радона более чем 85% всех наблюдений потока эманиции (табл. 1). Фоновые значения разделяются на две составляющие: низкофоновые, приуроченные преимущественно к площади развития пород протерозоя, и повышенного фона, встречающиеся в основном на площади распространения гранитоидов баргузинского комплекса.

В отличие от фоновых значений, распределение которых на исследуемой площади носит площадной характер, слабоконтрастные эксхалационные аномалии интенсивностью $7,4\text{—}18,5 \text{ мБк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ имеют в основном вид линейно вытянутых в субширотном направлении узких зон шириной $20\text{—}60 \text{ м}$. В пределах этих зон

1. Распределение значений эксхалации радона на исследуемом участке

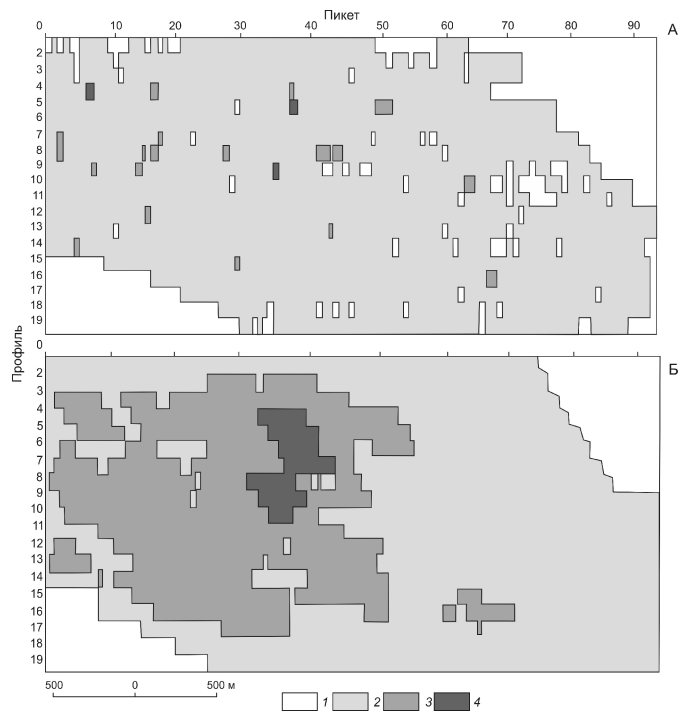
Характер распределения	Поток радона, $\text{мБк м}^{-2} \text{ с}^{-1}$	Количество точек наблюдения, %
Низкий эксхалационный фон	$1,7 \pm 1,4$	36,3
Повышенный эксхалационный фон	$3,6 \pm 1,7$	49,1
Слабоконтрастные аномалии	$7,4\text{—}18,5$	12,6
Контрастные аномалии	$>18,5$	2,0

выявлено 23 контрастные аномалии интенсивностью от 18,5 до 96,2 мБк м²с⁻¹. Шестнадцать из них точечные, шесть — линейные, зарегистрированные на профилях одноточечными наблюдениями и коррелируемые между двумя профилями, и лишь одна — площадная, коррелируемая между тремя профилями. Ширина ее в центральной части ~50 м.

По результатам эксхалиционной съемки построена карта распределения радона на исследованной площади (рисунок, А). Видно, что какой-либо четкой картины распределения аномальных эмонаций по площади не наблюдается. Для усиления роли слабых аномалий проведена обработка данных способом самонастраивающейся фильтрации. Как показывает опыт этот способ очень эффективен для выделения слабых аномалий на фоне интенсивных помех. Подробное описание этого метода дано в работах [1, 4]. Авторами использована программа самонастраивающейся фильтрации, написанная на языке программирования Fortran, которая была дополнена подпрограммами ввода-вывода и графическим представлением результатов. Полученный пакет программ был настроен и отлажен с помощью 32-х битового транслятора F32, имеющего высокий уровень оптимизации, и, позволяющего получать модуль, работающий на любых персональных компьютерах. Адаптация пакета к конкретным условиям проведена на имеющихся фактических и литературных материалах. Для рассматриваемых результатов были подобраны условия для способа самонастраивающейся фильтрации, которые удовлетворяют требованиям для проведения статистической обработки. Результаты обработки полученных значений потоков радона представлены на рисунке, Б. После статистической обработки отчетливо проявилось аномальное поле в районе профилей (пр.) 5—11 и пикетов (пк.) 39—50.

В результате проведения геологических маршрутов в пределах выявленного аномального поля, сопровождаемых поверхностными и шпуровыми измерениями гамма-фона, а также изучения разрезов в канавах установлено, что повышение гамма-активности рыхлых образований обусловлено механическими ореолами рассеяния, представленными дезинтегрированными продуктами выветривания даек и небольших по мощности тел пегматитов, содержащих уран до 100 г/т. По данным минералогических исследований урановая минерализация оказалась сосредоточена в цирконах, а также в уран-ториевых танталониобатах — минералах группы фергусонита, достаточно устойчивых в зоне гипергенеза, о чем свидетельствует отсутствие аномальных концентраций урана в подземных водах.

Одна из точечных контрастных (96,2 мБк м²с⁻¹) аномалий на пр. 10, пк. 84 была продетализирована традиционным шпуровым эманационным методом с прибором РГА-01. В результате детализации удалось оконтурить аномалию, протяженностью около 50 м и



Распределение измеренной эксхалиции (А) и поле эксхалиции радона после статистической отработки методом самонастраивающейся фильтрации (Б) на участке Котокель:

относительные значения поля, приведенные к единице:
1 — 0,001; 2 — 0,1—0,4; 3 — 0,5—0,8; 4 — 0,9—1,0

шириной 3—5 м. Аномалия была приурочена к слабопроявленной в рельефе складке, расположенной у подножья склона южного борта Березовой пади. Для выяснения природы этой аномалии на пр. 10 пк. 84 произведено послойное обследование с отбором проб (через 5 см) рыхлых образований на глубину 0,7 м. Гамма-спектрометрический анализ отобранных проб показал, что до глубины 0,55 м содержания урана не превышают фоновых значений (3,2—4,2 г/т) и лишь на глубине 0,55—0,70 м отмечается небольшое повышение до 5,0—6,2 г/т. Повышенные концентрации радона в почвенном воздухе обязаны своим происхождением подвижной форме нахождения урана, равномерно сорбированного рыхлыми образованиями.

Результаты исследования концентрации радона в водах территории приведены в табл. 2.

В районе расположения аномальной площади был опробован ручей Березовый (пр.10, пк.56), где содержание радона 1,6 Бк/л, что для поверхностных водотоков является повышенным. В результате детального обследования в долине этого ручья был обнаружен родник 2 (пр.14, пк.50), содержание радона в котором по результатам режимных наблюдений, колеблется в пределах 111—259 Бк/л. В районе этого родника про-

2. Содержание радона в поверхностных и подземных водах

Водопункт	Число точек наблюдения	Содержание радона,
		$\frac{\text{Минимум}}{\text{Максимум, Бк/л}}$
Источники подземных вод	8	$\frac{6,2—259}{56,1}$
Мочажина	13	$\frac{0,3—4,0}{0,45}$
Поверхностный водоток	25	$\frac{0,04—2,48}{0,17}$

бурена скважина, которая вскрыла трещинно-жильные воды с содержанием радона в воде 370 Бк/л.

В этом месте эксхалация радона связана с трещинной обводненной зоной. В трещинах обнаружены примазки урансодержащих гидроксидов железа, представленные мелкими скоплениями. В коренных породах (граниты) выделяется зона, интенсивно пропитанная отложениями гидроксидов железа. По всей вероятности железо поступило из магнетита, широко распространенного во вмещающих породах, где наблюдаются его зерна размером до 1—2 мм и видны каверны выщелачивания. Локальный по ширине характер эксхалационных аномалий радона, вытянутость их вдоль направлений, хорошо согласующихся с основными направлениями тектонических структур, отсутствие пространственной корреляции с аномальными концентрациями урана в поверхностных рыхлых образованиях, позволяет говорить о природе аномалий в подземных водах, которая обусловлена, вероятно, миграцией радона к поверхности по зонам эндогенной трещиноватости.

В представленном исследовании ставилась задача обоснования комплекса методов поисков, достаточных для выявления источников эманации радона. Как показали проведенные работы скрытые источники эманации на участке «Котокель» проявляются на поверхности преимущественно аномалиями эксхалации радона, обусловленными конвективным переносом его по зонам экзогенной трещиноватости. Использование методов статистической обработки полученных данных позволяет вычленировать слабоконтрастные аномалии и обосновать участки для проведения детальных работ. На участках с аномальным потоком радона поверхностные воды содержат его повышенные концентрации, которые могут быть зафиксированы современными методами анализа. Детальное обследование поверхностных водотоков с проведением мониторинга содержания радона позволяет выявлять участки, на которых происходит разгрузка трещинно-жильных вод и обосновывать участки для проведения буровых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. — М.: Недра, 1987.
2. Гофман А.М. Метрологические параметры лабораторного гамма-спектрометрического метода анализа // Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1979. С. 7—21.
3. Гудзенко В.В., Дубинчук В.Т. Изотопы радия и радон в природных водах. — М.: Наука, 1987.
4. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. — М.: Недра, 1979.
5. Плюснин А.М., Астахов Н.Е., Перевалов А.В., Тайсаев Т.Т. Потоки рассеяния урана и сопутствующих элементов над гидрогенными U-рудными телами, перекрытыми покровом базальтов (на примере Хиагдинского месторождения) // Геохимия. 2005. № 7. С. 763—771.
6. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. Изд. 2-е. — М.: Атомиздат, 1975.

75-летие Игоря Федоровича Мигачёва

13 мая 2013 г. исполнилось 75 лет Игорю Федоровичу Мигачёву — видному организатору отраслевой геологической науки, одному из лидеров в области металлогении, прогноза, поисков и геолого-экономической оценки месторождений цветных и благородных металлов, доктору геолого-минералогических наук, академику Российской академии естественных наук, академику Международной академии минеральных ресурсов, заслуженному деятелю науки и техники Российской Федерации

И.Ф.Мигачёв, окончив в 1961 г. Московский институт цветных металлов и золота им.М.И.Калинина, работал в Краснохолмской экспедиции Первого главного геологоразведочного управления, в Лаборатории осадочных полезных ископаемых Мингео СССР, в Научно-исследовательском институте инструмента и процессов алмазной обработки (НИИалмаз) Комитета по автоматизации и машиностроению. В 1964—1978 гг. Игорь Федорович сотрудник Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья (ВИМС), где он занимался изучением геологического строения медномolibденовых месторождений и закономерностей их размещения в вулканоплутонических формациях Южного Казахстана, Приморья, Кузнецкого Алатау, оценкой перспектив и определением направлений геологоразведочных работ. В 1973 г. И.Ф.Мигачёв защитил кандидатскую диссертацию.

Свою работу в ЦНИГРИ И.Ф.Мигачёв начал с 1978 г. Сначала в должностях старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией, заведующего отделом, затем заместителя директора по научной работе, с 1989 по 2012 гг. директора института, главного научного сотрудника.

В 1980-е годы Игорь Федорович с коллективом сотрудников проводил комплексные исследования, связанные с оценкой перспектив и обоснованием направлений геологоразведочных работ на цветные металлы России. Полученные данные легли в основу текущих оценок прогнозных ресурсов страны. Разработанные им эффективные технологии прогноза, поисков и оценки месторождений внедрены в практику геологоразведочных работ и использованы при обосновании увеличения запасов месторождений Михеевское (Урал), Соболиное (Приморье), Песчанка (Чукотка). Выделены новые провинции и зоны, перспективные на выявление месторождений цветных металлов на Урале, в Притрассовой зоне БАМ, Хабаровском крае, Приморье, Магаданской области и на Чукотке.

Разработанные под руководством и при участии И.Ф.Мигачёва прогрессивные технологии прогноза, поисков и оценки месторождений цветных металлов обеспечили повышение эффективности геологоразведочных работ на территории России, Казахстана и



Средней Азии, способствовали развитию минерально-сырьевой базы регионов. Коллектив авторов этих работ в 1978 г. отмечен премией Министерства геологии СССР.

В последующие годы И.Ф.Мигачёв выполнил серию исследований по морфологической типизации и условиям локализации медно-порфировых месторождений. При этом вулканоплутонические пояса ранжированы с учетом режимов геотектонического и металлогенического развития, установлены основные эпохи образования медно-порфировых месторождений, созданы их модели, изучена золотоносность. Данные материалы легли в основу докторской диссертации И.Ф.Мигачёва, которую он защитил в 1991 г.

Особое внимание И.Ф.Мигачёв обращал на проблемы геолого-экономической оценки минерально-сырьевых баз рудных районов и состояние минерально-сырьевого потенциала России в целом. Под его руководством разработана методика оценки комплексных рудных районов при одновременном освоении месторождений различных видов полезных ископаемых с использованием единой инфраструктуры, что обеспечивает существенное повышение экономической эффективности недропользования.

И.Ф.Мигачёвым в составе авторского коллектива были разработаны «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», являющиеся научно-методической основой прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на алмазы, благородные

и цветные металлы и выполняемые производственными организациями Федерального агентства по недропользованию (Роснедра).

При активном участии И.Ф.Мигачёва ЦНИГРИ выполнил серию работ, посвященных оценке тенденций развития и перспективам сбалансированного использования и воспроизводства минерально-сырьевых баз благородных и цветных металлов, обеспеченности минерально-сырьевыми ресурсами России с учетом проблем глобализации и минерально-сырьевой безопасности страны.

При личном участии И.Ф.Мигачёва разработано «Научное обоснование, создание и реализация системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации», которое активно внедряется в процессе реализации «Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья». За эту работу И.Ф.Мигачёву вместе с авторским коллективом в 2007 г. была присуждена премия Правительства Российской Федерации в области науки и техники за научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации.

Результаты практической, научной и научно-организационной деятельности И.Ф.Мигачёва широко известны в России, СНГ и ряде зарубежных стран. Игорь Федорович — организатор сотрудничества в области геологии рудных месторождений со странами СЭВ. Он участвовал в экспедициях различных регионов мира, выполнял научно-исследовательские, геологоразведочные, экспертные и консультационные работы по геологии, поискам и оценке рудных месторождений Вьетнама, Алжира, Монголии, Югославии, Венгрии, Чехословакии, Румынии, Германии, Испании, Чили, Венесуэлы, США, и др.

И.Ф.Мигачёв, возглавив в 1989 г. ЦНИГРИ, в разгар реорганизации геологической службы страны,

сумел сохранить кадровый состав, обеспечить стабильную деятельность института, высокую эффективность научно-исследовательских и научно-методических работ.

И.Ф.Мигачёв ведет большую научно-образовательную и научно-организационную работу, являясь председателем специализированного диссертационного совета ЦНИГРИ по защите докторских и кандидатских диссертаций, членом редколлегий журналов «Отечественная геология», «Минеральные ресурсы России» и «Руды и металлы», действительным членом Международной ассоциации по генезису рудных месторождений, членом общества Society of Economic Geologists.

И.Ф.Мигачёв — автор более 200 научных работ, в том числе 16 монографий, которые отражают широкий спектр его научно-производственных интересов.

Деятельность Игоря Федоровича отмечена правительственными наградами — орденом Почета Российской Федерации и медалями. Он — лауреат премии Министерства геологии СССР, лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники. И.Ф.Мигачёв награжден медалью «Дружбы» Демократической Республики Вьетнам, знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», «За заслуги в развитии науки и экономики России» Российской академии естественных наук, почетными грамотами Мингео СССР и МПР России.

Сердечно поздравляем Игоря Федоровича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, неистощимой энергии и вдохновения в исполнении всех творческих планов, удачи в реализации всех замыслов.

*Президиумы РАЕН и МАМР
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги, товарищи и друзья*

Памяти Геннадия Ивановича Татькова

6 апреля 2013 г. в расцвете творческих лет ушел из жизни Геннадий Иванович Татьков — организатор науки, талантливый ученый, специалист в области математической обработки и интерпретации геофизических данных, добрый и справедливый человек. Вся трудовая жизнь Геннадия Ивановича была связана с Геологическим институтом СО РАН в г. Улан-Удэ.

Г.И.Татьков родился 13 января 1958 г. в селе Кочки Новосибирской области. После окончания Новосибирского государственного университета с 1980 г. работал в Геологическом институте старшим инженером, младшим научным сотрудником, научным сотрудником. С 1987 г. Г.И.Татьков — ученый секретарь института, 1991 г. — заведующий лабораторией методов сейсмопрогноза, 1996 г. — заместитель директора по научной работе, 2007 г. — исполняющий обязанности директора. С 2009 г. Геннадий Иванович Татьков был директором Геологического института СО РАН, а в 2012 г. также избран заместителем председателя президиума Бурятского научного центра СО РАН.

Основные научные интересы Г.И.Татькова были связаны с проблемами оценки текущего уровня сейсмической опасности методами активного и пассивного геофизического мониторинга, развития неразрушающих технологий оценки состояния природно-техногенных систем, снижения риска и уменьшения последствий природных и техногенных катастроф. Под руководством Геннадия Ивановича создана Селенгинская локальная сеть активного (вибросейсмического) и пассивного (сейсмологического, геомагнитного и атмогеохимического) мониторинга, проводились длительные эксперименты по вибросейсмическому просвечиванию и геофизическому мониторингу очаговых зон землетрясений, постоянно развивалась материальная и аппаратная база исследований. Г.И.Татьков внес существенный вклад в понимание геологического строения земной коры Байкальского региона.

При участии Г.И.Татькова активно внедрялись современные технологии поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, выполнялся значительный объем хозяйственных работ. Проводимые под его руководством научные исследования и инновационные разработки, как правило, носили мультидисциплинарный характер и выполнялись в тесном взаимодействии с институтами Бурятского, Новосибирского, Иркутского и Томского научных центров.

Г.И.Татьков участвовал в работе многих всероссийских и международных конференций, а также выполнении совместных программ и грантов: INTAS, РФФИ, РФФИ-Монголия, проектов Президиума и ОИЗ РАН, международных, интеграционных и меж-



дисциплинарных проектов СО РАН, ФЦП СЭР. ФЦП «Сейсмобезопасность России» и др.

Г.И.Татьков — доктор геолого-минералогических наук, автор 130 научных работ.

Он уделял большое внимание подготовке молодых научных кадров, работал в должности профессора на кафедре «Промышленное и гражданское строительство» Восточно-Сибирского государственного университета технологий и управления, возглавлял Государственную экзаменационную комиссию в Бурятском госуниверситете, руководил производственными и дипломными практиками студентов Иркутского государственного технологического университета.

Г.И.Татькова уважали за творческий подход к решению всех задач, равнодушное отношение к людям. В те несколько лет, когда Геннадий Иванович возглавлял ГИН СО РАН, институт получил новый импульс в своем развитии. Бесконечно жаль, что эта работа была прервана так преждевременно.

Глубоко скорбим об этой большой потере и для семьи, и для науки, и для всех нас. Все знавшие Геннадия Ивановича воспринимают случившееся как невосполнимую личную утрату. Добрая память о Геннадии Ивановиче навсегда сохранится в наших сердцах.

*Коллектив
Геологического института СО РАН*