

1 (1) 2021



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и
окружающая
среда

Том 1
№ 1
2021

Geology and
Environment

Преемник Вестника кафедры географии Восточно-Сибирской государственной академии образования
Год основания 2010 г.

Научный электронный журнал

Выходит четыре раза в год

Главный редактор: Примина С.П., канд. геол.-минерал. наук, профессор,
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Заместители главного редактора: Рассказов С.В., доктор геол.-минерал. наук, профессор
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сасим С.А., канд. геол.-минерал.
наук, Иркутский государственный университет, доцент, Иркутск, Россия

Ответственный секретарь: Коваленко С.Н., канд. геол.-минерал. наук, Иркутский
государственный университет, Иркутск, Россия

Редакционная коллегия: Акулова В.В., – кандидат геол.-минерал. наук, Иркутский
государственный университет, Иркутск, Россия; Баженова О.И. – доктор геогр. наук, профессор,
Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия; Бат Б. – доктор философии, профессор,
Национальный университет Монголии, Улан-Батор, Монголия; Борняков С.А. – канд. геол.-минерал.
наук, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; Бычинский В.А. – кандидат геол.-минерал.
наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Горячев Н.А. – член-корр.
РАН, доктор геол.-минерал. наук, профессор, Северо-Восточный комплексный научно-
исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия; Давыденко А.Ю. – доктор физ.-мат. наук,
профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Дэмбэрэл С. – кандидат физ.-
мат. наук, Институт астрономии и геофизики, Улан-Батор, Монголия; Исаев В.П. – доктор геол.-
минерал. наук, профессор, Иркутский государственный университет, Иркутск; Кононов Е.Е. –
кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский национальный исследовательский технический
университет, Иркутск, Россия; Корольков А.Т. – доктор геол.-минерал. наук, профессор, Иркутский
государственный университет, Иркутск, Россия; Левицкий В.И. – доктор геол.-минерал. наук,
профессор, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия; Никишин А.М. – доктор геол.-минерал.
наук, профессор, геологический факультет МГУ, Москва, Россия; Роговская Н.В. – кандидат геогр.
наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Саньков В.А. – кандидат
геол.-минерал. наук, доцент, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; Сие
Чжэньхуа – доктор наук, профессор, Институт вулканов и минеральных источников Академии наук
провинции Хэйлуцзян, Удаляньчи, Китай; Чувашова И.С. – кандидат геол.-минерал. наук, Иркутский
государственный университет, Иркутск, Россия.

Адрес редакции:

664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 3.

Тел.: (3952)243278.

Email: kaf-dinamgeol@mail.ru

Сайт: <http://geoenvir.ru>

Сетевое издание «Геология и окружающая среда»

Учредитель: ФГБОУВО «Иркутский государственный университет»

Гл. редактор: С.П. Примина

Регистрирующий орган: Федеральная служба по надзору в сфере
связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Номер свидетельства о регистрации: ЭЛ № ФС 77-82002, от 24.09.2021 г.

ISSN: 2541-9641

12+

В журнале Геология и окружающая среда публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых ученых, преподавателей, аспирантов, магистров и бакалавров. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, материалы конференций, тематические обзоры и дается информация о событиях научной и учебной жизни по профилю издания

С о д е р ж а н и е

От редколлегии журнала	4
С.В. Рассказов, В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, И.С. Чувашова, А.Аль-хамуд, А. Хассан, Р. Алокла Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту	6
И.С. Чувашова, Р. Алокла, С.В. Рассказов Инфильтрация глин в поры и каверны неогеновых базальтов Восточного Саяна	15
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.В. Буянов Происхождение осадочных отложений высоких террасовалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья	27
Ю. Аило, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, И.С. Чувашова, Чжэньхуа Сие, Йи-минь Сунь Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии: Тункинская долина Байкальской рифтовой системы	38
А. Хассан, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, А. Аль-хамуд Структурное развитие центральной части Байкальской рифтовой системы: сходство и отличие Баргузинской и Тункинской долин	54
С.Н. Коваленко, Э.В. Лихтарович Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян).....	74
В.А. Новоселов, С.В. Снопков Начальное изучение Байкальской нефти	91
О.В. Понаморева Геоэкологические проблемы сохранения амурского тигра.....	92
Н.В. Роговская, И.А. Тюнькова Проблемы и перспективы непрерывного географического образования	101
СОБЫТИЯ.....	108
С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, Э.В. Лихтарович Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2015–2016 годах	108
Правила для авторов	109

От редколлегии журнала

В современные университетские образовательные стандарты в качестве важнейшей составляющей учебного процесса включены научные исследования с участием студентов. Чтобы квалификационные бакалаврские и магистерские исследования содержали новые факты и гипотезы, проводится научно-исследовательская практика, организуются молодежные конференции. Работы, выполненные со студенческим азартом, часто представляют интерес для всей геологической науки, но, к сожалению, остаются в забвении. Бумажная версия квалификационной бакалаврской и магистерской работы хранится на выпускающей кафедре 5 лет после окончания вуза студентом. Рационально все же закреплять основные достижения и выводы до выхода на защиту квалификационной работы в публикациях, уровень которых должен служить критерием для оценки квалификационной работы рецензентом и государственной аттестационной комиссией.

Публикации студенческих и аспирантских работ в материалах специальных молодежных конференций и школ в России имеют приниженный статус и фактически не решают проблемы подготовки квалификационных работ. Пробыться с самостоятельной публикацией в журнал студенту не реально. Необходимо инициировать и поддерживать взаимодействие между преподавателями и студентами для выявления среди них способных к науке, для развития и закрепления понятий и подходов в организации и проведении научных исследований.

Не секрет, что наука в России постарела. На научных конференциях часто присутствуют только пожилые научные работники и преподаватели. Система образования, развитая в западных университетах, позволяет организовывать форумы, в которых участвуют преимущественно аспиранты и студенты бакалаврской, магистерской подготовки. Генеральная ассамблея Европейского союза геологических наук (EGU) ежегодно собирает в Вене около 10-11 тыс. докладов, большинство из которых произносится молодыми людьми, начинающими свой путь в науке.

Издание журнала Геология и окружающая среда — эффективная форма создания условия для повышения качества подготовки специалистов высшей школы. В журнале публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, практические результаты и методические разработки молодых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Наряду с исследовательскими статьями, вводятся разделы «Обзоры» и «События».

Исследования геологии и окружающей среды рассматриваются в настоящее время как приоритетные. В университетах разных стран созданы факультеты, имеющие конкретную тематическую направленность на изучение геологии окружающей среды. Издаются международные журналы *Environmental Earth Sciences* (Университет Питсбурга, штат Пенсильвания, США) и *Geology, Geophysics and Environment* (АГН Научно-технический университет им. Станислава Сташица, Краков, Польша). Журнал Геология и окружающая среда (*Geology and Environment*) ориентирован, прежде всего, на освещение вопросов, касающихся этой тематики в Байкало-Монгольском регионе и в сопредельных районах Азии.

Геологический факультет Иркутского госуниверситета как базовый для издания журнала Геология и окружающая среда многие годы проводит учебные, производные и научно-исследовательские практики в южной части Сибирской платформы и в сопредельном Хамардабанском террейне, который был аккрегирован к краю платформы. Студентам демонстрируются разновозрастные комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород от раннеархейского до позднекайнозойского возраста, породы Слюдянского метаморфического субтеррейна, содержащего множество уникальных

минералов, карьеры и шахты месторождений угля и соли, молодые вулканы и минеральные источники. Непосредственно на обнажениях освещаются вопросы новейшей геодинамики и тектоники Байкальской рифтовой системы, в которой ярко проявился процесс континентального рифтогенеза, частично в сочетании с орогенезом. Демонстрируются сейсмодислокации, оставшиеся после сильных землетрясений. Проводится серия маршрутов по выходам венд-кембрийских пород, служащих в качестве вмещающей среды для газоконденсатных месторождений Сибирской платформы. Организуются наблюдения выходов нефти и газа из позднекайнозойского осадочного заполнения Южно-Байкальской рифтовой впадины. Многогранный природный учебный полигон Прибайкалья создает все необходимые условия для наглядного преподавания геологических дисциплин в сочетании с развитием студенческих и аспирантских исследований геологии и окружающей среды.

В рамках решения задач опубликования материалов квалификационных исследований, связанных с изданием журнала Геология и окружающая среда, редколлегия приглашает к сотрудничеству профессоров и преподавателей из университетов и научных организаций Байкало-Монгольского и других регионов России и зарубежья. В качестве одного из учредителей журнала выступает Китайско-Российский исследовательский центр Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде (сайт: <http://www.crust.irk.ru/crc/>). Издание осуществляется на русском и английском языках.

ТЕМАТИКА СТАТЕЙ

- Региональная геология
- Полезные ископаемые
- Минералогия, петрология
- Геология нефти и газа
- Литология
- Вулканизм, новейшая геодинамика
- Неотектоника, геоморфология
- Гидрогеология, инженерная геология
- Экологическая геофизика
- Геоэкология
- Физическая и экономическая география
- Мониторинг природных процессов
- Безопасность жизнедеятельности
- Ученые-первопроходцы
- Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика
- Обзоры

Региональная геология

УДК 551(571.53)

Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту

С.В. Рассказов^{1,2}, В.Л. Коломиец^{3,4}, Р.Ц. Будаев⁴, И.С. Чувашова^{1,2},
А.Аль-хамуд^{1,5}, А.Хассан^{1,2,6}, Р.Алокла^{1,7}

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³ Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

⁴ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

⁵ Университет Аль-Фурад, Дейр-Эз-Зор, Сирия

⁶ Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

⁷ Университет Алеппо, Алеппо, Сирия

Аннотация. На основе пространственно-временного анализа осадочных отложений юга Восточной Сибири, характеризуются два этапа эволюции новейшей структуры: мел-палеогеновый и неоген-четвертичный. Первый этап обозначен формированием Южно-Байкальского орогена с фланговым развитием Предбайкальского и Селенгино-Витимского предгорных прогибов, второй — нисходящими движениями в Южно-Байкальской впадине, ее заполнением осадочными отложениями и водой одновременно с развитием всей Байкальской рифтовой системы.

Ключевые слова. Кайнозой, Байкал, осадочные отложения

Введение

История формирования впадин оз. Байкал и суходольных впадин Байкальской рифтовой системы слабо обоснована из-за фрагментарности имеющейся геологической информации. Вопрос о начале образования впадин обычно сводился к определению возраста наиболее ранних отложений. Поскольку в дельте р. Селенга на глубине 3100 м были вскрыты скважиной эоцено-олигоценные отложения (Замараев, Самсонов, 1959), начало осадконакопления в ней было отнесено, предположительно, к палеоцену. В Южно-Байкальской впадине как историческом ядре Байкальской рифтовой зоны допускалось длительное существование Селенгинского седловидного понижения в рельефе между Становым и Саяно-Хамардабанским поднятиями Саяно-Байкальской горной страны (Логачев, 1974, 2001, 2003).

При сейсмическом профилировании осадочного наполнения Южно-Байкальской впадины выделены три сейсмокомплекса,

названные проторифтовым, среднерифтовым и современнорифтовым (Depositional and tectonic..., 1992). Средний (складчатый) и верхний (горизонтально-слоистый) сейсмокомплексы относились к позднеорогенному этапу, нижний (сейсмически-прозрачный) — к раннеорогенному. Термин «орогенез» использовался в геоморфологическом смысле для обозначения процесса образования гор вокруг Байкала (Флоренсов, 1960; Логачев, 1974). Предполагалось также, что сейсмически-прозрачная часть разреза имела мел-палеогеновый возраст (Кайнозой Байкальской ..., 2001; Мац, 2012), хотя отсутствие слоистости этого комплекса не находило никакого объяснения.

По высокой степени хемогенного латеритного выветривания к палеоцену относилась вулканогенно-осадочная толща, вскрытая скважинами при разведке Ахаликского бурогоугольного месторождения на Еловском отроге в Тункинской долине (Волоколаков, Хлыстов, 1967; Хлыстов, Дехтярева, 1970). Общий анализ палеоценовых толщ в разных

районах Азии показал, однако, что кора выветривания латеритного типа в палеоцене этой территории обычно не формировалась. Обогащения глиноземом не обнаружено ни в палеоценовых красноцветах Тянь-Шаня, ни в, предположительно, палеоценовой коре выветривания на о-ве Ольхон (например, в красноцветных породах м. Харалган), ни в палеоценовых красноцветах Центральной и Южной Монголии. Между тем, образование палеоцен-эоценовых бокситов и латеритов во впадинах Предбайкальского прогиба и на Еловском отроге интерпретировалось именно с позиций высокой степени выветривания осадочного материала (Кайнозойские коры..., 1976; Хлыстов, Дехтярева, 1970). На первой территории высокоглиноземистые породы с палеоценовым спорово-пыльцевым комплексом залегают на красноцветах верхоленской свиты верхнего кембрия и, явно, наследуют литологические характеристики этих пород в результате их местного размыва. Подобным образом, с переотложением материала пород верхнего кембрия пространственно связана и осадочно-вулканогенная толща Еловского отрога, но палеоценовый возраст этой толщи не был подтвержден определениями спор и пыльцы.

Исходя из пространственно-временного распределения осадочных отложений и вулканических пород на юге Восточной Сибири, Южно-Байкальская впадина рассматривалась как структура ранне-среднекайнозойской Тунка-Еравнинской рифтовой зоны и позднекайнозойской Байкальской (Rasskazov, 1994). Проблематичность палеоценового возраста высокоглиноземистой вулканогенно-осадочной толщи в Тункинской долине ставит под сомнение единство ранне-среднекайнозойской Тунка-Еравнинской структуры и заставляет нас снова обратиться к анализу палеогеновых и неоген-четвертичных структур юга Восточной Сибири. Возникает вопрос — явились ли ранние и поздние отложения района Южного Байкала отражением процессов единого длительного структурного развития впадины на протяжении всего кайнозоя или обозначили сначала осадконакопление в палеогеновых структурах одного типа, а затем — в неоген-четвертичных другого?

1. Соотношения впадин оз. Байкал с шовной зоной Сибирского кратона

Пространственное положение структурного шва кратона маркируется поясом положительных гравитационных аномалий. В Южно-Байкальской впадине этот пояс смещен от ее центральной части к северо-западному борту (Кайнозой ..., 2001). По пространственному переходу от геологических комплексов кратона к комплексам аккретированных террейнов шовная зона протягивается под Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадинами. На междувпадинной структурной перемычке, обозначенной о-вом Ольхон и подводным Академическим хребтом, шовная зона смещена в Приольхонье и проходит по Приморскому разлому.

Милониты шовной зоны, обнаженные на западном окончании Южного Байкала в районе пос. Култук, погружаются под озеро. Мы предполагаем, что зона милонитов представлена в фундаменте впадины и перекрыта донными отложениями озера (рис. 1).

Одним из аргументов в пользу такой интерпретации служит систематика отношения активностей ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ трещинных вод из тектонитов шовной зоны в районе пос. Култук (Разработка Култукского..., 2015), из которой следует, что резервуар воды Южно-Байкальской впадины генетически связан с подземными водами, циркулирующими под ней в шовных милонитах, и существенно отличается от подземных вод, циркулирующих в породах сопредельных территорий Сибирского кратона и слюдянского кристаллического комплекса.

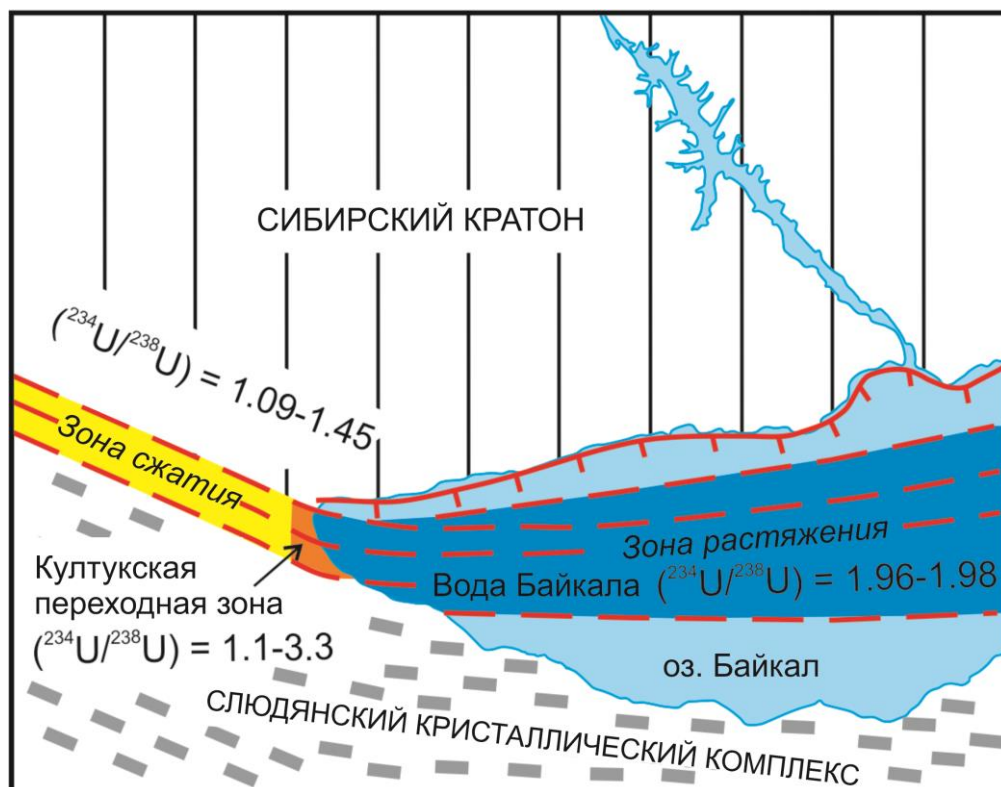


Рис. 1. Переход шовной зоны между Сибирским кратоном и слюдяным кристаллическим комплексом от сжимающегося фрагмента Главного Саянского разлома к растягивающемуся фрагменту под Южно-Байкальской впадиной. Переход регистрируется резким возрастанием отношения активностей ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в подземных водах и в глубинной воде Южного Байкала. В узком изотопном составе урана и стронция глубинных вод резервуара Южного Байкала отражился гомогенный состав их источника. Породы шовной зоны представляют собой интенсивно перетертый гомогенизированный материал, в отличие от существенно неоднородного материала Сибирского кратона и аккрецированных террейнов.

На сейсмическом профиле такой материал шовной зоны должен быть сейсмически-прозрачным. Именно свойство однородности послужило основанием для выделения нижнего сейсмического комплекса Южно-Байкальской впадины (Depositional and tectonic..., 1992). Мы интерпретируем этот комплекс как фундамент и к собственно осадочным относим только два других вышележащих слоистых комплекса.

2. Развитие рельефа

В Предбайкальском и Селенгино-Витимском прогибах седиментация началась приблизительно в одно время — в кампане-маастрихте (Стратиграфия ..., 2007). Между прогибами, на месте современной Южно-Байкальской впадины, находилось мел-палеогеновое протопод-

нятие, относительно которого прогибы изначально оформились как фланговые предгорные тектонические структуры.

О существовании такого протоподнятия свидетельствуют резкие отличия мел-палеогеновых растительных комплексов Предбайкальского и Селенгино-Витимского прогибов (устное сообщение В. М. Климановой в 1985 г.). Фитогеографическое отличие территорий севернее и южнее Южного Байкала (соответственно, территории от северной оконечности Байкала до Восточного Саяна и территории Витимского плоскогорья) продолжало сохраняться и в позднем кайнозое; первая территория была частью Казахской фитогеографической провинции, вторая — Приморской (Стратиграфия ..., 2007).

Реконструируемое мел-палеогеновое Южно-Байкальское протоподнятие образовалось в связи с локальными деформациями в структурном шве между фунда-

ментом Сибирского кратона и аккретированными к нему более молодыми террейнами. Предбайкальский и Селенгино-Витимский прогибы были динамически связаны с этим протоподнятием и формировались, соответственно, на краю раннедокембрийского кратона и в сопредельной палеозойской складчатой области (рис. 2).

3. Маркирующие осадочные слои

На северном склоне мел-палеогенового Южно-Байкальского протокребта были экспонированы и размывались красноцветные отложения верхоленской свиты осадочного чехла Сибирской платформы. Материал отлагался в Предбайкальском прогибе (Логачев и др., 1964; Кайнозойские коры..., 1976). В Селенгино-Витимском прогибе источником обломочного материала служили породы шовной зоны осевой части и южного склона мел-палеогенового Южно-Байкальского протокребта.

Ранние отложения Южно-Байкальской и Баргузинской впадин были вовлечены в глубокое позднекайнозойское погружение и в настоящее время доступны для изуче-

ния на поднятых тектонических ступенях (блоках), испытавших инверсионное поднятие вдоль южных бортов. Ранние отложения Южно-Байкальской впадины обнажены фрагментарно на Прихмардабанской ступени в виде слоя «синих глин» олигоценного возраста в основании разреза р. Половинка Танхойского третичного поля (Отложения ..., 2014). Наличие прослоев «синих глин» отмечалось в разновозрастных отложениях Танхойского третичного поля и в керне глубокой скважины дельты р. Селенга (Пальшин, 1955; Замараев, Самсонов, 1959; Отложения..., 2014). Синяя окраска объяснялась наличием вивианита (Мащук, Акулов, 2012).

Нижние части разрезов отложений Прихмардабанской и Приикатской тектонических ступеней сопоставимы между собой. В обоих случаях аллювиальные красноцветные отложения замещаются по латерали угленосными озерно-болотными отложениями. На Прихмардабанском блоке Южно-Байкальской впадины такое замещение выявлено от бассейна р. Мишиха к бассейну р. Половинка.

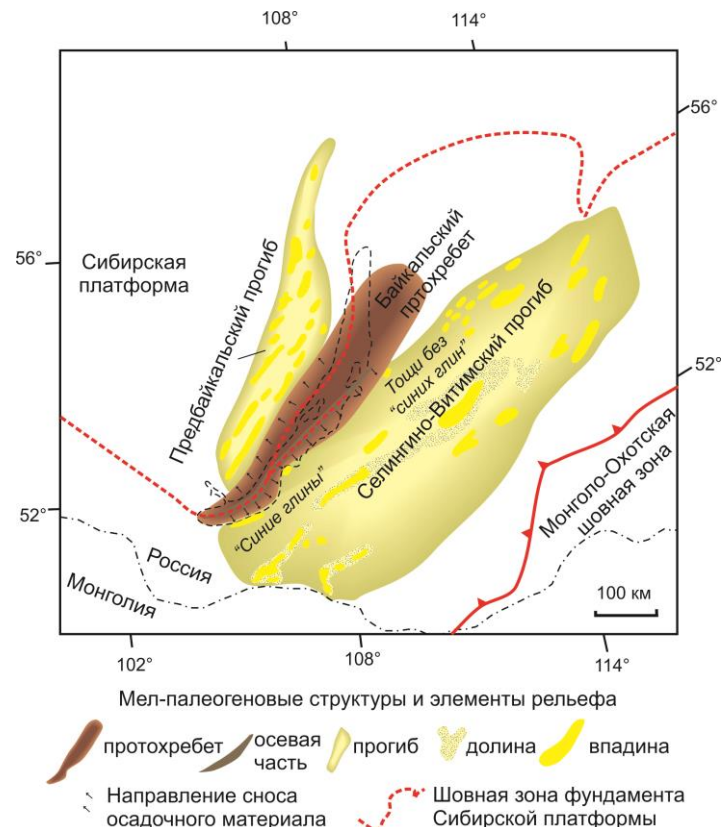


Рис. 2. Схематическая реконструкция мел-палеогенового рельефа и седиментации на юге Восточной Сибири. Контур оз. Байкал показан штриховой линией.



Рис. 3. Прослой «синих глин» в палеогеновых красноцветных отложениях Танхойской тектонической ступени на правом берегу р. Мишиха.

Подобное латеральное замещение красноцветных отложений угленосными обнаружено на Приикатском блоке Баргузинской впадины от района пос. Уро к району пос. Бодон. Аллювиальные красноцветные фации территорий датируются палеогеном, угленосные озерно-болотные — нижним-средним миоценом.

Мы предполагаем, что слои «синих глин» представляют собой продукты размыва милонитов из Южно-Байкальского фрагмента шовной зоны Сибирского кратона (рис. 4).



Рис. 4. Милонит из шовной зоны (район пос. Култук) – исходный материал для «синих глин».

Своеобразная окраска глин находит объяснение в идентификации отложений этого типа только в разрезах Прихамардабанской ступени и дельты р. Селенга. До района Баргузинской впадины шовные милониты не

распространялись, поэтому «синие глины» в основании разреза отложений Приикатского блока отсутствуют.

4. Геодинамические условия смены сжатия растяжением литосферы

На новейшем геодинамическом этапе литосфера Азии испытывала общее движение в направлении восток-юго-восток (Rasskazov, Chuvashova, 2016). Южно-Байкальское протоподнятия и сопряженные с ним передовые прогибы формировались в процессе воздействия на литосферу материала первичной Байкальской расплавной аномалии переходного слоя мантии, выраженной в вулканизме Хушиндинского и Иренгинского полей позднего мела–палеогена во временном интервале 100–50 млн лет назад. В области первичной Байкальской расплавной аномалии переходного слоя, располагавшейся под Западным Забайкальем, сформировался подлитосферный противопоток, сопряженный с восток-юго-восточным движением литосферы. Эта динамика явилась реакцией на раннекайнозойское проявление механизма роллбэк на границе между восточной окраиной Азии и плитой Кула-Изанаги.

В концепции глобальной тектоники предполагается, что литосферные плиты перемещаются благодаря эффекту влечения, обусловленному мантийным потоком, действующим на основание литосфе-

ры. В условиях медленного мел-палеогенового движения литосферы Азии (со средней скоростью около $0,1 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$) эффект волочения распространялся от первичной Байкальской расплавной аномалии до юго-восточной шовной зоны, вызывая ее сжатие, повлекшее образование орогена (в тектоническом смысле этого термина). Переход к развитию структур Байкальской рифтовой зоны отразил перестройку движения плит на востоке Азии. Субдукция Тихоокеанской плиты, инициированная на рубеже олигоцена и миоцена, сопровождалась повторным включением механизма роллбэк и существенным увеличением скорости движения литосферы Азии (до $3 \text{ см} \times \text{год}^{-1}$). В этих условиях эффект волочения привел к растяжению юго-восточной шовной зоны Сибирского кратона.

На неоген-четвертичном этапе обособилась вторичная верхнемантийная Северо-Байкальская расплавная аномалия, активность которой проявилась в извержениях начала вулканического следа на Витимском плоскогорье со середины миоцена до неоплейстоцена (с 16 до 0,6 млн лет назад). Над первичной Байкальской расплавной аномалией образовалась Селенгинская седловина, над вторичной Северо-Байкальской активизировался северо-байкальский фрагмент шовной зоны Сибирского кратона.

5. Обсуждение и заключение

Итак, в основании разрезов осадочных отложений на Прихемардабанском и Приикатском тектонических блоках идентифицированы палеогеновые и нижне-среднемиоценовые толщи. При формировании этих толщ рельеф не был существенно расчленен. Базис эрозии находился приблизительно на одном уровне. В обоих тектонических блоках эти толщи перекрыты средне-верхнемиоценовыми озерными и плиоцен-четвертичными полифацциальными отложениями.

В суходольных впадинах северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны седиментация началась в среднем

миоцене (Стратиграфия ..., 2007). Во впадинах оз. Байкал и впадинах Тункинской рифтовой долины осадочные отложения угленосной танхойской свиты датируются миоценом — нижним плиоценом. Небольшие фрагменты олигоценовых отложений (в том числе, отложений «синих глин») представляют собой останцы, уцелевшие от эрозии, сопровождавшей образование впадин Байкальской рифтовой зоны. Эти фрагменты рассматриваются нами в составе дотанхойского (мел-палеогенового) осадочного комплекса (Стратиграфия ..., 2007; Отложения..., 2014). В настоящей работе дотанхойские отложения связываются с этапом формирования передовых прогибов Южно-Байкальского протоподнятия (орогена).

Мы приходим к выводу о том, что ранние и поздние отложения района Южного Байкала не могут рассматриваться как отражение процессов единого, длительного структурного развития впадины на протяжении всего кайнозоя. Ранние отложения обозначили осадконакопление в палеогеновых структурах одного типа, поздние — в структурах другого типа. Из анализа пространственно-временного распределения осадочных отложений следует вывод о начальном мел-палеогеновом формировании Южно-Байкальского протоподнятия (орогена) с фланговым развитием предгорных прогибов и о последующем (неоген-четвертичном) развитии полосы впадин и поднятий Байкальской рифтовой зоны.

Южно-Байкальская впадина, заполненная осадочными отложениями и водой, образовалась при смене восходящих движений позднего мела–палеогена нисходящими движениями неогена–квартера. Смена орогенного этапа рифтовым в развитии шовной структуры Южного Байкала согласуется с гипотезой о двухэтапной новейшей геодинамической эволюции Азии, характеризующейся однонаправленным восток-юго-восточным движением ее литосферы.

6. Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи-Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании РФФИ, грант 17-05-00808.

Литература

- Замараев С.М. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии / С. М. Замараев, В. В. Самсонов // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. — М.: Госпотехиздат, 1959. — С. 435–475.
- Волколаков Ф.К. О наличии гидраргиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины / Ф. К. Волколаков, П. А. Хлыстов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. — Вып. II. Улан-Удэ, 1967. — С. 51–53.
- Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история / В.Д. Мац [и др.]. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. — 252 с.
- Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С. Ф. Павлов [и др.] / Ред. М.М. Одинцов. — Новосибирск, 1976. — 160 с.
- Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья / Н.А. Логачев // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука, 1974. — С. 16–162.
- Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны / Н. А. Логачев // Доклады АН, 2001. — Т. 376, № 4. — С. 510–513.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта / Н. А. Логачев // Геология и геофизика, 2003. — Т. 44, № 4–5. — С. 391–406.
- Логачев Н.А. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра / Н.А. Логачев, Т.К. Ломоносова, В.М. Климанова. — М.: Наука, 1964. — 187 с.
- Мац В. Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта / В. Д. Мац // Геология и геофизика, 2012. — Т. 53, № 9. — С. 1219–1244.
- Машук И. М. Олигоценные отложения Байкальской рифтовой впадины / И.М. Машук, Н.И. Акулов // Геология и геофизика, 2012. — Т. 53, № 4. — С. 461–475.
- Отложения Танхойского третичного поля, Южнобайкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе / С.В. Рассказов [и др.]. // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2014. — V. 5, N 4. — P. 993–1032.
- Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала / С.В. Рассказов [и др.]. // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2015. — V. 6, N 4. — P. 519–554. DOI:10.5800/GT-2015-6-4-0192.
- Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С.В. Рассказов [и др.]. — Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. — 193 с.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н. А. Флоренсов. — М.–Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. — 258 с.
- Хлыстов П. А. Основные этапы мезокайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье / П.А. Хлыстов, Л.В. Дехтярева // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР. — Вып. XIII. — Улан-Удэ: Бурят. Кн. изд-во, 1970. — С. 50–57.
- Depositional and tectonic frame work of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data / D. R. Hutchinson [et al.] // *Geology*, 1992. — V. 20. — P. 589–592.
- Rasskazov S. V. Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics / S.V. Rasskazov // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine*, 1994. — V. 18, N 2. — P. 437–452.
- Rasskazov S. V. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region / S. V. Rasskazov, I. S. Chuvashova // *Geoscience Frontiers*. 2016. — doi:10.1016/j.gsf.2016.06.009.

Рассказов Сергей Васильевич
доктор геолого-минералогических наук, профессор
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии
тел.: (3952) 51–16–59
Email: rassk@crust.irk.ru

Коломиец Владимир Леонидович
кандидат геолого-минералогических наук,
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а.
Геологический институт СО РАН,
старший научный сотрудник
670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а
Бурятский государственный университет, химический факультет
доцент кафедры геологии
Email: kolom@gin.bscnet.ru

Будаев Ринчин Цыбикжапович
кандидат геолого-минералогических наук
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а.
Геологический институт СО РАН,
старший научный сотрудник
Email: burgin@gin.bscnet.ru

Чувашова Ирина Сергеевна
кандидат геолого-минералогических наук
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник
тел.: (3952) 51–16–59
Email: chuvashova@crust.irk.ru

Аль-хамуд Аднан
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
аспирант,
Дейр-Эз-Зор, Сирия
Университет Аль-Фурат
преподаватель
Email: hamoudadnan04@gmail.com

Абдулмонем Хассан
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
аспирант,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН

*ведущий инженер,
Хомс, Сирия
Университет Аль-Басс
преподаватель
Email: abdulmonemhassan86@gmail.com*

*Алокла Рияд
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
Студент магистерской подготовки
Алеппо, Сирия
Университет Алеппо
преподаватель
Email: riyad.198762@gmail.com*

Минералогия, петрология

УДК 549.623+549.903.9(571.5)

Инфильтрация глин в поры и каверны неогеновых базальтов Восточного Саяна

И.С. Чувашова^{1,2}, Р.Алокла^{1,3}, С.В. Рассказов^{1,2}¹ Иркутский государственный университет, Иркутск² Институт земной коры СО РАН, Иркутск³ Университет Алеппо, Алеппо, Сирия

Аннотация. Глинистые миндалины маркируют проницаемые пористые пограничные части базальтовых потоков. Слабое проникновение вод выражается в локальном распространении миндалин смектит-сепиолитового состава с примесью галлуазита и полыгорскита. Усиление инфильтрационного эффекта вод с полным заполнением пор и каверн базальтовых слоев таким же глинистым материалом сопровождается вхождением примеси гетита. Зрелая кора выветривания, развитая по неогеновым базальтам, характеризуется смектит-гетитовым составом при отсутствии сепиолита. Предполагается, что скрытая глинистая минерализация проницаемых базальтовых слоев отражается в удревнении датировок в К-Аг изотопной системе и искажении первичных геохимических характеристик пород.

Ключевые слова. Глинистые минералы, смектит, сепиолит, галлуазит, полыгорскит, гетит, базальт

Введение

Гипергенные процессы, развивающиеся в неогеновых базальтах юга Восточной Сибири, обычно выражаются в новообразовании арагонита, кальцита, сидерита, монтмориллонита и цеолитов. Оливин замещается боулингом или иддингситом, плагиоклаз — пренитом, вулканическое стекло — палагонит-хлорофеевым веществом (Белов, 1963). Уникальная находка каолинита и гидрагиллита в базальтах, вскрытых скважинами на Еловском отроге Тункинской долины, интерпретировалась как показатель их палеоценового хемогенного латеритного выветривания (Волоколаков, Хлыстов, 1967; Хлыстов, Дехтярева, 1970). Характер распределения новообразованных минералов в предполагаемой коре выветривания по базальтам в цитированных работах, однако, не обозначен. Осталось неясным, дей-

ствительно ли новообразованные минералы замещали базальтовый субстрат в результате его гипергенного площадного преобразования в условиях палеоценового климатического оптимума или глинистый материал был привнесен в базальты из коры выветривания или осадочного слоя посредством инфильтрации? Если действовал механизм просачивания водных растворов, каолинит и гидрагиллит не могут истолковываться как результат непосредственного развития глинистой минерализации по базальтовому субстрату, а представляют собой переотложенный материал.

В настоящей работе исследуется состав глинистых минералов, отложившихся в порах и кавернах неогеновых базальтов Восточного Саяна. Общая характеристика этих находок приведена в сборнике статей (Рассказов и др., 1991). Глинистый материал миндалины не был производным пло-

щадного гипергенного изменения базальтового субстрата на земной поверхности, а служил показателем отложения глинистого вещества водными растворами, просочившимися между базальтовыми слоями.

1. Аналитические методы

Глинистый материал из базальтов изучался в аналитическом центре Института земной коры СО РАН с использованием четырех методов: рентгеновского, термического анализа, электронной микроскопии и химического анализа.

Рентгеновские исследования состава глин выполнены с использованием камеры РКД 57.3 мм (аналитик З.Ф. Ущаповская).

Термический анализ проведен на дериватографе венгерского производства Q-1500 Д системы F. Paulik, J. Paulik, L. Erdey (аналитик Н. В. Нартова). Условия съемки: чувствительность гальванометров ДТА-250; ДТГ-500; ТГ-100, 50; навеска — 140–150 мг; скорость нагрева 10°/мин; инертное вещество — прокаленная окись алюминия. Анализ проводился в платиновых тиглях в воздушной среде. Полученные термограммы сравнивались с опубликованными (Термический..., 1974; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Differential ..., 1970).

Электронно-микроскопические исследования выполнены под электронным микроскопом ЭМВ-100 ЛМ (аналитик Г.А. Тихонова). Материал раздавливался пестиком агатовой ступки в дистиллированной воде. Полученная суспензия обрабатывалась ультразвуком в течение 1 мин на диспергаторе УЗДН-2Т. Затем капля устойчивой суспензии наносилась на сетку-объектодержатель с коллодиевой опорной пленкой. Непосредственного определения состава микрофаз не проводилось, но об их составе можно было судить по аналогии с известными определениями характерных форм микрочастиц.

Химический состав глинистого материала и вмещающих вулканических пород определялся методом «мокрой химии» (аналитики: Т.А. Лахно, Т.И. Елизарьева, Н.И. Яковенко). Содержания элементов группы железа, бария и стронция опреде-

лены спектральным методом (аналитик Т.И. Елизарьева).

2. Распределение глинистых миндалин в разрезах вулканических толщ

Глинистый материал стеклоподобного облика обнаружен в виде миндалин заполнения пор и каверн. Его окраска меняется от темно-болотной до буровато-черной. Материал имеет небольшую твердость и царапается ногтем. Излом поверхности миндалин раковистый.

Глинистый материал заполняет отдельные пустоты в пористокавернозной подошве нижних лавовых потоков вулканической толщи и встречается в средней-верхней части разреза лавовых слоев. Пример разреза первого типа — толща г. Малахайта, расположенная на Китоиских гольцах в левом борту р. Самарта. Пример разреза второго типа — толща, залегающая в палеодолине севернее пос. Боксон, в междуречье Урда-Боксона и Мангат-Гола (рис. 1).

В основании лавовой толщи горы Малахайта находится 4-метровая линза валунных галечников. Перекрывающие ее слои темно-серых базальтов имеют мощность 76 м. Отдельные потоки состоят из нижней массивной части с небольшим количеством газовых пустот в подошве и более пористой кровли. Нижний 17-метровый поток обладает толсто плитчатой (0–5 м) и толсто столбчатой (5–13 м) отдельностью. Выше по разрезу мощность потоков последовательно уменьшается, исчезает плитчатая отдельность, затем толсто столбчатая отдельность сменяется крупноглыбовой. Снизу вверх последовательно возрастают отношения толщины пористой подкровельной части к массивной части потока и составляют (здесь и далее мощность слоев в м): 4:13, 5:3, 5:5, 6:1. Затем вновь залегает мощный (23-метровый) поток с плитчатой и толсто столбчатой отдельностью (отношение пористой части к массивной 3:20).

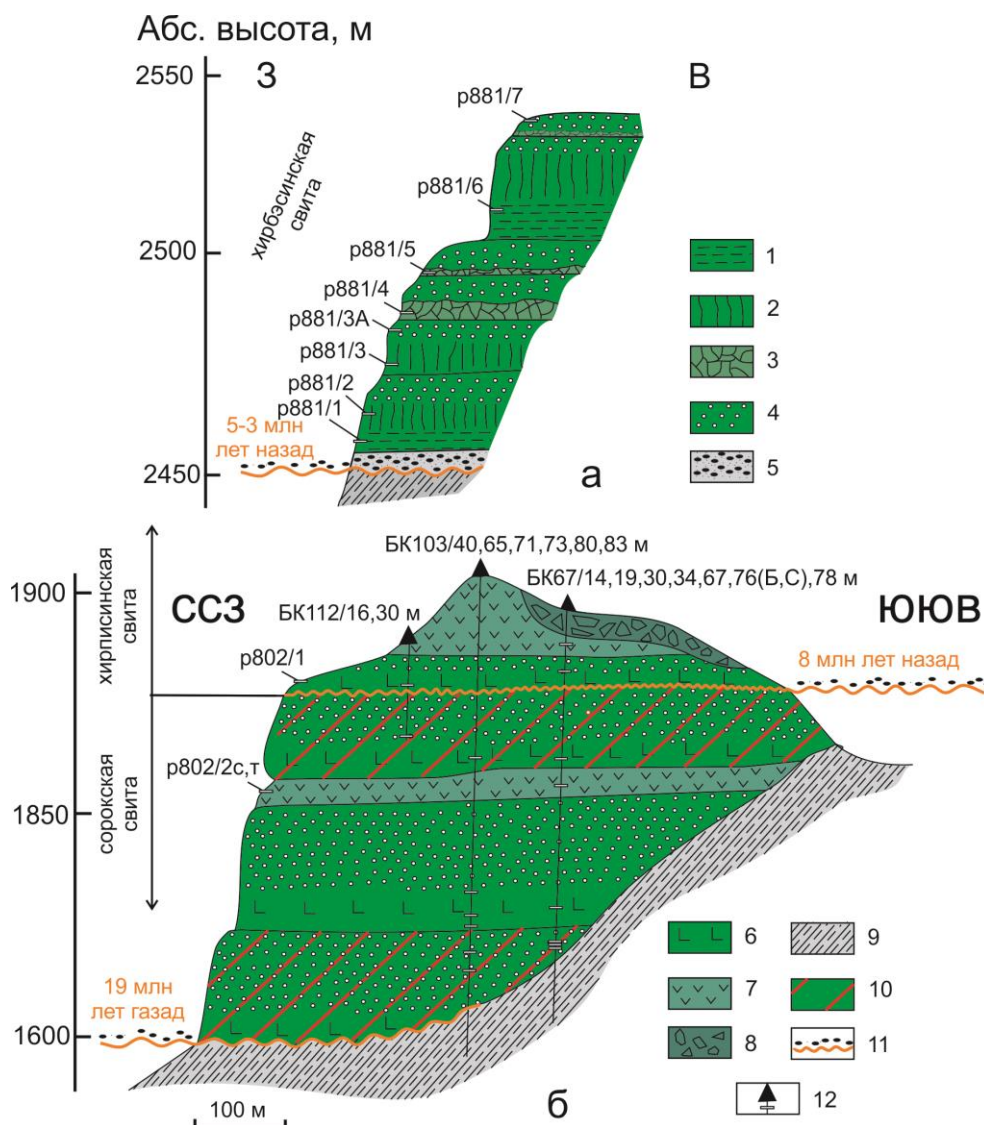


Рис. 1. Разрезы базальтов г. Малахайта (а) и междуречья Урда-Боксона и Мангат-Гола (б).

1–3 – типы отдельности в потоках щелочных оливиновых базальтов: 1 – толстоплитчатая, 2 – толстостолбчатая, 3 – крупноглыбовая; 4 – пористые базальты; 5 – валунные галечники; 6 – массивные оливиновые толеиты; 7 – щелочные оливиновые базальты; 8 – элювий; 9 – породы фундамента; 10 – горизонты выветрелых пород с глинистыми миндалинами; 11 – уровень эрозионного расчленения в процессе развития довулканического и вулканического рельефа; 12 – скважины.

Толщу венчают более пористые лавы с отношением пористой части к массивной 4:2. В целом по характеру смены пористости лавовых слоев в разрезе вулканической толщи выделяется две фазы вулканизма, начинавшихся излияниями крупных порций лав без отделения летучих компонентов с постепенным уменьшением продуктивности вулканизма и возрастанием пористости. Состав всех базальто-

вых потоков горы Малахайта пегматитовый (щелочно-оливинобазальтовый). Толща относится к плиоценовой хирбэсинской свите.

Глинистые миндалины отмечены только в подошве нижнего лавового потока этого разреза, зафиксировавшего плиоценовый эрозионный врез (5–3 млн лет назад). Другие новообразования аутигенных минералов не встречены. В глинистых мин-

далинах образуется периферическая смоляно-черная корочка толщиной 1–2 мм. В некоторых пустотах глинистый материал отсутствует, но корочка сохранилась, что может быть следствием частичного вымывания глинистого материала.

Севернее пос. Боксон скважинами вскрыта вулканическая толща мощностью около 100 м. В ней переслаиваются лавы *hy*-нормативных и *ne*-нормативных (щелочных оливиновых) базальтов. Два нижних потока сложены сильно пористыми серыми *hy*-нормативными базальтами с отношениями пористой части к массивной 6:2 и 9:11. Выше них залегает 7-метровый поток массивных, местами полосчатых темно-серых щелочных оливиновых базальтов. Затем вновь следуют два потока существенно пористых *hy*-нормативных базальтов, перекрытых потоком массивных щелочных оливиновых базальтов. В потоках *hy*-нормативных базальтов отношения пористых частей к массивным составляют 10:7 и 5:3.

Четыре нижних потока боксонского разреза относятся к сорокской свите, два верхних потока — к хирписинской. Базальты сорокской свиты фиксировали уровень эрозионного расчленения территории (около 20–19 млн лет назад), базальты хирписинской свиты — уровень позднего миоцена (около 8 млн лет назад) (Рассказов, 1993). Потоки хирписинской свиты перекрыли лавовые слои сорокской свиты. При отсутствии линз осадочных отложений между свитами перерыв между ними фиксируется горизонтом выветрелых пород, получившим развитие в кровле сорокской свиты, наряду с горизонтом выветрелых пород в ее основании.

В самом нижнем потоке базальтов на темно-сером фоне, отчетливо выделяются светло-серые пятна выветрелых пород. Базальтовый поток кровли свиты претерпел более сильные гипергенные изменения с окислением железа. Его верхняя 6-метровая сильно пористая часть приобрела бордовую окраску.

В нижнем и верхнем горизонтах выветривания глинистый материал заполняет

отдельные поры и каверны. В нижнем горизонте серых выветрелых базальтов глинистые миндалины редки. Их количество резко возрастает в верхнем горизонте бордовых пористых базальтов. Размеры каверн, полностью выполненных глинистым материалом, достигают 3 см. В крупных кавернах находятся зональные минеральные выполнения с глинистой периферией и арагонитовой центральной частью. В таких миндалинах отмечаются сложные прорастания глинистого материала арагонитовыми кристаллами. Арагонит присутствует в базальтовых порах по всему разрезу.

3. Результаты аналитических исследований

По одной малахайтинской и двум боксонским миндалинам получены рентгеновские порошкограммы. Согласно расчету и анализу всех трех рентгенограмм выделяется одна глинистая фаза триоктаэдрического типа группы смектита: $d_{(060)} = 1.530 \text{ \AA}$. При насыщении этиленгликолем материал разбухал. Отражение (001) увеличивалось от $14.03 \text{ \AA}$ до $16.3 \text{ \AA}$. Хорошо видно отражение второго порядка $8.2 \text{ \AA}$. При нагревании до 580°C происходила дегидратация со сжатием решетки, отражение (001) уменьшалось до $9.6 \text{ \AA}$.

Химические анализы материала из трех каверн бордового боксонского базальтового слоя показывают их неоднородный состав (таблица). Содержания магния, алюминия и железа приблизительно сопоставимы между собой. С увеличением концентраций железа заметно возрастают содержания P_2O_5 , TiO_2 , Ni, V, снижаются концентрации SiO_2 . Миндалины из подошвы малахайтинского разреза отличаются низкими содержаниями железа, кобальта, никеля, ванадия и более высокими — магния, алюминия, титана, кремнезема. В них меньше потери при прокаливании.

Расчеты кристаллохимических формул на 20 атомов кислорода и 4 анионных группы (ОН) показывают общее число ионов в шестерной координации, близкое

к 6.00. Это свойственно триоктаэдрическим смектитам. Полученные значения изменяются в интервале 6.370–6.470. Отклонения в расчетных значениях от 6,00 свидетельствуют о присутствии в составе глинистого материала, наряду со смектитами, других минеральных фаз. В связи с этим необходимо также отметить более высокие расчетные значения Al^{VI} , по сравнению с Al^{IV} , что не позволяет говорить о балансе зарядов. Подобные по составу и термическим эффектам (см. далее) глинистые образования были описаны в юрских осадках Северного Кавказа как «магнезиальные парагаллуазиты» (Сердюченко, 1953). Как и в саянских глинистых миндалинах, баланс зарядов в кристаллохимической формуле этих образований не соблюдается (Рентгеновские..., 1965).

Рентгеноаморфные фазы в миндалинах выявляются при их исследованиях методом термического анализа. Из бордовых боксонских базальтов исследовались две миндалины (термограммы 1 и 2, рис. 2) и из нижней части базальтового останца р. Диби — одна миндалинка (термограмма 3). Для сравнения исследовался материал зрелой коры выветривания (термограмма 4).

Термограмма первого образца характеризуется четырьмя эндотермическими и одним экзотермическим эффектами, которые указывают на присутствие, по крайней мере, трех фаз. Низкотемпературный эндоэффект в интервале температур 40–120 °С довольно интенсивный, с потерей веса 11.88 %, обусловлен выделением адсорбционной и межпакетной воды из смектита и сепиолита. Небольшой эндоэффект 255–295 °С с потерей веса 1.75 % вызван примесью гетита. Эндоэффект в интервале температур 390–490 °С связан с выделением 4.2 % конституционной воды и разрушением структуры минерала группы смектита. Небольшой

эндоэффект при температуре 810–830 °С с потерей веса 0.7 %, резко переходящий в эндоэффект при 865 °С, принадлежит сепиолиту. Экзоэффект соответствует образованию новых фаз. Общая потеря веса образца составляет 18.53 %.

Термограмма второго образца из бордовых боксонских базальтов в общем подобна термограмме первого образца. Низкотемпературный эндоэффект 30–120 °С более интенсивный, с небольшим перегибом в высокотемпературной части, связан с большой потерей веса (17.3 %). Гетитовый эндоэффект отсутствует. Эндоэффект 415–485 °С небольшой, пологий, с выделением конституционной воды (2.83 %). Сепиолитовые эндо- и экзоэффекты более выразительны. Эндоэффект асимметричной формы протекает в узком температурном интервале 780–830 °С с потерей веса 1.5 %, экзоэффект — при 850 °С. В прокаленном материале (до 1000 °С) на рентгеновских порошкограммах определены новообразованные энстатитовые и гематитовые фазы. Общая потеря веса по сравнению с первым образцом увеличивается (до 21.63 %). На основании термограммы можно сделать вывод об относительном увеличении в образце количества сепиолитовой фазы.

Образец миндалины из нижней части базальтового останца р. Диби по фазовому составу близок к первым двум образцам миндалин из бордовых боксонских базальтов, но имеет ряд особенностей. На фоне основного низкотемпературного эндоэффекта 35–105 °С возникает дополнительный эндоэффект 160–190 °С. Потеря веса, связанная с этими двумя эндоэффектами, составляет 7,85 %. Эндоэффект выделения конституционной воды и разрушения структуры (2.14 %) более четко выражен и смещен в сторону высоких температур (475–540 °С). Это, возможно, связано с увеличением содержания магния и уменьшением — железа (см. таблицу). Присутствуют принадлежащие сепиолиту эндоэффект 750–820 °С с потерей веса 0.72 % и экзоэффект 845 °С. Общая потеря веса — 18.53 %.

Химический состав глинистых миндалин

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	37,91	38,54	35,27	44,86	45,8	45,45	49,09	41,69	46,34	32,31	39,61	35,06
TiO ₂	0,18	0,16	0,29	2,46	2,50	2,53	2,38	0,34	2,59	1,69	1,69	0,99
Al ₂ O ₃	12,75	9,00	11,40	14,95	14,95	14,85	15,16	13,50	14,70	12,20	14,52	22,20
Fe ₂ O ₃	10,81	13,51	14,19	8,15	7,21	4,48	2,58	5,86	3,10	26,30	18,65	29,80
FeO	0,08	0,26	0,41	3,10	4,61	6,23	8,18	H.o.	8,56	1,89	1,61	4,33
MnO	0,55	0,09	0,15	0,13	0,16	0,11	0,14	0,05	0,13	0,20	0,22	1,00
MgO	11,30	12,83	11,51	8,02	8,16	8,22	7,25	14,56	9,02	1,96	2,54	1,83
CaO	2,75	3,00	3,00	8,50	6,27	8,33	8,43	2,90	8,35	2,50	1,63	1,80
Na ₂ O	0,08	0,10	0,05	2,17	2,61	2,86	3,50	0,08	3,55	0,45	1,03	0,45
K ₂ O	0,04	0,06	0,06	1,58	1,70	1,48	1,46	0,10	2,07	0,57	1,18	1,30
H ₂ O-	9,56	9,89	10,10	1,33	1,55	1,09	0,40	10,04	0,27	8,32	6,85	0,24
H ₂ O+	13,95	12,16	12,30	4,17	4,37	3,29	1,11	10,48	1,05	11,74	10,71	1,17
P ₂ O ₅	0,18	0,82	1,22	0,64	0,63	0,55	0,54	0,37	0,71	0,47	0,45	0,47
Сумма	100,14	100,42	99,95	100,06	100,52	99,47	100,22	99,97	100,44	100,51	100,69	100,64
Yi	22	20	23	14	13	7	8,8	H.o.	8	17	19	35
Rb	4	4	2,1	20	18	20	16	H.o.	18	9,4	46	45
Co	130	140	150	48	91	65	69	38	47	H.o.	H.o.	54
Ni	200	230	300	400	310	170	166	110	200	H.o.	H.o.	210
Sc	H.o.	H.o.	H.o.	23	25	20	22	10	15	H.o.	H.o.	26
V	62	57	93	170	190	200	185	35	170	H.o.	H.o.	220
Cr	H.o.	H.o.	H.o.	200	250	200	170	H.o.	180	H.o.	H.o.	150
Ba	130	H.o.	H.o.	590	220	290	420	H.o.	260	H.o.	H.o.	200
Sr	H.o.	H.o.	H.o.	700	480	780	724	H.o.	510	H.o.	H.o.	420

Примечание. 1–3 — миндалины из бордового базальтового слоя боксонского разреза; 4 — вмещающая порода (обр. БК67/30); 5–6 — здесь же серые выветрелые базальты с миндалинами (обр. БК103/80,83); 7 — среднее 20 анализов неизменных базальтов р. Боксон; 8 — миндалины из подошвы щелочно-оливин-базальтового потока г. Малахайта; 9 — плотная плитчатая неизменная часть потока, образец р881/1; 10–11 — охристая глина коры выветривания по пористым базальтам р. Боксон, образцы 273/24 и 271/41; 12 — оплавленные аргиллиты западнее оз. Саган-Нур, образец р822. Н.о. — не обнаружено. Пределы обнаружения: Sc — 10 мкг/г, Cr — 40 мкг/г, Sr — 80 мкг/г.

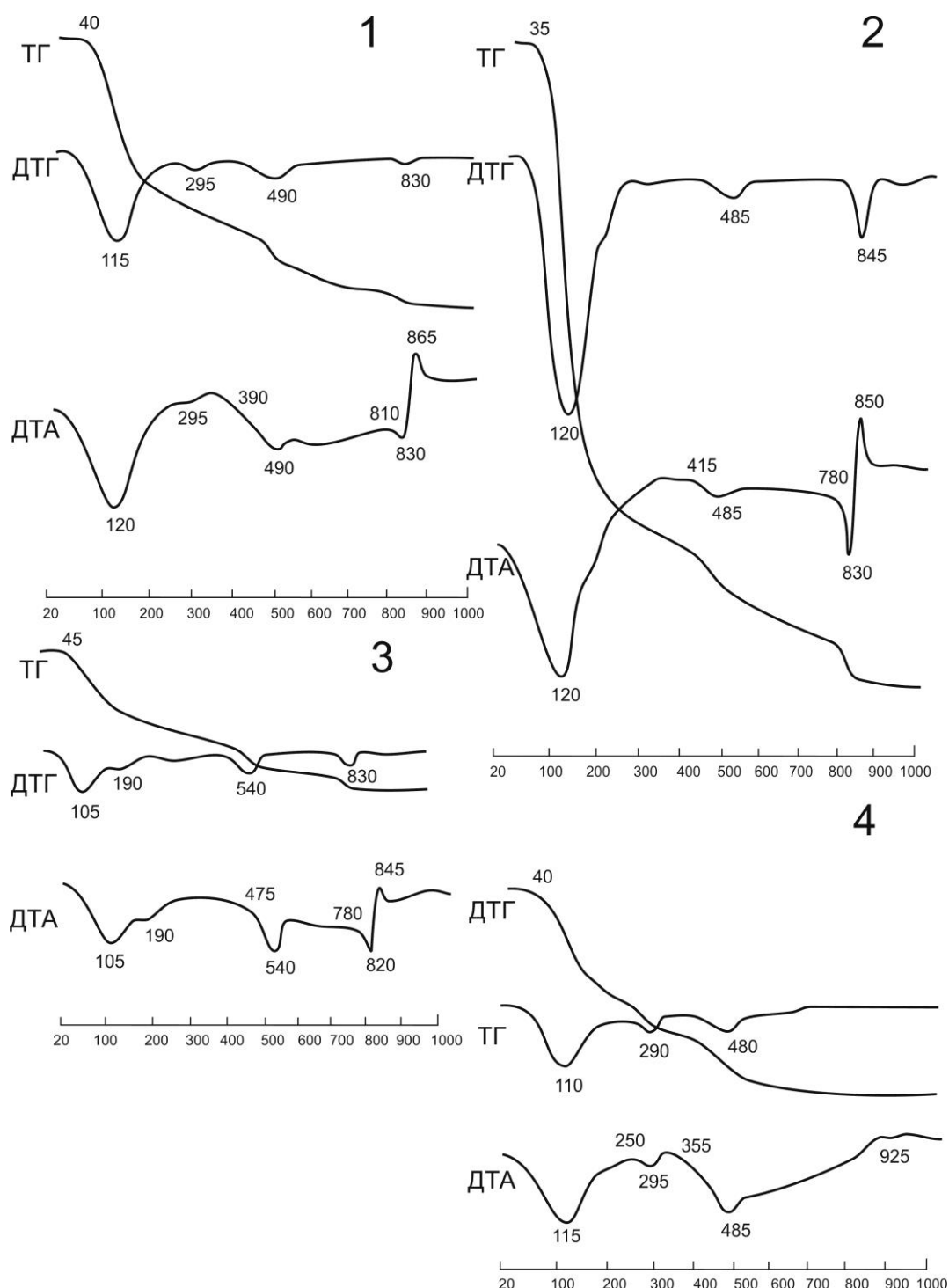


Рис. 2. Термограммы глинистого материала.

1–2 – две миндалины из бордовых боксонских базальтов; 3 – миндалины из подошвы базальтового потока р. Диби; 4 – зрелая кора выветривания (район пос. Боксон).

Термограмма четвертого образца (зрелая кора выветривания) характеризуется четко проявленными смектитовыми и гетитовыми эффектами и отсутствием сепиолитовых эффектов.

Низкотемпературный эндоэффект в интервале 35–115 °С связан с небольшой потерей веса (7.66%). Гетитовый эндоэффект небольшой (в интервале 250–295 °С) с потерей веса 2 %. Эндоэффект выделения конституционной воды — 4 % в интервале 355–

485 °С. Эндоэффект 890–925 °С слабый, нечеткий, без потери веса. Общая потеря веса образца коры выветривания по сравнению с образцами миндалин уменьшается до 13.66 %.

В целом по результатам термического анализа в составе миндалин диагностируются смектит и сепиолит. В боксонских миндалинах в качестве примеси появляется гетит. Последняя фаза присутствует, наряду со смектитом, в зрелой коре выветривания. Сепиолит в ней не обнаружен.

Неоднородный фазовый состав глинистых миндалин подтверждается изучением морфологии микрочастиц под электронным микроскопом.

В образце из горизонта бордовых боксонских базальтов выделяются три группы частиц: 1) мельчайшие (меньше 0.1 мкм) изометричные полупрозрачные чешуйки и их агрегаты; 2) очень плотные мелкие (меньше 0.1 мкм) округлые частицы с резкими краями; 3) аморфные корочки переменной толщины. Частицы первой группы могут относиться к сапониту, а их агрегаты — и к сапониту, и к монтмориллониту. Частицы второй и третьей групп, возможно, относятся к сепиолиту. Вид таких частичек охарактеризован в работах (Чухров, 1955; Рентгеновские..., 1965).

С образца была снята углеродная реплика. С поверхности обломка миндалины извлечены плотные мелкие (0.1–0.2 мкм) частички прямоугольной формы. Подобные микрочастицы были определены в желваках гравелистых фосфоритов как апатитовые (Мирахмедов, 1987). Присутствию микровключений апатита не противоречат широкие вариации содержаний P_2O_5 в миндалинах (см. таблицу).

В малахайтинской глинистой миндалине, так же как в боксонской, присутствуют мельчайшие (меньше 0.1 мкм) чешуйки и их агрегаты, которые представляют собой главную смектитовую фазу и β -сепиолит. Однако здесь появляется новая фаза — хлопьевидные агрегаты различной формы и размеров. При малой толщине просматривается их волосовидное строение, обычно свойственное коллоидам.

Исследование смоляно-черной каемки вокруг этой миндалины показало присутствие, наряду с морфологическими группами частиц ее центральной части, еще трех групп частиц. Появляются трубочки длиной 1,5 мкм и менее и диаметром 0.1–0.4 мкм, похожие на описанные минеральные фазы группы галлуазит–метagalлуазит (Чухров, 1955). Другой новый тип микрочастиц — резко удлинённые (до 10 мкм) очень тонкие (меньше 0.1 мкм) иголки, которые можно отнести либо к палыгорскиту, либо к сепиолиту. Наконец, выделяется переходный тип микрочастиц между хлопьевидными агрегатами коллоидного типа и галлуазитовыми трубочками. В коллоидных агрегатах зарождаются тонкие пластинки. Такие же пластинки причленены к трубочкам, образуя на них как бы незавершенный верхний слой.

4. Обсуждение и заключение

Нижние части разрезов вулканических пород часто сложены измененными базальтами черного цвета, иногда анамезитовыми. В шлифах признаки вторичных изменений не устанавливаются. В образцах таких пород определяются высокие концентрации избыточного 40Ar неясного происхождения. Выявленные признаки явной инфильтрации водных растворов с привнесом глинистых минералов свидетельствуют о вероятном скрытом распространении этого процесса. Внешне монолитные (но на самом деле тонкопористые) проницаемые базальты могут содержать глинистую минерализацию искажающую не только содержания радиогенного 40Ar, но и концентрации компонентов первичного состава вулканических пород, содержащихся в привнесенных глинистых минералах.

На примере приведенного боксонского разреза ясно, что эффекты инфильтрационного проникновения глин в проницаемый базальтовый субстрат могут проявиться и в вышележащих слоях, если в процессе затопления территории лавами базис эрозии становится выше и речными долинами расчленяют только верхние лавовые слои. Уровень распространения гипергенных процессов с инфильтрационным внедрением глин слу-

жит показателем такого высокого положения базиса эрозии.

По сравнению с неизменными базальтами, породы горизонтов с глинистыми миндалинами обладают повышенной окисленностью железа, обеднены кремнеземом, натрием, обогащены летучими компонентами, фосфором, рубидием и никелем. Наиболее существенные отличия от неизменных пород по содержаниям этих компонентов дает химический состав бесструктурных глинистых продуктов выветривания базальтов. Они сопоставляются по составу со стеклом из оплавленных нижнеплиоценовых аргиллитов (горельников), образующих слой на поверхности останца озерных отложений западнее оз. Саган-Нур. В отличие от глин, в стекле содержится мало воды и других летучих компонентов и возрастают содержания алюминия, калия и марганца (см. таблицу). Глинистый материал прокаливался подобно глинистому материалу горельников, обнаруженных на Приикатской тектонической ступени Баргузинской впадины (Рассказов и др., 2016).

Сравнивая составы глинистых миндалин и базальтов (рис. 3), убеждаемся, что появление миндалин отражает общую направленность перераспределения компонентов в процессе гипергенных изменений пород. Вариации состава миндалин зависят от геологических условий образования глинистого материала.

Слабое выветривание приводит к локальному распространению миндалин, которые вымываются или претерпевают изменения при более поздних процессах образования арагонита. Фазовый состав миндалин смектит-сепиолитовый, появляются другие фазы (галлуазит, польгорскит).

Более интенсивное выветривание способствует увеличению концентраций глинистого материала в порах, образование которого сменяется развитием арагонита. Состав глинистых миндалин в общем остается таким же, как при слабом выветривании. Изменяется компонентный состав фаз-примесей. Появляется гетит. Зрелая кора выветривания базальтов имеет смектит-гетитовый состав.

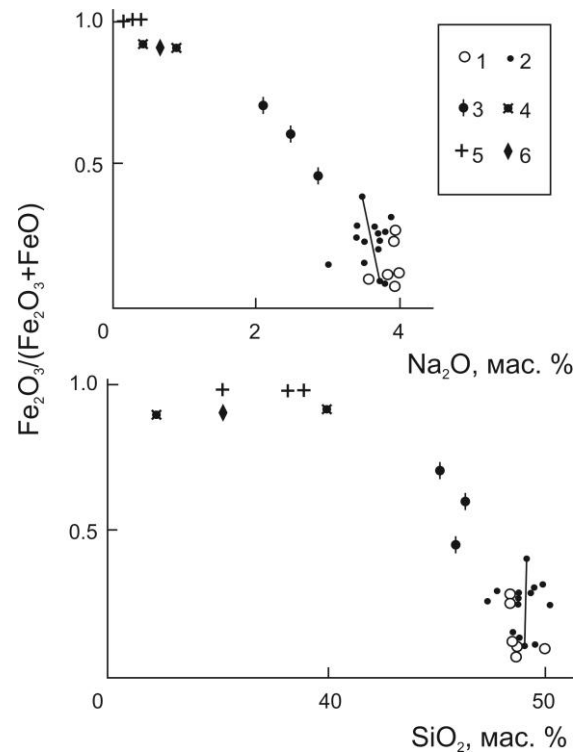


Рис. 3. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}) - \text{SiO}_2$, Na_2O в базальтах и глинистом материале.

1–2 – неизменные вулканические породы: 1 – щелочной оливиновый базальт, 2 – нунормативный базальт (сплошной линией соединены составы светло-серой породы со слабой окисленностью железа и темно-серой более окисленной корочки выветривания); 3–4 – измененные породы: 3 – базальт с глинистыми миндалинами, 4 – зрелая кора выветривания; 5 – глинистая миндалина; 6 – стекло из оплавленной осадочной породы (см. текст).

5. Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании РФФИ, грант 17-05-00808.

Литература

Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья / И.В. Белов, 1963. — 372 с.

Волколаков Ф.К. О наличии гидраргиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины / Ф.К. Волколаков, П.А. Хлыстов // Материалы по геологии и полезным ископаемым

Бур. АССР. — Вып. II. Улан-Удэ, 1967. — С. 51–53.

Гинзбург И.И. Минералы древней коры выветривания Урала / И.И. Гинзбург, И.А. Рукавишникова. — М., 1951. — 715 с.

Мирахмедов М. Вещественный состав желваково-гравелистых фосфоритов / М. Мирахмедов // Зап. Узб. отдел. ВМО, 1987. — Вып. 40. — С.134.

Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны / С.В. Рассказов [и др.] // География и природные ресурсы, 2016. — № 5. — С. 117–127.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. — Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. — 288 с.

Рассказов С.В. О находках глинистых миндалов в неогеновых базальтах Восточного Саяна / С.В. Рассказов, Г.А. Тихонова, Н.В. Нартова // Прикладная минералогия Восточной Сибири. — Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992. — С. 168–181.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. — М., 1965. — 599 с.

Сердюченко Я.П. Магнезиальные парагаллуазиты и другие монтмориллонитовые минералы из юрских осадков на Северном Кавказе / Я.П. Сердюченко // Вопр. петрографии и минералогии, 1953. — Т.2. М. — С. 100–122.

Термический анализ минералов и горных пород. — Л., 1974. — 399 с.

Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре / Ф. В. Чухров. — М., 1955. — 586 с.

Хлыстов П.А. Основные этапы мезокайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье / П.А. Хлыстов, Л.В. Дехтярева // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР. — Вып. XIII. — Улан-Удэ: Бурят. Кн. изд-во, 1970. — С. 50–57.

Differential thermal analysis.— Vol. 1. L. N.-Y.: Academic press. 1970.— 775 p.

Чувашова Ирина Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник

тел.: (3952) 51–16–59

Email: chuvashova@crust.irk.ru

Алокла Рияд

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Студент магистерской подготовки

Алеппо, Сирия

Университет Алеппо, преподаватель

Email: riyad.198762@gmail.com

Рассказов Сергей Васильевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии

тел.: (3952) 51–16–59

Email: rasssk@crust.irk.ru

Литология

УДК 551.31

Происхождение осадочных отложений высоких террасоувалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев², А.В. Буянов¹¹ Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аннотация. На правом берегу реки Селенга террасоувалы высотой 60–65 м сложены алевритово-песчаными сортированными осадками с небольшой примесью неокатанного и слабоокатанного крупнообломочного материала, с субгоризонтальной и наклонной слоистостью. Осадочные породы с общими структурно-текстурными характеристиками имеют разный генезис: в Усть-Джидинской впадине преимущественно озерно-аллювиальный, с примесью материала речного и склонового происхождения, в Гусиноозерской впадине – аллювиальный с формированием русловых нестречневых и пойменных фаций.

Ключевые слова. Высокий террасоувал, генезис отложений, Усть-Джидинская впадина, Гусиноозерская впадина

Введение

Одним из интересных, но не решенных однозначно до сих пор вопросов плейстоценового седиментогенеза Прибайкалья и Западного Забайкалья является проблема формирования и возраста песков большой мощности (от десятков до первых сотен метров). Они распространены во всех крупных суходольных впадинах Байкальской рифтовой зоны и в бассейне р. Селенга (Западное Забайкалье). К настоящему времени известно несколько точек зрения на эту проблему. Первые исследователи считали их озерными осадками, сформировавшимися в период высокого стояния байкальских вод (Обручев, 1929), позднее их отнесли к лимно- и флювиогляциальным отложениям внутренних зандровых полей межгорных впадин (Логачев, 1974; Флоренсов, 1960). Некоторые исследователи связывали их генезис с ветровыми и склоновыми процессами (Олюнин, 1978; Шевченко, Иванова-Радкевич, 1976), но многие считали пески полигенетическими, сформировавшимися в течение длительного времени (Базаров, 1986; Резанов, 1988). Нами получены новые данные по генетико-фациальной и литостратиграфической ха-

рактеристикам песчаных толщ долины р. Селенга, являющейся одним из «ключевых» районов для решения этой проблемы (рис. 1).

Методы исследований

При изучении отложений террасового комплекса применен стандартный комплекс литолого-фациальных исследований с получением полного ряда количественных характеристик процесса седиментации (построение кумулятивных кривых с вычислением коэффициентов сортировки (S_0) и асимметрии (S_k) по методу квартилей Траска (Шванов, 1969); коэффициенты сортировки (σ), асимметрии (α), вариации (v), средневзвешенный размер частиц (x), эксцесс (τ), вычисляемые по методу первых четырех центральных моментов распределения) (Шарапов, 1965). Основанием для расчета данных характеристик обломочных отложений является гранулометрический ситовой анализ, устанавливающий содержание в них частиц различной крупности (фракций). Размер частиц – важный структурный признак, который отражает динамические условия переноса и отложения материала, и широко ис-

пользуется при литолого-стратиграфических и палеогеографических реконструкциях (Pet-tijohn et al., 1972).

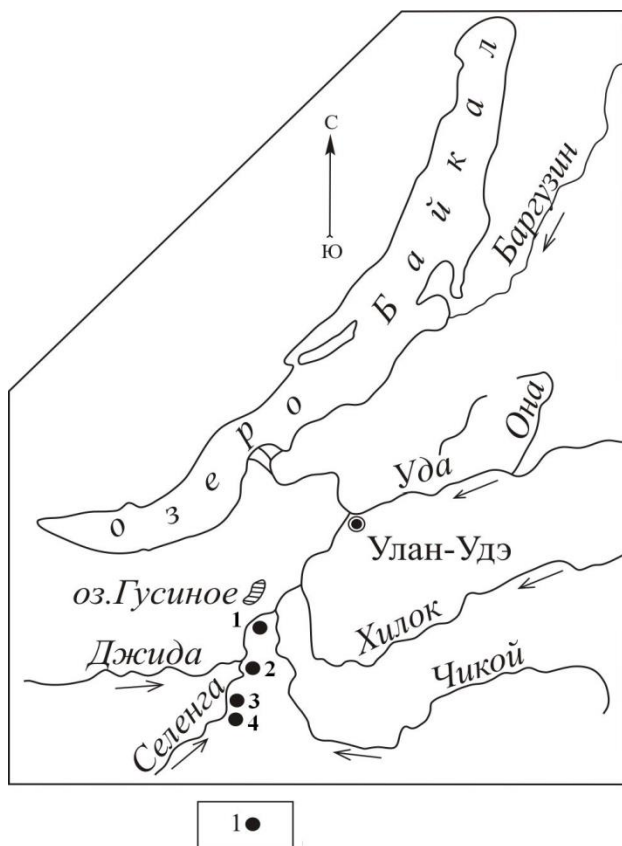


Рис. 1. Схема расположения геологических разрезов неоплейстоценовых осадочных отложений: 1 – Енхор, 2 – Дзбэн, 3 – Усть-Кяхта, 4 – Хоронхой.

Кроме того, для отложений, флювиальный генезис которых не вызывает сомнений, на основе установленных связей и закономерностей между различными гидродинамическими характеристиками, принятыми в гидрологии, восстановлены параметры речного потока, транспортировавшего и отлагавшего осадочный материал. Отправной точкой в подобных реконструкциях выступает механический состав наносов. При этом можно получить следующие критерии палеопотоков: 1) сдвигающие скорости и скорости накопления осадков; 2) глубины потока в меженный период и половодье; 3) скорость потока на вертикали его глубины; 4) предельный размер транспортирующихся отложений; 5) универсальный критерий Ляпина (β) – показатель грядового перемещения наносов на дне потока, 6) параметры

донных потоковых гряд – высоту, длину, скорость перемещения, а по высоте гряд – возможность определения порядка потока; 7) уклон водного зеркала; 8) коэффициент шероховатости палеорусел, через числовые значения которого можно сделать подробное заключение о гидрологических особенностях русла, режиме течения и рельефе дна (n); 9) ширину потока; 10) ф-критерий устойчивости русла, характеризующий речную систему по скорости развития русловых преобразований и оценивающий степень эрозионных деформаций; 11) число Фруда, определяющее характер течения, типы, подтипы речных русел и площадь водосбора (Fr) (Коломиец, 1998).

Используемый авторами в данном исследовании комплекс методов широко применялся при изучении особенностей осадкообразования и палеогеографии других районов Байкальской рифтовой зоны, а также Забайкалья и Северной Монголии (Kolomiets, 2008; Kolomiets et al., 2009; Kolomiets, Budaev, 2015)

Результаты исследований

Гусиноозерская впадина. Северо-восточной ориентировке продольной оси подчинена Гусиноозерская впадина, обрамленная с северо-запада Хамбинским хребтом, а с юга – хребтом Монистой. 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. Гусиного расположена Загустайская равнина. Загустайско-Убукунский увал с 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 южный и юго-восточный край впадины.

В 1 км юго-западнее с. Ёнхор до глубины 36.5 м изучена толща высокого 65-метрового надпойменного террасовала р. Селенга. В целом он сложен серовато-коричневыми, серыми, алевроитовыми, мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми, субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистыми песками с

маломощными линзовидными скоплениями, прослоями от 1–2 до 10–12 см грубо-крупнозернистых и среднезернистых песков с мелким гравием. На основании гранулометрического анализа осадки подразделяются на 11 литологических слоев (рис. 2).

Первый слой (глубина 0.1–2.35 м) представлен алевритисто-средне-мелкозернистыми ($x = 0.27–0.29$ мм) и средне-мелкозернистыми ($x = 0.37$ мм) песками. По коэффициенту сортировки σ , значения которого находятся в пределах 0.19–0.43, осадки характеризуются как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии $\alpha > 0$ с положением моды преимущественно в левой, по отношению к медиане, крупнозернистой части эмпирического полигона распределения оценивает режим седиментации на этот временной отрезок в условиях повышенной динамической активности потока. Значения эксцесса положительны ($\tau = 17.27–70.95$), что характеризует устойчивое состояние вещества на всем протяжении осадконакопления, хорошую обработку материала, превышающую количество привноса, и, как итог, – относительно спокойный тектонический режим. Показатели коэффициента вариации v по всей толще принадлежат диапазону от 0.74 до 1.18, что надежно аргументирует водное происхождение песчаных осадков (поле аллювиального генезиса).

Доминантная транспортировка обломочных частиц осуществлялась способом «пушечного ядра», а также перемещением алевритово-пелитовых размерностей в суспензионной взвеси за счет гидравлических ловушек в вертикальной толще водотока, динамика которого имела, главным, образом переходный тип между турбулентным и ламинарным режимом осаждения. Палеорека характеризовалась небольшими уклонами водного зеркала 0.41–0.80 м/км, скоростями доставки частиц 0.31–0.34 м/с, придонными скоростями аккумуляции 0.20–0.22 м/с, поверхностными скоростями течения 0.43–0.48 м/с, максимальными глубинами в меженьную фазу 0.3–0.4 м и шириной потоков на стадии их полного заполнения водой 125–379 м.

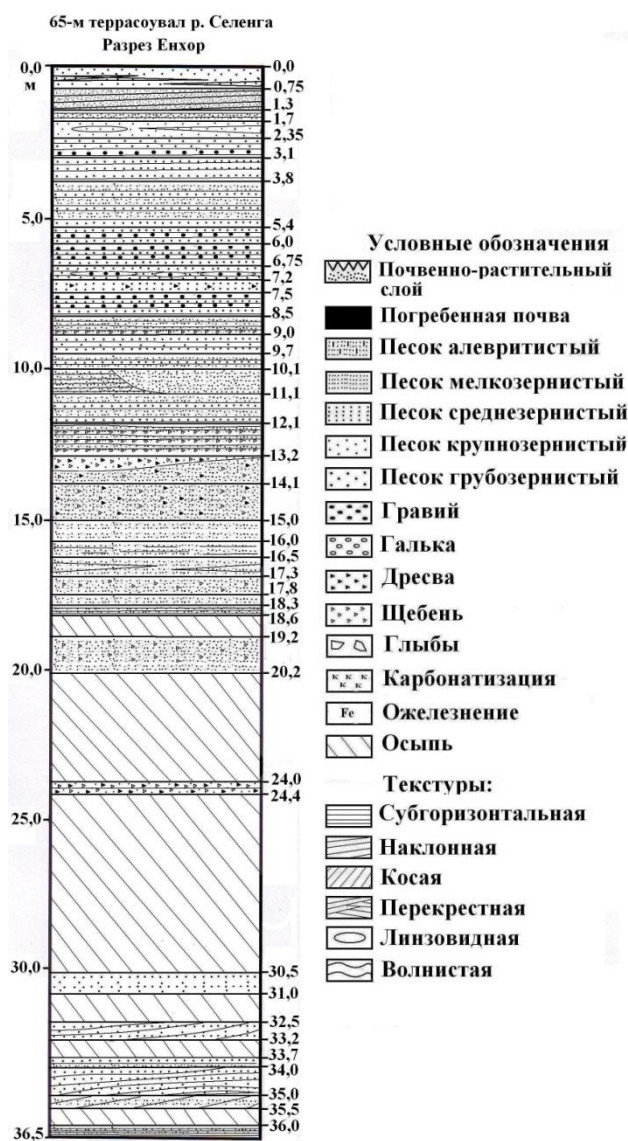


Рис. 2. Осадочная толща 65-метрового террасовала р. Селенга (разрез Енхор, Гусиноозерская впадина). Усл. обозн. для рис. 2 и 3.

Слабоподвижного характера (ϕ -критерий менее 100 единиц) водотоку по числу Фруда был присущ равнинный ($Fr = 0.05–0.08$), тип стабильных, хорошо оформленных русел с водосборной площадью >100 км² и свободным течением воды в благоприятном и весьма благоприятном положении ложа ($n = 39.4–41.7$). В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (русовая группа).

Алевритово- и алевритисто-мелкозернистые пески (второй слой – 2.35–5.4 м) (x соответственно равен 0.21–0.22 и 0.24–0.33 мм) имеют хорошую до умеренной сортировку материала ($\sigma = 0.21–0.38$), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц ($\alpha = 3.58–10.86$), эксцесс

резко положителен до первых сотен единиц. Такое соотношение основных статистических характеристик свидетельствует о более-менее стабильной динамике внедрения вещества в седиментационный бассейн и относительно спокойном его тектоническом режиме. Параметры коэффициента изменчивости ($v = 0.91\text{--}1.24$) принадлежат сектору стационарных однонаправленных водотоков с сезонными вариациями водности.

Осадки аккумулировались слабомобильным потоком равнинного типа ($Fr = 0.04\text{--}0.07$) в благоприятных условиях состояния ложа ($n = 40\text{--}43$). Имел место переходный режим осаждения, сальтационный перенос, а также донное волочение, что обосновывается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta = 0.19\text{--}0.27$), указывающего на образование мелкогрядовых подвижных форм руслового рельефа (наличие наклонно-слоистых текстур в разрезах). Сдвигающие скорости колебались в пределах $0.30\text{--}0.33$ м/с, предельные скорости накопления – $0.19\text{--}0.21$ м/с, поверхностные скорости течения – $0.40\text{--}0.46$ м/с, уклоны водного зеркала – $0.26\text{--}0.65$ м/км. Нижний порог глубины составлял $0.3\text{--}0.45$ м с ростом его до 3.7 м в момент, предшествовавший выходу воды на пойму, при ширине русла $50\text{--}408$ м, соответственно. В фациальном плане подобные условия характерны для русловых фаций речной макрофации.

Третий слой (глубина $5.4\text{--}11.0$ м) накоплен широким набором псаммитовых разностей ($x=0.32\text{--}0.95$ мм). Для отложений этого слоя в первую очередь характерна полифракционность (до 6–8 фракций), функционально зависящая от преобладания турбулентности в водной среде и свойственная именно аллювиальному типу аккумуляции наносов. В псаммитовом спектре руководящими фракциями являются размерности $0.63\text{--}0.315$ мм (до 27 % от общей массы) и $0.315\text{--}0.14$ мм (29–47 %). Заметную долю составляют алевриты и глины (22–42 %), песок крупный (1–13 %) и грубый (1–26 %). Обломочные частицы соответствуют гравийной размерности, как мелкой ($0.5\text{--}7.4$ %), так и крупной ($0.1\text{--}0.7$ %), а также мелкой гальке ($0.6\text{--}0.8$ %). Порода имеет умеренную, недостаточную, а то и плохую сорти-

ровку ($\sigma = 0.39\text{--}1.52$), левостороннюю скошенность эмпирического полигона распределения (мода больше медианы), эксцесс со знаком «+» и значения коэффициента вариации ($v = 1.13\text{--}2.38$), соответствующие области турбулентных водотоков речного облика с поступательным характером движения воды.

Потокам, образовавшим описываемый слой, был свойствен преимущественно полугорный с развитыми грядовыми подвижными формами донного рельефа ($Fr = 0.14\text{--}0.21$), реже равнинный ($Fr = 0.07\text{--}0.10$) типы русла средних рек, которые находились в благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением ($n = 33\text{--}40$). Скорости водотоков составляли $0.47\text{--}0.70$ м/с, пульсационные сдвигающие скорости перемещения обломочного субстрата – $0.33\text{--}0.45$ м/с, придонные скорости аккумуляции – $0.21\text{--}0.29$ м/с, меженные глубины – $0.3\text{--}5.2$ м, уклоны продольного профиля – $0.6\text{--}3.1$ ‰. Генетико-фациальная природа этих осадков вполне сопоставляется с аллювиальными русловыми грядовыми песками речной макрофации.

Четвертый слой, залегающий на глубине $11.0\text{--}15.0$ м, образован алевритово-мелкозернистыми ($x = 0.23$) и алевро-мелкозернистыми песками ($x = 0.22$), добавлением гравийных включений ($0.5\text{--}1.5$ %) с хорошей, умеренной и плохой сортировкой ($\sigma = 0.20\text{--}1.13$). Для эмпирического полигона фракционных распределений частиц характерной особенностью является его левосторонняя скошенность, возникшая вследствие выборочной обработки в процессе транзита крупнозернистых фракций при повышенной динамике среды седиментации ($\alpha > 1$). Эксцесс положителен и варьирует в весьма широких пределах ($\tau=12.83\text{--}269.97$). Значения коэффициента вариации находятся в интервале от 0.84 до 2.42 и соответствуют преобладающим условиям аккумуляции в стационарных водотоках с колебанием водности по сезонам года.

Транспортировавшая наносы р. Палео-Селенга характеризовалась скоростными параметрами: течения $0.40\text{--}0.48$ м/с, сдвига $0.30\text{--}0.33$ м/с, отложения $0.19\text{--}0.21$ м/с, имела уклон водного зеркала $0.27\text{--}0.74$ м/км,

меженную глубину 0.3–0.4 м при возрастании в половодье до 1.3–5.6 м и ширину русла 51–342 м в момент его полного заполнения до выхода воды на пойму. Палеоводоток нединамичного (ϕ -критерий устойчивости <100 ед.) равнинного типа ($Fr = 0.04–0.08$) с площадью водосбора >100 км² были свойственны натуральные, благоприятные условия состояния ложа со свободным течением воды ($n = 39–43$). Кроме того, по показателям универсального критерия Ляпина ($\beta = 0.20–0.28$) устанавливается присутствие в палеорусле подвижных форм низкогрядового рельефа высотой 0.20 м, длиной 1.6–2.4 м и скоростью перемещения 0.0002 м/с.

Хорошо сортированные ($\sigma=0.12$), асимметричные с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц ($\alpha > 1$) алевритово-мелкозернистые пески ($x = 0.20–0.23$) формируют пятый слой на глубине разреза 15.0–17.2 м. Осадки имеют низкий плюсовой эксцесс ($\tau = 4.85–8.51$) и значения коэффициента вариации ($v = 0.57–0.60$), совпадающие с сектором совокупного лимно-аллювиального генезиса.

Осадки аккумуляровались в озеровидном проточном водоеме с осредненными глубинами в 1.3–1.4 м и равнинным типом палеоводотоков ($Fr = 0.03–0.07$), транспортировавших сюда наносы, которые приходили в движение при достижении срывающих скоростей 0.30 м/с. Их перенос прекращался с падением скорости до 0.19 м/с. Необходимая высота водяного столба для перемещения составляла 0.43–0.46 м при поверхностной скорости течения 0.40 м/с, ширине водотока 51–54 м и уклоне продольного профиля 0.2–0.3 м/км. Руслу имели слабomobilный характер изменений ($\phi < 100$ единиц), находились в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n = 43$). Следовательно, образование осадков происходило в маловодном незастойном озеровидном водоеме (субгоризонтально-слоистый алевритово-тонкопесчаный береговой и прибрежный лимний) и однонаправленном слабодинамичном речном потоке (наклонно-слоистый мелкозернистый русловой и пойменный аллювий).

Шестой слой (глубина 17.2–18.6 м) состоит и песчаного алеврита ($x = 0.13$) с еди-

ничными гравийными зернами. Сортировка материала – от хорошей до умеренной ($\sigma = 0.15–0.39$). Мода осадка имеет в основном правостороннюю асимметрию в сторону мелких частиц ($\alpha = 1.4–1.9$) и оценивает динамику среды седиментации как невысокую. Эксцесс характеризуется знаком «+», что является показателем относительно спокойного тектонического режима этой среды. Коэффициент вариации v находится в пределах от 1.17 до 1.87 единиц и указывает на аллювиальное происхождение осадков (поле однонаправленных постоянных слабодвижных водотоков с сезонным колебанием водности).

Алевро-мелкозернистые пески ($x = 0.17–0.19$ мм) слагают седьмой слой (19.15–20.2 м). Данный литологический горизонт характеризуется хорошей и умеренной сортировкой ($\sigma = 0.28–0.36$), отражающей удлинение пути перемещения наносов в слаботурбулентной среде с образованием транзитных фракций. Имеет место скошенность эмпирических полигонов распределения в левую сторону ($\alpha > 1$) при очень большом положительном эксцессе (равновесность тектонического режима среды седиментации). Значения коэффициента вариации, принадлежащие в основном интервалу от 1.65 до 1.86, свидетельствуют о речном характере бассейна осадконакопления.

Седиментационный бассейн характеризовался срывающей скоростью перемещения дезинтегрированного субстрата 0.3 м/с, придонной скоростью отложения 0.19 м/с, поверхностной скоростью течения палеопотока 0.38 м/с, глубиной 1.1 м в близпаводковый и 0.56 м в меженный периоды, уклоном водного зеркала 0.2 м/км при ширине 30–38 м. Естественные, слабодинамичные, незасоренные русла (ϕ -критерий <100 единиц) со свободным течением потока имели равнинный тип ($Fr = 0.02–0.03$) с гладкой поверхностью дна ($\beta = 0.16–0.18$) в комфортных и весьма комфортных условиях состояния ложа ($n = 43–44$). По фациальной природе осадки принадлежат русловым, реже пойменным фациям.

В строении восьмого слоя (глубина 24.0–24.5 м) принимают участие крупно-средне-мелкозернистые пески с редкими включени-

ями гравия и мелкой гальки ($x = 0.56$). По статистическим параметрам осадок характеризуется плохой ($\sigma = 1.33$) сортировкой, имеет положительную асимметрию ($\alpha > 0$) с местоположением моды осадка в левой части эмпирического полигона распределения, лучшей трансформации крупнозернистой части гранулометрического спектра в сравнении с тонкозернистой, а также преобладанием крупного зерна в породе. Экссесс также положителен, характеризуется значениями в пределах десятков единиц, что указывает на определенную тектоническую стабильность, доставку малых порций субстрата и превышение скорости его обработки над поступлением. Коэффициент вариации v принадлежит области устойчивых стационарных аквальных водотоков турбулентного характера с сезонными изменениями водности ($v = 1.96$).

Привнос материала в осадкообразовательный бассейн происходил за счет естественного блуждающего потока полугорного типа ($Fr = 0.14$) с площадью водосбора $>100 \text{ км}^2$. Скорости водотока при этом не превышали значений: сдвига – 0.38 м/с , отложения – 0.24 м/с , течения – 0.57 м/с . Динамика потока характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления ($0.1 < x < 1.0$), транспортировкой частиц салътационным способом ($0.1 < x < 0.35$). Уклоны водного зеркала составляли 1.6 м/км , максимальные глубины: 0.25 м – в меженный и 3.1 м – в паводковый периоды, ширина русел в фазу самого высокого заполнения водой до выхода на пойму – 453 м . По своим гидродинамическим особенностям поток находился в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n > 37$) и мог приводить в движение обломки с предельным диаметром от 0.4 до 1.3 мм . По фациально-генетическому типу пески относятся к русловой нестрежневой фации.

Девятый слой (глубина $30.45\text{--}33.2 \text{ м}$) кумулирован алевритово-мелкозернистыми песками ($x = 0.22\text{--}0.25 \text{ мм}$) с очень редкими, единичными гравийно-мелкогалечными частицами. Динамические показатели описывают отложения как хорошо и умеренно сортированные ($\sigma = 0.22\text{--}0.43$) (нормальный

и недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Одновершинная мода ($\alpha > 0$) сдвинута большей частью в сторону мелких частиц (условно повышенная динамика среды седиментации, живых сил которой было явно не достаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть обломочного субстрата). Экссесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости ($v = 0.88\text{--}1.97$) указывает на возможность накопления таких осадков в подвижной среде, характерной для речных систем, так как соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков.

В строении десятого слоя (глубина $33.7\text{--}35.1 \text{ м}$) принимают участие алевро-мелкозернистые пески и песчаные алевриты ($x = 0.13\text{--}0.27 \text{ мм}$) хорошей сортировки ($\sigma = 0.19\text{--}0.27$), асимметричные с правосторонним модальным смещением и улучшенной обработкой мелкозернистой части гранулометрического спектра. Тектоническая составляющая процесса аккумуляции характеризуется определенным постоянством (числовые показатели эксцесса возрастают в пределах первых сотен единиц). Значения коэффициента вариации подобны флювиальным условиям образования наносов ($v = 0.98\text{--}1.83$) стационарными сезонно-колебательными водотоками с однонаправленным движением воды.

Формирование осадков осуществлялось блуждающим, средним по величине водотоком равнинного ($Fr < 0.1$) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора $>100 \text{ км}^2$) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 41$). Палеорусло имело уклон $0.07\text{--}0.44 \text{ м/км}$, скорость транспортировки частиц $0.28\text{--}0.32 \text{ м/с}$, придонную скорость отложения $0.18\text{--}0.20 \text{ м/с}$, поверхностную скорость течения воды $0.34\text{--}0.43 \text{ м/с}$, максимальные глубины в меженный период от $0.36\text{--}0.78 \text{ м}$ до $1.1\text{--}1.4 \text{ м}$ при ширине в период полного заполнения его водой $34\text{--}63 \text{ м}$. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (пойменная группа фаций).

Одиннадцатый слой (глубина 36.0–36.5 м) представлен мелкозернистым песком ($x = 0.21$) отчетливой субгоризонтальной текстуры. Это наиболее сортированные, одномодальные отложения ($\sigma = 0.08$) со значительной длиной транспортировки, предшествующей завершающей аккумуляции, относительно подвижной средой осадконакопления ($\alpha > 0$). Небольшие показатели эксцесса определяют некую равновесную эволюцию тектонических событий. Значения коэффициента вариации ($v = 0.38$) соответствуют лимническому генотипу (поле стационарных проточных озеровидных водоемов с волновыми колебаниями водной среды). Глубины такого водоема не превышали 1.1 м при наличии субламинарных и переходных придонных струй течения шириной 30–35 м, малых скоростей транспортировки и отложения материала, его стабильной обработке, а также превалировании темпов трансформации поступающего в осадконакопительный бассейн вещества над его привносом.

Усть-Джидинская впадина. Усть-Джидинская впадина охватывает нижнее течение р. Джиды и Дырестуйско-Убур-Дзакое структурное понижение на правом берегу р. Селенга. Горным обрамлением впадины с севера выступает Боргойский хребет, с юга хребты Хангидай и Хурайский. Отчетливо выраженные в морфологическом плане впадина и горные хребты ориентированы в направлении юго-запад – северо-восток. По правобережью Селенги распространены высокий террасовый переменной относительной высоты над урезом воды в реке – от 35–40 м в верхней части (разрезы Хоронхой, Усть-Кяхта) до 60–65 м в нижней (разрез Дэбэн) (рис. 3).

Осадочная толща разреза Дэбэн (в 6 км к югу от с. Дэбэн) до глубины разреза 55.8 м сложена, главным образом, песчаными осадками с небольшой примесью неокатанного и слабо окатанного крупнообломочного материала. Пески промытые, сортированные, с наклонной и косой слоистостью, по структурно-текстурным особенностям подразде-

ляются на 12 литологических горизонтов. В основании разреза до уреза воды 62 м залегают галечники 2–4 класса окатанности.

Самая верхняя часть разреза до глубины 2.4 м состоит из неслоистого разнозернистого карбонатизированного песка с рассеянными включениями гравия и мелкой гальки, а также двумя горизонтами погребенных почв на интервалах 0.75–1.2 и 1.3–1.7 м.

Первый литологический горизонт (интервал 2.3–3.4 м) выполнен субгоризонтально-слоистыми мелкозернистыми ($x = 0.20$ – 0.21 мм) песками. Отложения очень хорошей и хорошей сортировки ($S_0 = 1.32$ – 1.45 , $\sigma = 0.13$ – 0.16) с переменчивым модальным сдвигом как в сторону крупных ($S_k = 0.99$) так и сторону мелких частиц ($S_k = 1.05$), накапливались в среднединамических условиях активности ($\alpha > 0$) стационарного водного руслового потока ($v > 0.8$). Водоток характеризовался равнинным типом ($Fr = 0.03$ – 0.04) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (скорость течения 0.4 м/с, глубина 0.4–1.3 м, ширина 44–47 м). Тектонические условия территории были стабильными ($\tau = 61.2$ – 238.8).

Второй литологический горизонт (интервал 3.4–4.5 м) состоит из алевритово-песчаных частиц слабонаклонной текстуры (азимут падения ЮЗ $240^\circ \angle 6^\circ$) с добавлением до 2 % разноразмерного гравия и единичного мелкого щебня ($x = 0.10$ – 0.31 мм). Порода имеет очень хорошую и хорошую сортированность ($S_0 = 1.3$ – 1.4 ; $\sigma = 0.27$ – 0.66), непостоянный модальный сдвиг. Динамические условия седиментации ($S_k < 1$, $\alpha > 0$) соответствуют водно-речному облику с внедрением пролювиально-склоновых осадков ($v = 2.20$ – 2.81).

На интервале 4.50–6.25 м залегает третий литологический горизонт – наклонно-слоистые (ССВ $15^\circ \angle 8^\circ$; ЮЗ $225^\circ \angle 8^\circ$) алевритово-мелкозернистые, тонко-мелкозернистые, мелкозернистые и мелко-среднезернистые пески с единичными зернами псефитовых включений ($x = 0.20$ – 0.46 мм).

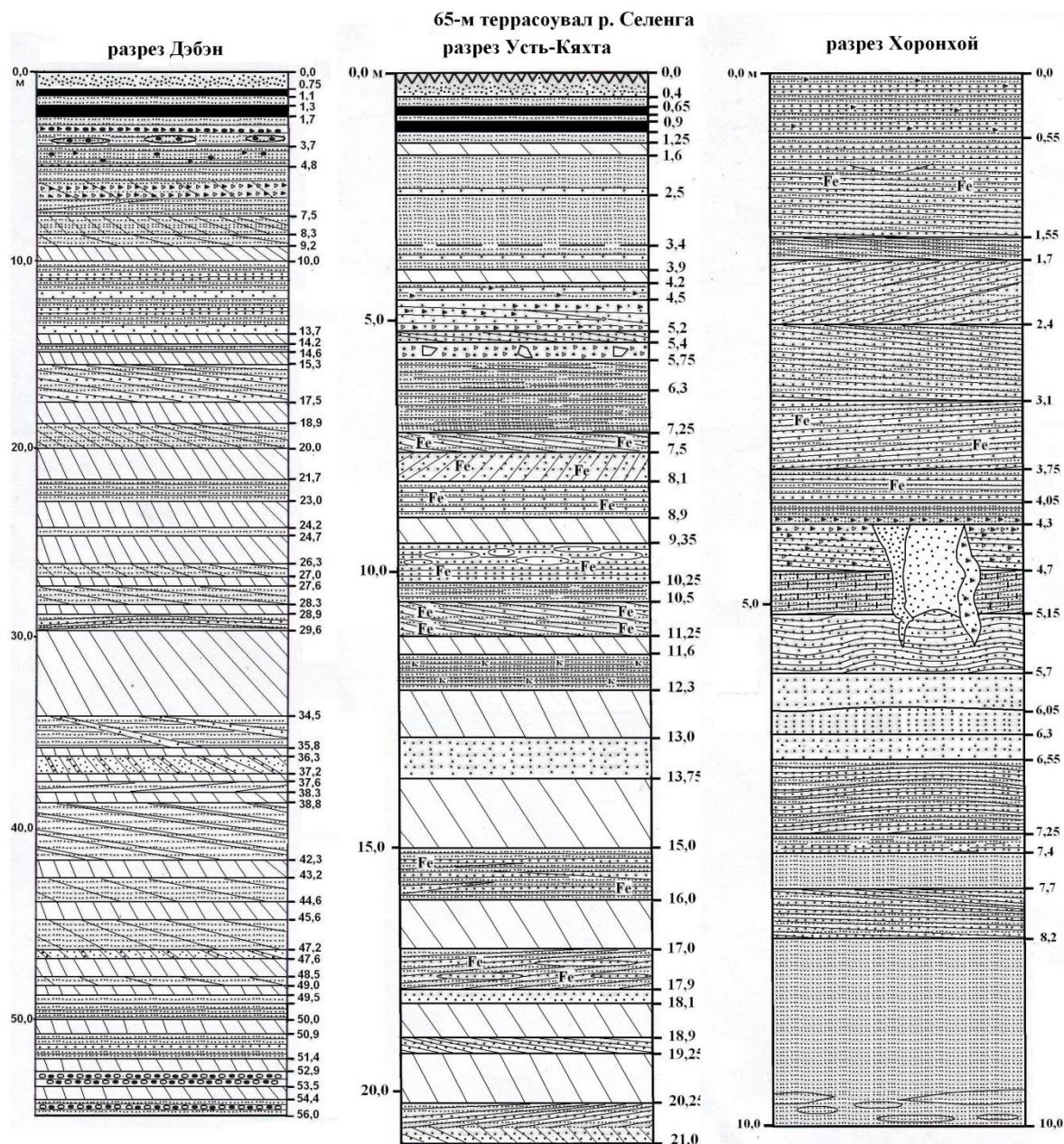


Рис. 3. Осадочные толщи 65-метрового террасовала р. Селенга (разрезы Дэбэн, Усть-Кяхта, Хоронхой; Усть-Джидинская впадина). Усл. обозн. см. рис. 2.

Коэффициенты сортировки осадков (совершенная и очень хорошая – $S_0 = 1.21–1.45$; $\sigma = 0.31–0.60$) устанавливают значительную длину транспортировки частиц в среде, обладающей очень высоким энергетическим потенциалом ($\alpha = 9.69–17.01$) при спокойном тектоническом фоне (значения эксцесса в основном в пределах первых сотен плюсовых единиц). Коэффициент вариации ($v = 1.08–2.23$) определяет условия аккумуляции

естественными речными потоками равнинного и полугорного типов ($Fr = 0.03–0.11$), имеющими чистое, незасоренное русло со свободным течением в рыхлых отложениях. Скорости потока составляли $0.40–0.52$ м/с, глубины – $0.4–5.2$ м при ширине палеоводо-токов $40–210$ м.

Четвертый литологический горизонт ($6.25–7.8$ м) сформирован алевритисто- и алевро-мелкозернистыми песками с суще-

ственными включениями малоокатанного (1–2 класс) гравийно-галечного материала (от 10.5 до 22.4 %), а также редкими глыбами рассеянного и линзовидного залегания. Текстура в целом нечеткая, слабонаклонная (ЮВ $110^\circ \angle 4-6^\circ$). Осадки умеренно и плохо сортированы ($S_0 = 1.42-2.11$; $\sigma = 0.83-8.64$) с модальным смещением в сторону мелких частиц, накапливались высокоомобильными потоками ($\alpha = 2.25-7.30$) полугорного и горно-грядового типа ($Fr = 0.28-0.41$) с поступлением дополнительных порций вещества коллювиально-пролювиального генезиса ($v = 2.08-3.13$).

Алевро-мелкозернистые пески и алевропески ($x = 0.16-0.19$ мм) наклонного залегания ЮВ $130^\circ \angle 16^\circ$ образуют пятый литологический горизонт на глубине разреза 7.8–9.2 м. Отложения характеризуются особенно хорошей и очень хорошей сортировкой ($S_0 = 1.19-1.41$; $\sigma = 0.09-0.14$) с левосторонним модальным смещением (преобладание крупнозернистых частиц, $S_k < 1$, $\alpha > 0$). Среда седиментации – комплексная лимно-аллювиальная ($v = 0.47-0.74$) с наличием проточных озеровидных водоемов глубиной 0.8–1.4 м и постоянных водотоков равнинного типа ($Fr = 0.02-0.03$).

Шестой литологический горизонт (9.2–12.2 м) сложен алевро-мелкозернистыми и мелкозернистыми песками ($x = 0.20-0.22$ мм) наклонной текстуры ЮВ $105-145^\circ \angle 4-8^\circ$. Сортировка – особенно хорошая и совершенная ($S_0 = 1.19-1.33$; $\sigma = 0.15-0.20$), модальный сдвиг правосторонний (преобладание мелкозернистых частиц, $S_k > 1$, $\alpha > 0$). Значения коэффициента вариации ($v = 0.73-1.72$) соответствуют области речного генезиса.

Седьмой литологический горизонт (12.2–13.7 м) представлен особенно и очень хорошо сортированными алевритисто-мелкозернистыми и мелкозернистыми псаммитами ($x = 0.21-0.29$ мм) с тонким наклонным переслаиванием (ЮВ $135^\circ \angle 10-12^\circ$). Отложения аккумулировались в слабодинамической среде ($S_k > 1$; $\alpha = 0.61-3.21$) озерных ($v = 0.32$, глубина 0.7 м) и смешанных лимно-аллювиальных условий седиментации ($v = 0.72-0.8$, глубина 2.0–2.1 м).

Восьмой литологический горизонт (14.2–15.7 м) накоплен песками той же размерности, что и выше залегающий слой ($x = 0.19-0.33$ мм) с небольшими включениями гравийно-галечных обломков (до 2 %). Наносы имеют совершенную и очень хорошую сортировку ($S_0 = 1.24-1.37$; $\sigma = 0.15-0.84$), правосторонний модальный сдвиг ($S_k > 1$, $\alpha > 0$), генезис их аллювиальный ($v = 0.82$).

Значительной части разреза на глубине 15.7–35.5 м – девятый литологический горизонт – присущи схожие структурно-текстурные, статистические и палеогидрологические особенности – наклонное и косое (ЮЗ-З $220-275^\circ \angle 6-20^\circ$) переслаивание из алевритово-тонкозернистых, мелкозернистых и средне-мелкозернистых песков ($x = 0.17-0.26$ мм) озерно-речного генезиса ($v = 0.46-0.73$).

Десятый литологический горизонт (35.5–37.6 м) выполнен алевропесками ($x = 0.19-0.20$ мм) косого залегания Ю $180^\circ \angle 26^\circ$ очень хорошей сортировки ($S_0 = 1.26-1.31$; $\sigma = 0.19-0.20$) с левосторонним модальным сдвигом ($S_k < 1$), накопившимися в динамичных стационарных турбулентных потоках ($\alpha = 7.97-8.56$; $v = 0.97-1.08$) равнинного типа ($Fr = 0.03$) с сезонным колебанием водности.

Одиннадцатый литологический горизонт (37.6–51.4 м) сложен в основном тонкопесчаными разностями частиц ($x = 0.17-0.28$ мм) наклонно-косой текстуры переменчивых азимутов падения – от ЮВ $140-150^\circ \angle 16-24^\circ$ до ЮЗ $230^\circ \angle 4-6$ – $20-26^\circ$, З $275^\circ \angle 20^\circ$. Транзит наносов имел значительный путь перемещения, что нашло отражение в особенно хорошей, совершенной и очень хорошей сортировке ($S_0 = 1.11-1.34$; $\sigma = 0.08-0.20$). Мода осадка смещена в сторону мелких частиц – среда седиментации не отличалась заметным энергетизмом ($S_k > 1$, $\alpha > 0$) при относительно устойчивом тектоническом фоне ($\tau > 0$). Происхождение толщи – озерно-аллювиальное ($0.4 < v < 0.8$), материал доставлялся стационарными водотоками равнинного типа ($Fr = 0.03-0.06$) и накапливался в проточных озерах глубиной 0.8–2.2 м.

Двенадцатый горизонт (51.4–55.8 м) имеет пестрое строение из сочетания частиц

алевритово-песчано-псефитовой размерности ($x = 0.14\text{--}3.28$ мм) наклонно-косой текстуры (ВЮВ $100\text{--}115^\circ \angle 8\text{--}22^\circ$). Сортировка и модальный сдвиг характеризуются непостоянством, условия аккумуляции преимущественно речные ($v > 0.8$).

Разрез Усть-Кяхта глубиной 21 м расположен в 3 км к юго-западу от с. Усть-Кяхта. Осадки – преимущественно тонко-мелкозернистые пески со слабовыраженной субгоризонтальной слоистостью, по структурно-текстурным особенностям слагающие шесть литологических горизонтов. Перекрывающие разрез слои до глубины разреза 3,9 м (1-й горизонт) состоят из неслоистого плохо промытого тонкозернистого песка ($x = 0.09\text{--}0.15$ мм). Осадки особенно хорошо и совершенно сортированы ($S_0 = 1.10\text{--}1.28$; $\sigma = 0.06\text{--}0.09$) с модальным смещением в сторону крупных частиц ($\alpha > 0$). Пески аккумуляровались в обстановке проточного озеровидного водоема (коэффициент вариации $v < 0.8$) с транспортировкой вещества потоками речного облика равнинного типа (число Фруда $Fr = 0.01\text{--}0.02$). Тектонические условия – стабильные, т. к. эксцесс (τ) осадков положителен в пределах первых десятков единиц.

Ниже до глубины 5.75 м (2-й и 3-й литологические горизонты) наблюдается укрупнение зернистости осадка до средних и крупных частиц ($x = 0.18\text{--}0.34$ мм), имеющих слоистую субгоризонтальную текстуру с мощностью прослоев 3–5 см и рассеянными включениями дресвы, щебня и редких малых глыб. Характерно ухудшение отсортированности отложений ($\sigma = 0.22\text{--}1.07$), связанное с возрастанием динамики палеопотока ($\alpha = 9.87\text{--}14.66$) на фоне устойчивого тектонического фона ($\tau = 107.9\text{--}283.6$). Генезис горизонтов – речной для 2-го горизонта ($0.8 < v < 2.0$, стационарные водотоки равнинного типа, $Fr = 0.03\text{--}0.06$) и водный с примесью неаквального вещества ($v \square > 2.0$) для третьего.

На интервале 5.75–12.30 м (4-й и 5-й литологические горизонты) отложения представлены мелкозернистым и мелко-среднезернистым песком ($x = 0.15\text{--}0.31$ мм) с перемежающейся плохо и отчетливо выраженной общей субгоризонтально-

слабонаклонной слоистостью с мощностью слойков от 1–2 до 5–6 см и отдельными, того же залегания, пачками наклонной (ЮЗ $240^\circ \angle 8^\circ$) и косой (ЮЮЗ $200^\circ \angle 26^\circ$) внутрислойковой текстуры мощностью 25–50 см. Толща имеет схожие с первым горизонтом статистические параметры осадков, генезис – комплексный озерно-речной ($v = 0.59\text{--}0.77$) с подстилающим слоем мелкозернистых песков на инт. 11.95–12.3 м озерного происхождения ($v < 0.4$).

Нижняя половина разреза (12.3–21.0 м, 6 литологический горизонт) сложена промытыми слабоожеженными мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми песками ($x = 0.18\text{--}0.38$ мм) субгоризонтальной и слабонаклонной текстуры. Осадки особенно хорошо структурированы ($S_0 = 1.04\text{--}1.24$; $\sigma = 0.08\text{--}0.15$), имеют модальный сдвиг главным образом в сторону тонкообломочных частиц ($S_k > 1$), тектонические условия седиментации стабильные ($\tau > 0$). В осадконакоплении наблюдается определенная цикличность по вертикали разреза – комплексные условия седиментации в постоянном проточном озерном водоеме ($v = 0.41\text{--}0.80$) менялись на речные ($v = 0.81\text{--}1.46$) с отложением транзитных фракций слабодинамичными фуркирующими равнинными водотоками ($Fr = 0.03\text{--}0.08$) с изменением ширины палеорусел (23–126 м).

Разрез Хоронхой видимой мощностью 10 м расположен на правом берегу р. Селенга в 0.8 км к юго-востоку от ст. Хоронхой. Здесь карьером вскрыта нижняя часть высокого террасовала р. Селенга. Общее строение (8 литологических горизонтов) – переслаивание тонко-мелкозернистых и крупно-среднезернистых песков преимущественно субгоризонтального залегания с мощностью слойков 1–5 см. При схожести основных гранулометрических коэффициентов – средне-взвешенного размера частиц, сортировки, асимметрии, эксцесса – имеют место различия в генезисе отложений и соответственно в условиях среды осадконакопления. Первый (0.0–1.7 м) и третий (3.2–4.7 м) горизонты являют собой аллювиальные образования ($v = 0.84\text{--}1.86$), которые накапливались равнинными стационарными речными потоками ($Fr = 0.02\text{--}0.07$), находящимися в поло-

жении беспрепятственного движения воды с естественным чистым незасоренным руслом, ложе которого выполнено рыхлыми породами.

Для остальной части разреза характерно смешанное лимно-аллювиальное происхождение ($v = 0.43-0.80$). Осадки формировались в береговой и прибрежной зоне стабильного проточного озеровидного бассейна с глубинами 0.8–2.0 м. Вещество доставлялось палеоводотоками равнинного облика ($Fr = 0.01-0.07$).

Обсуждение и выводы

На основании литолого-фациального и палеопотамологического анализов установлено, что аккумуляция высокого 65-метрового террасовала р. Селенга (южная часть Гусиноозерской впадины) осуществлялась главным образом в речных обстановках седиментации с формированием русловых нестрешневых и пойменных фаций. Генезис разреза Енхор разительно отличается от общего тренда происхождения высоких террасовых уровней Байкальской рифтовой зоны и Западного Забайкалья, а именно – формированием в аллювиальных обстановках седиментации.

Известно, что накопление высокого террасового комплекса Байкальской рифтовой зоны в нижнем-среднем неоплейстоцене осуществлялось в аллювиально-озерной среде, причиной длительного существования которой являлись ингрессии вод озера Байкал (до 4-х эпизодов) в межгорные впадины и речные долины его бассейна с образованием неглубоких озерных проточных водоемов (Коломиец, 2010). Причиной изменения уровневой поверхности оз. Байкал являлась тектоническая активизация в регионе. Несомненно, ингрессионное влияние байкальских вод испытывала и долина р. Селенга с ее главными притоками – рр. Итанца, Уда, Оронгой, Хилок, Темник, Джиды, Чикой. Для межгорных впадин (Итанцинская, Иволгино-Удинская, Убукуно-Оронгойская, Хилокская, Гусиноозерская, Джидинская, Чикойская), дренируемых вышеперечисленными реками, также свойственно наличие террасовых уровней – комплексов нижне-среднеоплейстоценовых высоких и позднелоплейстоценовых низких эрозионно-

аккумулятивных и аккумулятивных террасовалов и террас. Высокие уровни формировались главным образом в комплексных озерно-речных условиях седиментации, низким был свойственен речной генезис (Коломиец, Будаев, 2010, 2012а, 2012б, 2013, 2016; Будаев, Коломиец, 2013). Кроме такого сценария развития событий в четвертичной истории Западного Забайкалья присутствовали и локальные подпоры в долинах рек, обусловленные тектоническими дифференцированно-колебательными движениями, что также накладывало свой отпечаток – осадочные толщи накапливались в мелководных условиях, близко напоминавших озерные (Базаров, 1986).

Почему же тогда разрез Енхор среднеоплейстоценового возраста сформировался в аллювиальной среде? На наш взгляд, такой причиной явилось расположение данного разреза – напротив расширенного устья р. Темник. Следовательно, непосредственное участие в образовании толщи принял палеопоток Палео-Темника, который впадал в существовавший в то время озеровидный бассейн Гусиноозерской впадины. Предположить иное расположение долины р. Темник было бы не корректно – заложение речной системы в Западном Забайкалье произошло еще на добайкальском, эоцен-олигоценном этапе тектонического развития рельефа Селенгинского среднегорья (Резанов, 1988).

Генезис толщи террасовала той же относительной высоты в Усть-Джидинской впадине – преимущественно озерно-аллювиальный с примесью материала речного и склонового происхождения. Во время его формирования в данной межгорной котловине существовало подпорное озеро, вероятно, связанное с тектоническим подпором в зоне Боргойского хребта. Озеро распространялось вверх по долине Селенги на 20–25 км вплоть до ст. Хоронхой, так как этот высокий террасовал (с абсолютной высотой бровки, равной 610–620 м) протягивается от села Дзэбэн и далее до села Усть-Кяхта, заканчиваясь южнее станции Хоронхой (рис. 4).

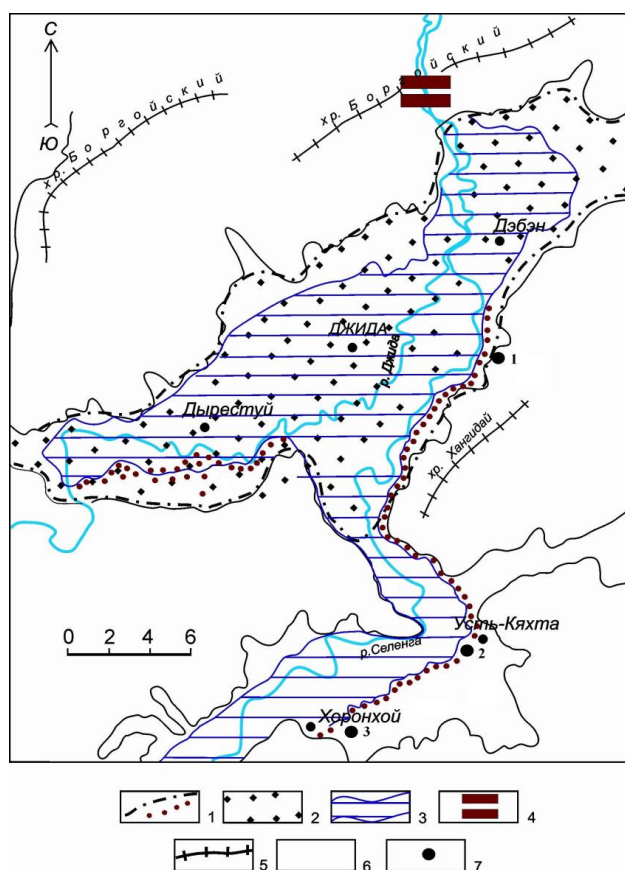


Рис.4. Палеогеоморфологическая схема Усть-Джидинской межгорной впадины в среднем плейстоцене.

1 – межгорная впадина; 2 – надпойменная терраса; 3 – подпорное озеро; 4 – тектонический подпор; 5 – горный хребет; 6 – горный массив; 7 – разрезы террасовала (1 – Дэбэн, 2 – Усть-Кяхта, 3 – Хоронхой).

Таким образом, высокие террасовалы правобережья р. Селенга имеют аквально-происхождение – аллювиальное в пределах Гусиноозерской и главным образом озерно-аллювиальное в Усть-Джидинской впадинах.

Литература

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья / Д.-Д.Б. Базаров – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.

Будаев Р.Ц. Осадочные толщи Гусиноозерско-Удинской ветви межгорных впадин Западного Забайкалья в неоплейстоцене (литология, генезис и палеогеография) / Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец // Отечественная геология. – 2013. – №3. – С. 47–54.

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам / В.Л. Коломиец // Вестник Бурятского университета. Се-

рия 3: география, геология. Вып. 2. – Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 1998. – С. 92–100.

Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. / В.Л. Коломиец – Иркутск, 2010. – 18 с.

Коломиец В.Л. Палеосреда формирования плейстоценовых осадков Итанцинской впадины (Восточное Прибайкалье) / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – Т. 1. – С. 143–144.

Коломиец В.Л. Литогенетические особенности формирования осадочной толщи стратотипа кривоярской свиты (Западное Забайкалье) / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). В 2-х т. – Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012а. – Т. I. – С. 202–204.

Коломиец В.Л. Палеогеографическая реконструкция осадконакопления приустьевое песчаного массива р. Чикой (Юго-Западное Забайкалье) / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012б. – В 2-х томах. – Т. 1. – С. 116–117.

Коломиец В.Л. Неоплейстоценовое аквально-осадконакопление песчаной толщи Убукуно-Оронгойской впадины (Селенгинское среднегорье) / В. Л. Коломиец, Р. Ц. Будаев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. – С. 116–118.

Коломиец В.Л. Седиментогенез террасового комплекса Нижнеджидинского района (Западное Забайкалье) / В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.В. Буянов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 14. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. – С. 127–129.

Логачев Н.А. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н. А. Логачев, И. В. Антощенко-Оленев, Д. Б. Базаров и др. – М.: Наука, 1974. 359 с.

Обручев В.А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк / В.А. Обручев – Л.: Изд-во Троицко-Савского отделения РГО, 1929. 246 с.

Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор / В.Н. Олюнин – М.: Наука. 1978. 276 с.

Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья / И. Н. Резанов – Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии / И.П. Шарапов – М.: Недра, 1965. 259 с.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения / В.Н. Шванов – Л.: Недра, 1969. 248 с.

Шевченко В. К. О генезисе плейстоценовых песков Забайкалья (по данным гранулометриче-

ского анализа) / В. К. Шевченко, А. Л. Иванова-Радкевич // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1976. – №10. – С. 21–27.

Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) / V. L. Kolomiets // Quaternary International, V. 179, 2008. – Elsevier Ltd. – P. 58–63.

Kolomiets V.L. Environment and human behavior in Northern Mongolia during the Upper Pleistocene / V.L. Kolomiets [et al.] // Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia. – 2009. – №1 (37). – P. 2–14.

Kolomiets V.L. Barguzin rift valley: Sedimentogenesis and paleogeography (Baikalian area, Russia) / V.L. Kolomiets, R.Ts. Budaev // Quaternary International, V.355, 2015. – Elsevier Ltd. – P. 57–64.

Pettijohn F.G. Sand and Sandstone / F.G. Pettijohn [et al.] – Springer Verlag – Berlin, Heidelberg, New York – 1972. – 618 p.

Коломиец Владимир Леонидович
кандидат геолого-минералогических наук,
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба. Геологический институт СО РАН,
старший научный сотрудник
670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а
Бурятский государственный университет, химический факультет
Доцент кафедры геологии
Email: kolom@gin.bscnet.ru

Будаев Ринчин Цыбикжапович
кандидат геолого-минералогических наук
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба. Геологический институт СО РАН,
старший научный сотрудник
Email: budrin@gin.bscnet.ru

Буянов Андрей Владимирович
670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а
Бурятский государственный университет, химический факультет
Студент 4-го курса кафедры геологии
Email: buyanov-1995@list.ru

Вулканизм, новейшая геодинамика

УДК 551(571.53)

Базальты Быстринской зоны из источников континентальной литосферной мантии: Тункинская долина Байкальской рифтовой системы

Ю. Аило^{1,2,3}, С.В. Рассказов^{1,3}, Т.А. Ясныгина³, И.С. Чувашова^{1,3},
Чжэньхуа Сие⁴, Йи-минь Сунь⁴

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Университет Аль-Фурад, Дейр-эз-Зор, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской Академии наук, Харбин, Хэйлунцзян, Китай

Аннотация. По петрохимическим и микроэлементным данным предполагается происхождение базальтов осевой рифтовой долины из источников континентальной литосферной мантии, неоднородность которых была обусловлена извлечением компонентов верхней и нижней коры. Микроэлементное моделирование показало частичное плавление апатит-содержащих источников от 3 до 8 % при варьирующих соотношениях граната и клинопироксена.

Ключевые слова. Кайнозой, базальт, Байкальский рифт, микроэлементы

Введение

Кайнозойский континентальный рифтогенез сопровождается развитием вулканизма, но его распределение в рифтовых зонах зависит от многих факторов, таких как воздействие межплитных процессов на внутреннюю часть плиты, участие плавления подлитосферного мантийного материала, адиабатически поднимающегося с разных уровней мантии, степень вовлечения в плавление литосферного материала и других. От флангов к осевым впадинам континентальных рифтовых зон Восточной Африки, Западной Европы, Байкальской и Рио-Гранде недосыщенные кремнеземом (*ne-normative*) щелочные вулканические породы сменяются нормально щелочными породами, насыщенными кремнеземом (*ol-hy-normative*), иногда с нормативным *qz*). Чаще всего такая латеральная смена состава базальтов характеризует продвинутый (плиоцен-четвертичный) этап рифтогенеза (Lipman, 1969; Рассказов, 1993). Геохимическая специфика источников пород рифтовых зон остается слабо изученной.

Рифтовые впадины Байкальской системы в основном лишены новейшего вулканизма. Авулканична и крупнейшая Байкальская впадина. Такая пространственная разобщенность была отмечена уже на первых этапах геологических исследований кайнозоя территории юга Восточной Сибири и воспринималась как свидетельство отсутствия прямой связи между процессами вулканизма и рифтогенеза (Флоренсов и др., 1968). В некоторых осевых рифтовых структурах вулканизм все же проявился. Эти случаи требуют специального изучения.

Одна из ключевых территорий пространственного совмещения вулканизма с рифтовыми структурами — западное побережье Южного Байкала. В районе пос. Култук и на хребте Камар выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов, а также наземных лавовых извержений временного интервала 18–12 млн лет назад. Установлен непосредственный контроль выходов вулканических пород Култукского вулкана затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которой быстро уменьшается от северо-западного берега оз.

Байкал в западном направлении. Обнаружены изменения состава продуктов вулканических извержений во времени и пространстве. Сделан вывод о резкой обособленности источников ранне-среднемиоценовых вулканических пород под западным краем Южно-Байкальской впадины от источников вулканических пород под Тункинской впадиной и о концентрированном плавлении мантийного материала под этими фрагментами рифтовой системы при относительном снижении степени плавления литосферного материала между ними (Рассказов и др., 2013).

Для выявления характера соотношений источников вулканических пород под территориями предполагаемого снижения интенсивности глубинных процессов в настоящей работе приводятся результаты изучения состава пород Быстринской вулканической зоны, пересекающей осевую Тункинскую рифтовую долину, в сопоставлении с базальтами Тункинской впадины. Эта территория характеризуется 1) находкой глубинных включений, 2) продольной сменой μ -нормативных пород ne -нормативными, 3) микроэлементной спецификой источников вулканических пород, свойственной континентальной литосфере, и 4) меняющимися соотношениями граната и клинопироксена в источниках плавления литосферного мантийного материала.

1. Методика аналитических исследований

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce центра коллективного пользования «Ультрамикроанализ» (пробоподготовка химика-аналитика М. Е. Марковой, измерения А.П. Чебыкина). Характеристика методик приведена в работе (Ясныгина и др., 2003). При калий-аргоновом датировании пород измерения радиогенного аргона проведены по методике, приведенной в работе (Рассказов и др., 2000) (аналитик С.С. Брандт), измерения калия — методом пламенной фотометрии (аналитик М.М. Самойленко, аналитический

центр). Возраст рассчитан по константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_K + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, где λ_K — постоянная захвата электрона К-оболочки ядром ^{40}K ; λ_β — постоянная β -распада. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре института классическим «мокрым» методом (аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко, аналитический центр). Для ограниченного спектра микроэлементов (Cr, Ni) используются также результаты атомно-эмиссионного спектрального анализа (аналитики Т.И. Елизарьева и В.А. Русакова).

2. Структурное положение Быстринской зоны

На западном побережье оз. Байкал вулканизм проявился в трех зонах: Камарской, Становой и Быстринской. Камарская и Быстринская зоны протягиваются на 20 км каждая. Между ними приблизительно такое же расстояние. Протяженность Становой зоны на одну треть меньше. Расстояние между Камарской и Становой зонами составляет не более 10 км. Докайнозойский фундамент территории представляет собой коллизионную границу Слюдянского блока, аккрецированного к краю архейского Шарыжалгайского кристаллического блока Сибирской платформы в раннем палеозое, около 480 млн лет назад. В слюдянском зональном метаморфическом комплексе Камарская и Быстринская вулканические зоны заключены в блоке гранулитового метаморфизма и утыкаются в главный Саянский разлом, тектониты которого круто погружаются от Шарыжалгайского блока к юго-западу. Становая зона находится во внутренней части Слюдянского блока и, в отличие от двух других зон, пересекает изограду гиперстена.

Молодые впадины Тункинской рифтовой долины унаследовали коллизионную границу. Камарская и Быстринская вулканические зоны пересекают осевую структуру рифтовой долины. Камарская выходит непосредственно на край Южно-Байкальской впадины, Быстринская — находится на перемычке между Быстринской и Торской впадинами (рис. 1). Быстринская впадина активно прогибалась с накоплением неоген-четвертичных отложений, но в неоплейстоцене была вовлечена в инверсионные восходящие движения.

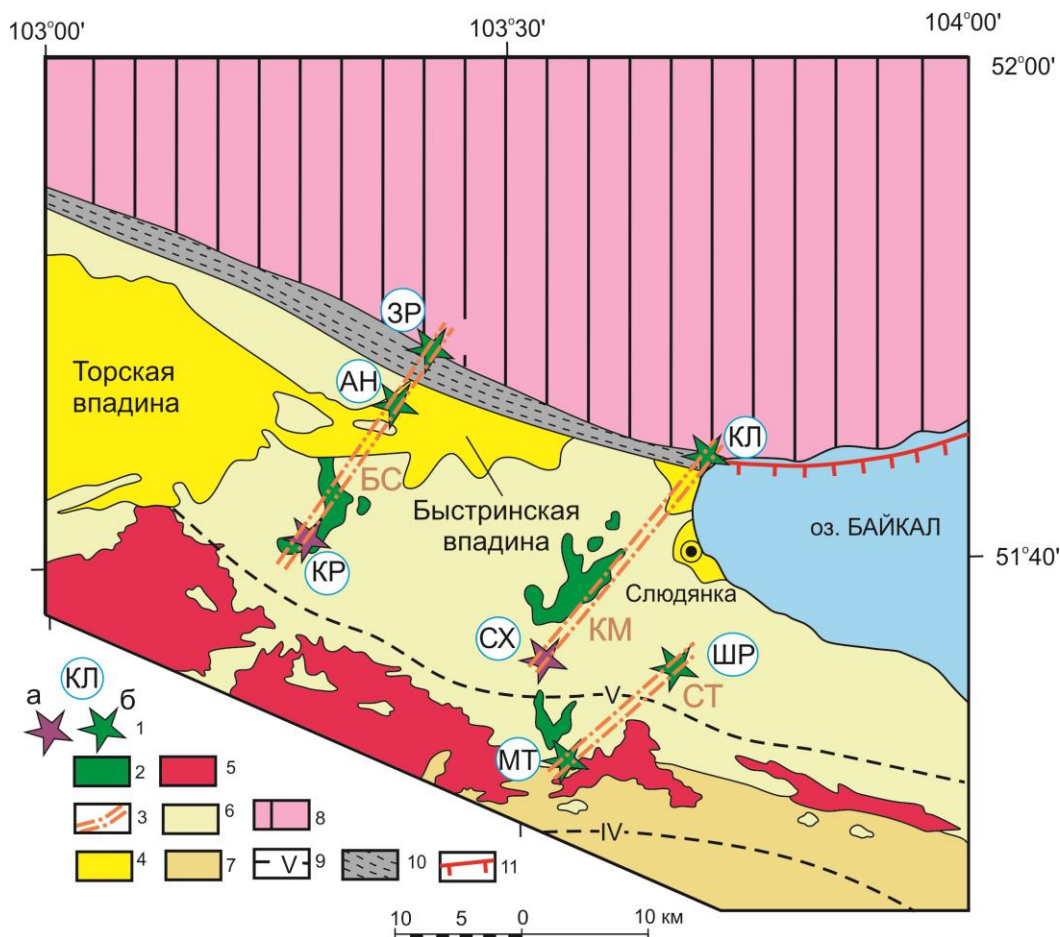


Рис. 1. Структурное положение Быстринской (БС), Камарской (КМ) и Становой (СТ) зон ранне-среднемиоценового вулканизма.

1 — вулканы с глубинными включениями (а) (КР — Карьерный, СХ — Сухой) и без глубинных включений (б) Камарской вулканической зоны (КЛ — Култукский, ШР — Широкий, МТ — Метео, АН — Анчукский, ЗР — Зыркузунский); 2 — базальтовый покров; 3 — осевая линия вулканической зоны; 4 — кайнозойские осадочные отложения рифтовых впадин; 5 — палеозойские граниты; 6–8 — осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфические субтеррейны Хамардабанского составного террейна: 6 — Слюдянский, 7 — Хангарульский; 8 — Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 — изограды метаморфизма: IV — калишпата, V — гиперстена; 10 — зона главного Саянского разлома — структурного шва кристаллического фундамента Сибирской платформы; 11 — Обручевский разлом с ярко выраженной кайнозойской кинематикой сбросового типа. Геологическая схема составлена по работам (Васильев и др., 1981; Беличенко и др., 2006) с упрощениями и дополнениями.

3. Вулканы и их опробование

В Быстринской зоне проявилась активность трех вулканов: Зыркузунского, Анчукского и Карьерного.

Зыркузунский вулкан находится на поднятом северном плече рифтовой долины. Лавовый покров перекрывает тектониты Главного Саянского разлома в виде слоя с видимой мощностью первые метры. В скважине, пройденной в базальтах, на глубине 6

м были вскрыты туфы (Ламакин, 1968). Их находка свидетельствует о местном вулканическом извержении лавового покрова.

Анчукский вулкан пространственно соответствует осевой части Тункинской рифтовой долины. Магмовыводящий канал обнажен перед входом в ущелье Зыркузунской петли, в левом борту р. Иркут. Расплавы внедрились в зоне северного краевого разлома рифтовой долины. Эрозионными процессами базальты канала были выведены на

земную поверхность в миоцене. Между выступом субвулканического тела и северным бортом Быстринской впадины находятся тонкообломочные озерные отложения. В позднем плиоцене Быстринская впадина активно прогибалась с накоплением более грубообломочного материала, суммарная мощность которого, по данным бурения, составляет 500 м. В четвертичное время субвулкан был вовлечен в поднятие вместе с северным рифтовым плечом. Прилежащий к нему с юга тектонический блок в процессе восходящих движений наклонился под углом 50–70° к осевой части долины (Рассказов, 1993). В обнажении корневой части вулкана различаются две разновидности пород: светло-серая массивная (обр. p610/1) и темно-серая, местами пористая (обр. p610).

Карьерный вулкан образует лавовый покров, залегающий на поверхности тектонического блока, наклоненного к осевой части долины. Карьером вскрыты лавовые потоки тонкостолбчатого и комбинированного плитчато-столбчатого сложения видимой мощностью не менее 25 м. В южной части карьера наблюдаются туфы вулканической постройки. В разных частях лавового потока (в том числе вскрытых карьером) отобрано 11 образцов массивного сложения (таблица). К-Ар датирование образца TN-15-05 показало возраст вулкана 13.2 ± 1.5 млн лет ($K_2O=1.85$ мас. %, $^{40}Ar_{\text{рад.}}=7.92 \times 10^{-4}$ нмм³/г, $Ar_{\text{возд.}}=92\%$). Для сопоставления опробованы вулканические породы Тункинской впадины (таблица).

Петрогенные оксиды и микроэлементы в вулканических породах Быстринской и Тункинской впадин

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	p528A	p528A1	p528A2	p528Am	ВК-1	p610	p610/1
SiO ₂ , мас. %	49.1	Н. о.	Н. о.	49.26	48.24	45.53	46.32
TiO ₂	2.12	Н. о.	Н. о.	2.07	2.45	2.29	2.29
Al ₂ O ₃	15.4	Н. о.	Н. о.	14.61	13.18	14.65	15.71
Fe ₂ O ₃	2.13	Н. о.	Н. о.	11.49	12.02	1.47	2.28
FeO	8.45	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	12.02	9.2
MnO	0.14	Н. о.	Н. о.	0.15	0.2	0.17	0.15
MgO	7.93	Н. о.	Н. о.	8.41	8.9	9.12	8.87
CaO	7.93	Н. о.	Н. о.	7.97	8.31	8.25	8.6
Na ₂ O	3.4	Н. о.	Н. о.	3.01	2.48	2.3	3.34
K ₂ O	1.56	Н. о.	Н. о.	1.39	1.57	1.16	1.93
P ₂ O ₅	0.56	Н. о.	Н. о.	0.36	0.51	0.62	0.56
H ₂ O ⁻	0.32	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.36	0.32
H ₂ O ⁺	1.2	Н. о.	Н. о.	2.3	1.99	2.26	0.75
Сумма	100.24	Н. о.	Н. о.	101.02	99.85	100.2	100.32
Sc, мкг/г	17.8	16.3	14.7	Н. о.	20.0	Н. о.	19.8
V	100	191	Н. о.	161	174	220	140
Co	39	42	Н. о.	50	49.4	63	58
Ni	86	119	Н. о.	90	169	160	150
Cu	32	40	34	Н. о.	Н. о.	Н. о.	50
Rb	19.2	18.1	16.7	17.0	17.0	18	26.7
Sr	931	725	652	592	531	1000	1192
Y	20.5	18.7	17.3	22.0	19.2	Н. о.	19.4
Zr	185	185	157	165	166	Н. о.	193
Nb	34.7	30.9	29.8	15.0	29.7	Н. о.	42.5
Cs	Н. о.	0.40	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ba	317	351	321	279	330	210	401
La	23.4	24.3	23.6	Н. о.	21.5	Н. о.	28.5
Ce	71.0	53.1	50.1	Н. о.	46.0	Н. о.	57.1
Pr	6.03	6.92	5.99	Н. о.	Н. о.	Н. о.	6.52
Nd	29.5	29.6	30.3	Н. о.	25.0	Н. о.	30.5
Sm	6.57	6.75	6.62	Н. о.	5.88	Н. о.	6.32
Eu	2.06	2.05	2.03	Н. о.	1.87	Н. о.	1.98
Gd	5.85	5.73	5.60	Н. о.	Н. о.	Н. о.	5.57
Tb	0.84	0.77	0.77	Н. о.	0.77	Н. о.	0.81
Dy	3.97	4.16	3.91	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.90
Ho	0.70	0.73	0.68	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.70
Er	1.85	1.65	1.82	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1.78

Продолжение таблицы

№ п/п № образца SiO ₂ , мас. %	8 p610/1An	9 p682	10 TN-15-02	11 TN-15-03	12 TN-15-04	13 TN-15-05	14 TN-15-06
Tm	Н. о.	0.25	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Yb	1.30	1.40	1.51	Н. о.	1.47	Н. о.	1.44
Lu	0.19	0.20	0.19	Н. о.	0.225	Н. о.	0.20
Hf	4.06	4.42	4.18	Н. о.	4.19	Н. о.	4.77
Ta	2.03	2.08	2.17	Н. о.	1.93	Н. о.	2.72
Pb	2.5	2.7	2.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	2.8
Th	2.16	1.98	2.43	Н. о.	2.15	Н. о.	3.22
U	0.68	0.66	0.74	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1.013
TiO ₂	Н. о.	2.4	2.63	Н. о.	2.73	2.59	2.38
Al ₂ O ₃	Н. о.	14.8	13.76	Н. о.	13.39	13.79	15.16
Fe ₂ O ₃	Н. о.	3.13	3.46	Н. о.	2.23	3.2	4.83
FeO	Н. о.	8.08	8.18	Н. о.	9.42	8.27	6.11
MnO	Н. о.	0.17	0.17	Н. о.	0.17	0.18	0.16
MgO	Н. о.	8.49	10.16	Н. о.	10.44	10.03	6.65
CaO	Н. о.	9.52	9.54	Н. о.	9.86	9.57	8.69
Na ₂ O	Н. о.	3.12	2.7	Н. о.	2.98	2.75	3.23
K ₂ O	Н. о.	2.04	1.89	Н. о.	1.72	1.85	1.52
P ₂ O ₅	Н. о.	0.68	0.64	Н. о.	0.66	0.64	0.54
H ₂ O ⁻	Н. о.	0.81	0.44	Н. о.	0.21	0.43	0.48
H ₂ O ⁺	Н. о.	1.98	2.1	Н. о.	1.8	2.15	1.83
Сумма	Н. о.	100.37	100.32	Н. о.	100.38	99.94	100.38
Sc, мкг/г	26.0	19.9	15.1	14.4	14.5	22.8	15.8
V	194	380	234	215	218	229	167
Co	47	79	49	47	51	50	39
Ni	150	190	171	150	196	187	75
Cu	55	50	44	44	45	39	44
Rb	28.6	30.4	29.2	51.9	34.8	34.2	14.8
Sr	966	2968	959	1096	1129	1287	800
Y	21.4	21.1	24.0	24.8	22.5	24.2	20.0
Zr	247	199	211	232	202	253	165
Nb	43.7	57.7	64.0	73.7	55.2	63.7	32.8
Cs	0.21	Н. о.	0.38	0.54	0.36	0.40	0.67
Ba	445	568	516	585	432	521	276
La	31.6	37.5	39.9	45.1	35.1	39.8	22.9
Ce	65.2	113.9	84.5	93.0	76.1	85.1	49.7
Pr	7.99	8.07	9.78	10.54	8.92	9.77	6.34
Nd	32.2	37.5	38.20	40.5	36.2	38.8	26.9
Sm	6.94	7.77	7.89	8.28	7.82	7.88	6.26
Eu	2.08	2.15	2.52	2.60	2.47	2.52	2.09
Gd	6.34	6.41	7.36	7.58	7.14	7.47	5.95
Tb	0.86	0.91	1.05	1.07	1.00	1.04	0.86
Dy	4.71	4.36	5.49	5.71	5.24	5.42	4.43
Ho	0.81	0.82	0.91	0.93	0.85	0.90	0.75
Er	1.97	1.97	2.29	2.36	2.17	2.28	1.86
Tm	0.30	Н. о.	0.30	0.31	0.28	0.28	0.24
Yb	1.62	1.63	1.64	1.78	1.49	1.65	1.38
Lu	0.24	0.24	0.24	0.24	0.21	0.24	0.20
Hf	5.81	5.01	5.06	5.39	5.06	6.03	3.97
Ta	2.97	3.89	4.59	5.04	3.89	4.33	2.18
Pb	3.3	3.4	2.5	3.4	2.1	5.0	4.6
Th	3.59	4.49	4.95	5.83	4.54	4.99	2.01
U	0.95	1.26	1.03	1.54	1.63	0.88	0.31

О к о н ч а н и е т а б л и ц ы

№ п/п № образца	15 TN-15-07	16 TN-15-08	17 TN-15-09	18 TN-15-11	19 TN-15-12
SiO ₂ , мас. %	47.41	48.27	47.32	48.5	47.56
TiO ₂	2.12	2.27	2.41	2.33	2.36
Al ₂ O ₃	15.73	15.55	14.55	14.68	14.09
Fe ₂ O ₃	2.28	4.56	3.03	3.92	2.42
FeO	9.51	6.74	8.73	7.56	9.15
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16
MgO	7.79	7.79	8.79	8.39	9.39
CaO	8.28	8.36	8.65	8.59	8.55
Na ₂ O	3.78	3.67	3.65	3.74	3.64
K ₂ O	1.79	1.78	1.66	1.48	1.68
P ₂ O ₅	0.6	0.6	0.63	0.6	0.66
H ₂ O ⁻	0.05	0.08	0.05	0.02	0.08
H ₂ O ⁺	0.72	0.51	0.72	0.44	0.68
Сумма	100.22	100.34	100.35	100.4	100.42
Sc, мкг/г	19.5	19.7	22.1	19.0	18.3
V	169	169	173	175	167
Co	45	42	47	46	47
Ni	135	129	146	118	153
Cu	43	41	22	29	28
Rb	21.1	19.5	19.6	19.4	17.6
Sr	908	827	745	744	739
Y	21.5	23.2	23.5	23.4	22.4
Zr	167	172	198	168	194
Nb	36.2	38.2	42.4	40.0	44.0
Cs	0.34	0.21	0.24	0.33	0.22
Ba	507	479	398	403	374
La	27.0	28.6	28.0	26.9	28.4
Ce	58.6	64.0	61.4	59.9	62.5
Pr	6.90	7.67	7.50	7.29	7.59
Nd	27.9	30.8	30.8	30.1	31.3
Sm	6.12	6.66	6.85	6.74	6.86
Eu	2.02	2.15	2.28	2.27	2.31
Gd	5.75	6.30	6.57	6.52	6.55
Tb	0.82	0.89	0.95	0.94	0.94
Dy	4.43	4.91	5.04	5.05	5.10
Ho	0.76	0.88	0.89	0.89	0.84
Er	2.07	2.27	2.29	2.29	2.24
Tm	0.29	0.31	0.30	0.31	0.28
Yb	1.58	1.75	1.76	1.70	1.63
Lu	0.23	0.26	0.26	0.26	0.24
Hf	3.94	4.01	4.74	4.10	4.40
Ta	2.47	2.54	2.88	2.67	2.97
Pb	Н. о.	3.4	2.0	2.5	2.5
Th	2.48	2.16	2.41	2.45	2.52
U	0.51	0.29	0.44	0.41	0.25

Примечание к таблице: Породы вулканов: 1–5 — Зыркузунского; 6–8 — Анчукского; 9–13 — Карьерного; 14–19 Тункинской впадины (9–13 — щелочные оливиновые базальты, 14 — базальт, 15–19 — трахибазальты). Н. о. — не определялось. Курсивом даны результаты атомно-эмиссионного спектрального анализа.

«Вершинное» положение в рельефе (рис. 2) свидетельствует об активности вулканов Быстринской зоны до эрозионного расчленения территории, в отличие от Камарской зоны, в которой вулканические породы выполняли глубоко расчлененный эрозионный рельеф. Датировка 13.2 ± 1.5 млн лет Карьерного вулкана сопоставляется с интервалом датировок 13.4–11.7 млн лет, полученным

для пород верхнего пакета вулкана Сухого Камарской зоны (Рассказов и др., 2013).

Следовательно, вулканизм Камарской и Быстринской зон был одновременным. Эрозионное расчленение Камарской зоны было связано с ее локальным поднятием, не распространявшимся на сопредельную территорию Быстринской зоны.

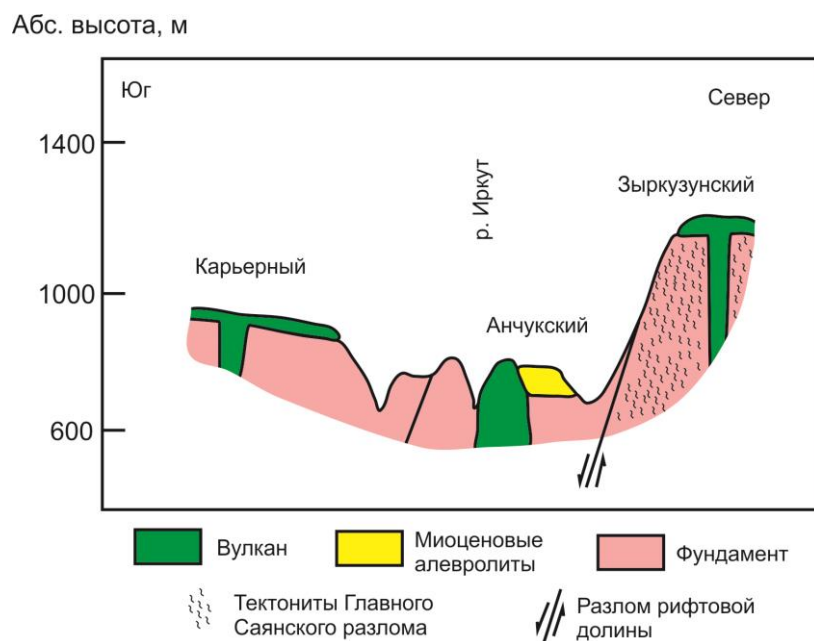


Рис. 2. Положение вулканов Быстринской зоны в рельефе Тункинской долины.

4. Петрохимическая характеристика пород

На классификационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 3) все фигуративные точки пород распределились в полях трахибазальта и базальта. Породы вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины разделились на группы, образующие тренды, сходящиеся между собой в области трахибазальта (при повышенном содержании суммы щелочей) и расходящиеся в области базальта (при пониженном содержании суммы щелочей). Тренд пород Карьерного вулкана направлен от поля трахибазальта через поле базальта к полю базанита, тренд пород Тункинской впадины — от поля трахибазальта через поле базальта к полю андезибазальта. Фигуративная точка трахибазальта Анчукского вулкана попадает на пересечение этих трендов, фигуративная точка базальта не отличается от трахибазальтовой по содержанию кремнезема, но обнаруживает резкое падение суммы щелочей. Фигуративное поле пород Зыркузунского вулкана находится на базальтовом окончании трахибазальт-андезибазальтового тренда пород Тункинской впадины.

На диаграмме нормативных минералов ($ne-hy$) — $100 \times an/(an+ab)$ (рис. 4) породы трахибазальт-базанитового тренда Карьерного вулкана отличаются повышенным содержанием нормативного ne (5–7 %) и анортита (60–62 %). В породах трахибазальт-андезибазальтового тренда Тункинской впадины содержания нормативного ne составляют 2–5 % (в образце TN-15-06 рассчитан нормативный hy) при пониженных содержаниях нормативного анортита (42–48 %). С относительным снижением содержаний нормативного анортита предельные содержания нормативного ne слегка снижаются.

По положению на диаграмме щелочи-кремнезем породы базанитового тренда не могут относиться к базанитам. Учитывая повышенные содержания нормативного ne и анортита, эта группа пород Карьерного вулкана обозначается как щелочно-оливин-базальтовая. Группа ne -содержащих пород Тункинской впадины имеет трахибазальт-базальтовый состав. В трахибазальтах рассчитывается нормативный ne , в базальтах — нормативный hy .

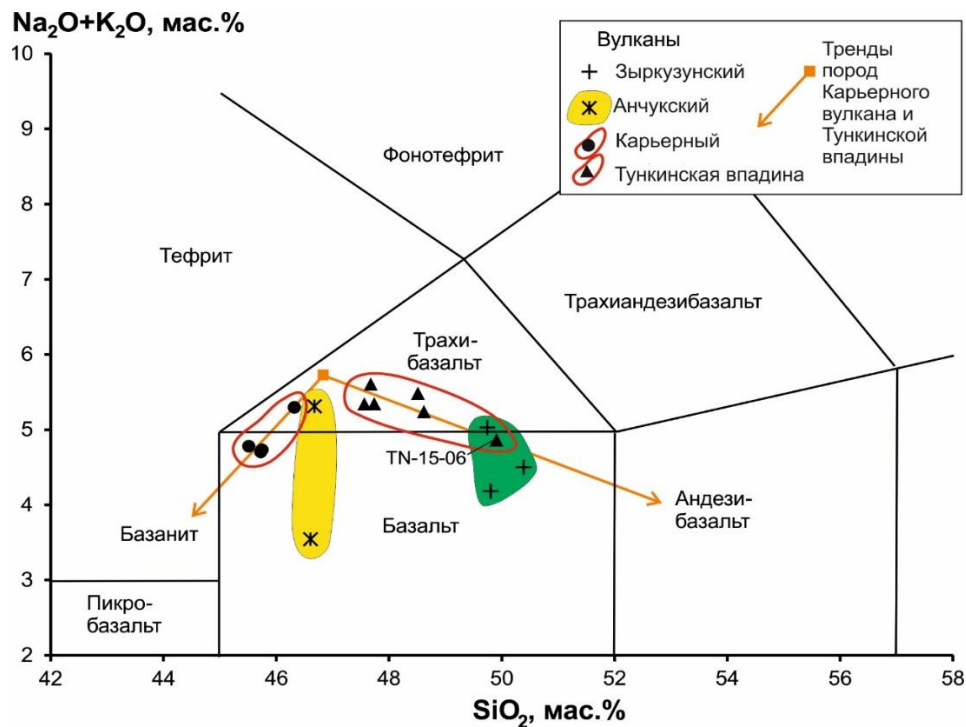


Рис. 3. Группирование пород вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины на диаграмме щелочи–кремнезем.

Показаны разделительные линии классификации вулканических пород, принятой Международным союзом геологических наук. Составы пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании.

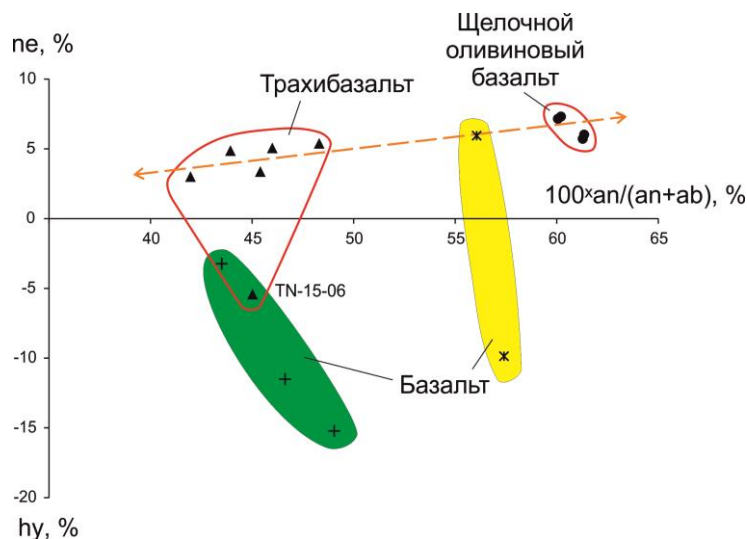


Рис. 4. Группирование пород вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины на диаграмме нормативных минералов: нефелина (ne), гиперстена (hy) и анортита ($100 \times an/(an+ab)$) в системе CIPW.

Условные обозначения см. рис. 3. Штриховой линией с двусторонними стрелками показано относительное снижение предельных содержаний ne при уменьшении $100 \times an/(an+ab)$ от группы щелочного оливинового базальта Карьерного вулкана к группе трахибазальта Тункинской впадины.

Один из образцов Анчукского вулкана приближается по составу к щелочному оливиновому базальту, другой соответствует ба-

зальту с повышенным содержанием нормативного анортита. Породы Зыркузунского вулкана характеризуются нормативным hy и

сопоставляются с единственным образцом базальта (TN-15-06) Тункинской впадины.

На диаграмме MgO — SiO₂ (рис. 5) выделяется средний тренд существенных вариаций SiO₂ (от 46.5 до 50.7 мас. %) при слабых вариациях MgO (8.0–9.5 мас. %). В средний тренд объединяются породы всех вулканов Быстринской зоны. Исключение составляют породы Карьерного вулкана.

Щелочные оливиновые базальты дают отклонение от среднего тренда с относительным возрастанием содержания MgO от 8,9 до 10,8 мас. % и снижением SiO₂ от 46,5 до 45,5 мас. %, базальты — противоположное отклонение с относительным снижением содержания MgO от 9,5 до 7,0 мас. % и относительным возрастанием SiO₂ от 47,6 до 50,0 мас. %.

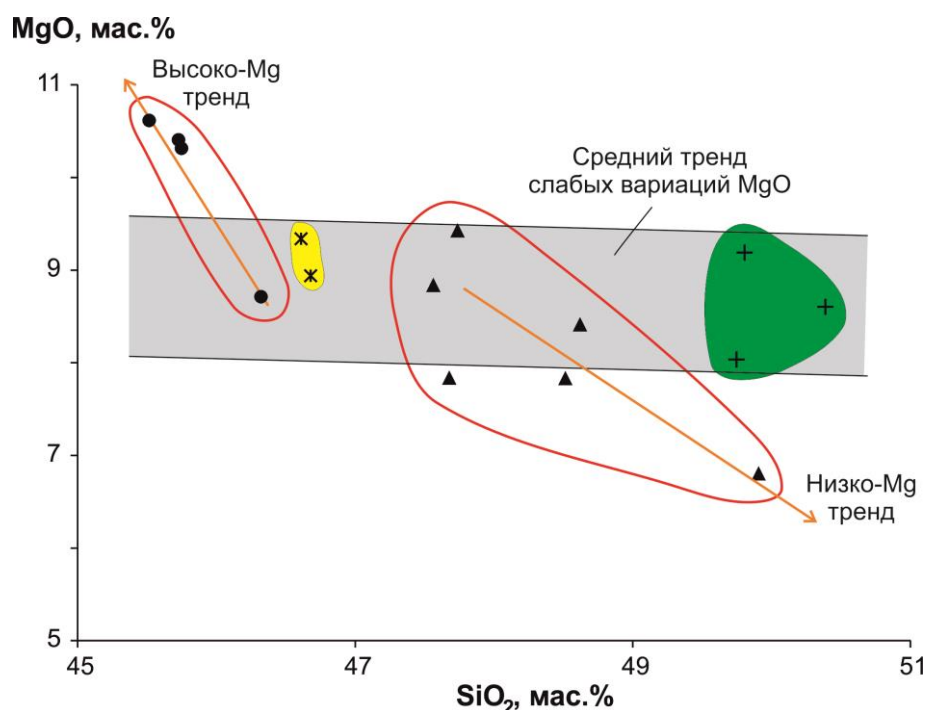


Рис. 5. Группирование пород вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины на диаграмме MgO–SiO₂.

Условные обозначения см. рис. 3.

5. Микроэлементная характеристика пород

Редкоземельные элементы (РЗЭ) пород Быстринской зоны и Тункинской впадины показывают обогащение легкими членами ряда. Нормированные спектры прямые, за исключением спектра образца p682, имеющего Ce-аномалию (рис. 6). В воде и осадочных породах Ce-аномалия может образоваться в окислительных условиях, способствующих вхождению в минералы церия в форме иона Ce⁺⁴. Возможно, аномалия отражает вторичные изменения породы. Обр. p682 отличается также пониженными содержаниями средних РЗЭ (от Eu до Dy), относительно других щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана, и высоким содержанием Sr (2970 мкг/г). В других поро-

дах Быстринской зоны и Тункинской впадины концентрации Sr варьируются в интервале 530–1290 мкг/г (таблица).

Микроэлементные спектры вулканических пород Быстринской зоны разделяются на две группы. Щелочные оливиновые базальты Карьерного вулкана характеризуются высокими (La/Yb)_N (15,6–17,2) и повышенными концентрациями несовместимых микроэлементов, выраженными максимумами Nb–Ta, Ba, Sr. В базальтах и трахибазальтах Тункинской впадины, в породах Анчукского и Зыркузунского вулканов (La/Yb)_N снижается до интервала 9,9–13,5 с общим понижением концентраций несовместимых микроэлементов. Спектры базальтов и трахибазальтов Тункинской впадины отличаются минимумом U, а Зыркузунского — пониженными содержаниями РЗЭ, Nb и Ta.

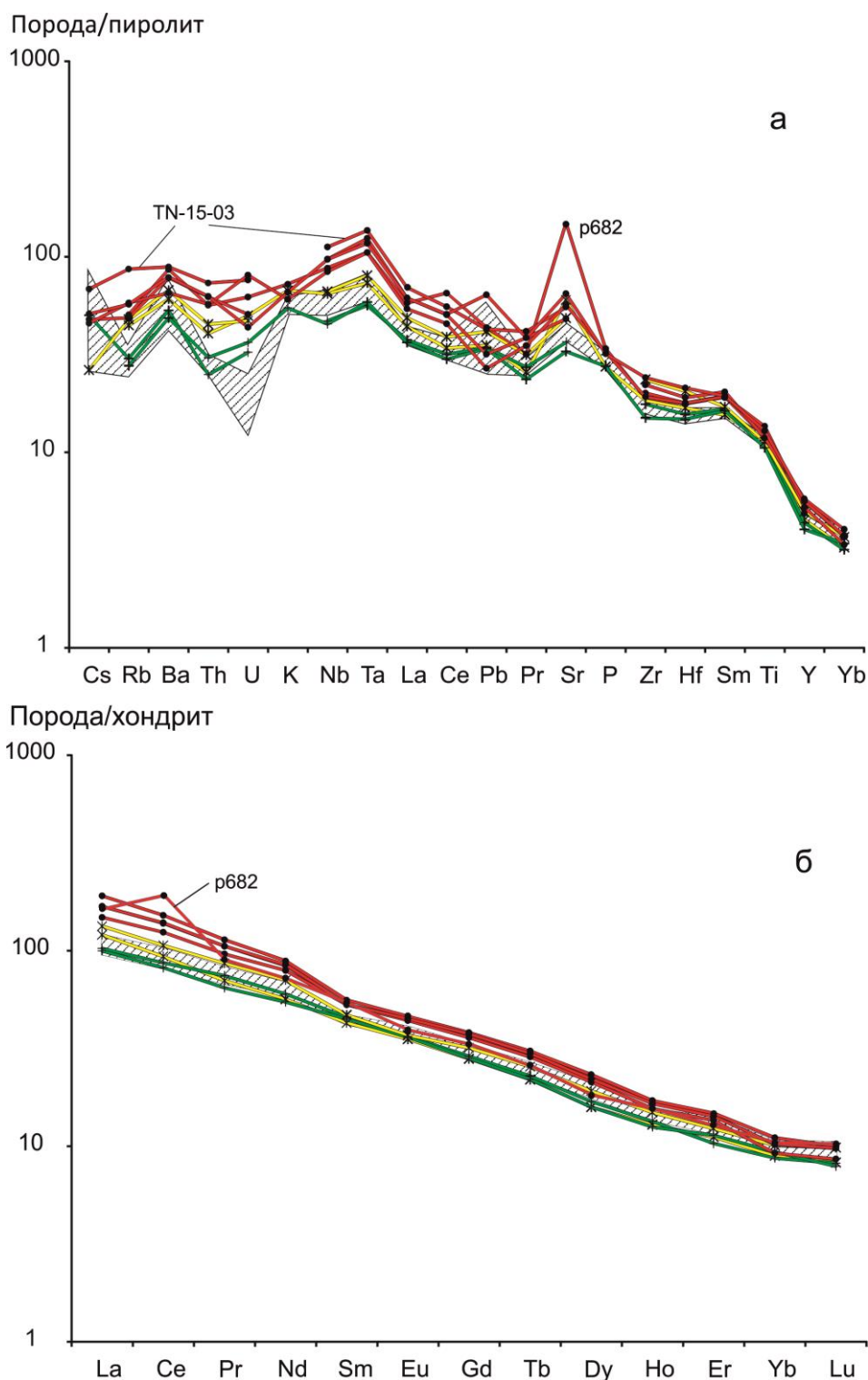


Рис. 6. Спектры несовместимых микроэлементов (а) и редкоземельных элементов (б), нормированных, соответственно, к примитивной мантии (пиролиту) и хондриту.

Условные обозначения см. рис. 3. Составы трахибазальтов и базальтов Тункинской впадины показаны заштрихованным полем. Для нормирования использованы составы хондрита и пиролита (McDonough, Sun, 1995; Sun, McDonough, 1989).

6. Обсуждение

6.1. Структурное положение вулканов с глубинными включениями

Сходное структурное положение Камарской и Быстринской вулканических зон в блоке гранулитового метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса дополняется спецификой распределения глубинных включений из вулканических пород, обнаруженных на вулканах Сухой и Карьерный.

Вулканические постройки находятся на южных окончаниях, соответственно, Быстринской и Камарской вулканических зон, как бы ограниченных с юга изоградой гиперстена и областью широкого развития гранитоидного магматизма. На других вулканах западного побережья оз. Байкал глубинные включения отсутствуют.

6.2. Смена насыщенности-недосыщенности кремнеземом пород вдоль вулканических зон

На Зыркузунском вулкане, в зоне Главного Саянского разлома, базальты имеют исключительно *hy*-нормативный состав и сменяются на Анчукском вулкане осевой части Тункинской долины ассоциацией *hy*- и *ne*-нормативных пород. На Карьерном вулкане Южного плеча этой долины находятся *ne*-нормативные породы. В данном случае *hy*-нормативные составы были приурочены к структурной неоднородности края кристаллического фундамента Сибирского кратона, с удалением от которого *hy*-нормативные базальты сменялись *ne*-нормативными.

В работе (Рассказов и др., 2013) было показано, что около 18 млн лет назад в Камарской и южной части Становой зоны все излившиеся лавы были *ne*-нормативными, а затем, в интервале 17.6–12.0 млн лет назад проявилась зональность с переходом (с севера на юг) от *ne*-нормативных базальтов Култукского вулкана через *ne*- и *hy*-нормативные Сухого вулкана к *hy*-нормативным базальтам вулкана Метео. Направление этого перехода было противоположным по отношению к пространствен-

ному переходу от *ne*-нормативных пород к *hy*-нормативным в Быстринской зоне.

Хотя край кратона ограничивал вулканические зоны с севера, извержение рядом с ним, в одном случае (в Быстринской зоне), *hy*-нормативных вулканитов, в другом (в Камарской зоне) - *ne*-нормативных свидетельствует о фактическом отсутствии контроля степени насыщенности-недосыщенности пород кремнеземом этой структурной неоднородностью.

Обращаясь вновь к поступлению глубинных включений на вулканах Карьерном и Сухом на южном краю гранулитового блока, отметим извержение *hy*-нормативных вулканитов на вулкане Метео около 17,6 млн лет назад к югу от вулкана Сухого Камарской зоны в соседнем менее метаморфизованном блоке. Такое продвижение вулканизма к югу может свидетельствовать об относительном усилении глубинных процессов в Камарской и Становой зонах относительно процессов Быстринской зоны.

6.3. Микроэлементная специфика источников континентальной литосферы

На диаграмме Th/Yb — Ta/Yb (рис. 7) фигуративные поля всех пород вулканов Быстринской зоны находятся ниже мантийного направления океанических базальтов. Такой характер смещения элементных отношений предполагает преобразование мантийных источников вулканических пород частичным плавлением с отделением компонента, соответствующего составу континентальной коры.

На рис. 7 выделяется тренд, протягивающийся приблизительно от эталонного состава базальта океанических островов (OIB) через фигуративное поле пород Анчукского вулкана и поле щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана. Смещение фигуративных точек вдоль этого тренда объясняется одностадийным преобразованием источника типа OIB с разной степенью извлечения корового компонента: слабого — из источника пород Анчукского вулкана и более продвинутого — из источника пород Карьерного вулкана.

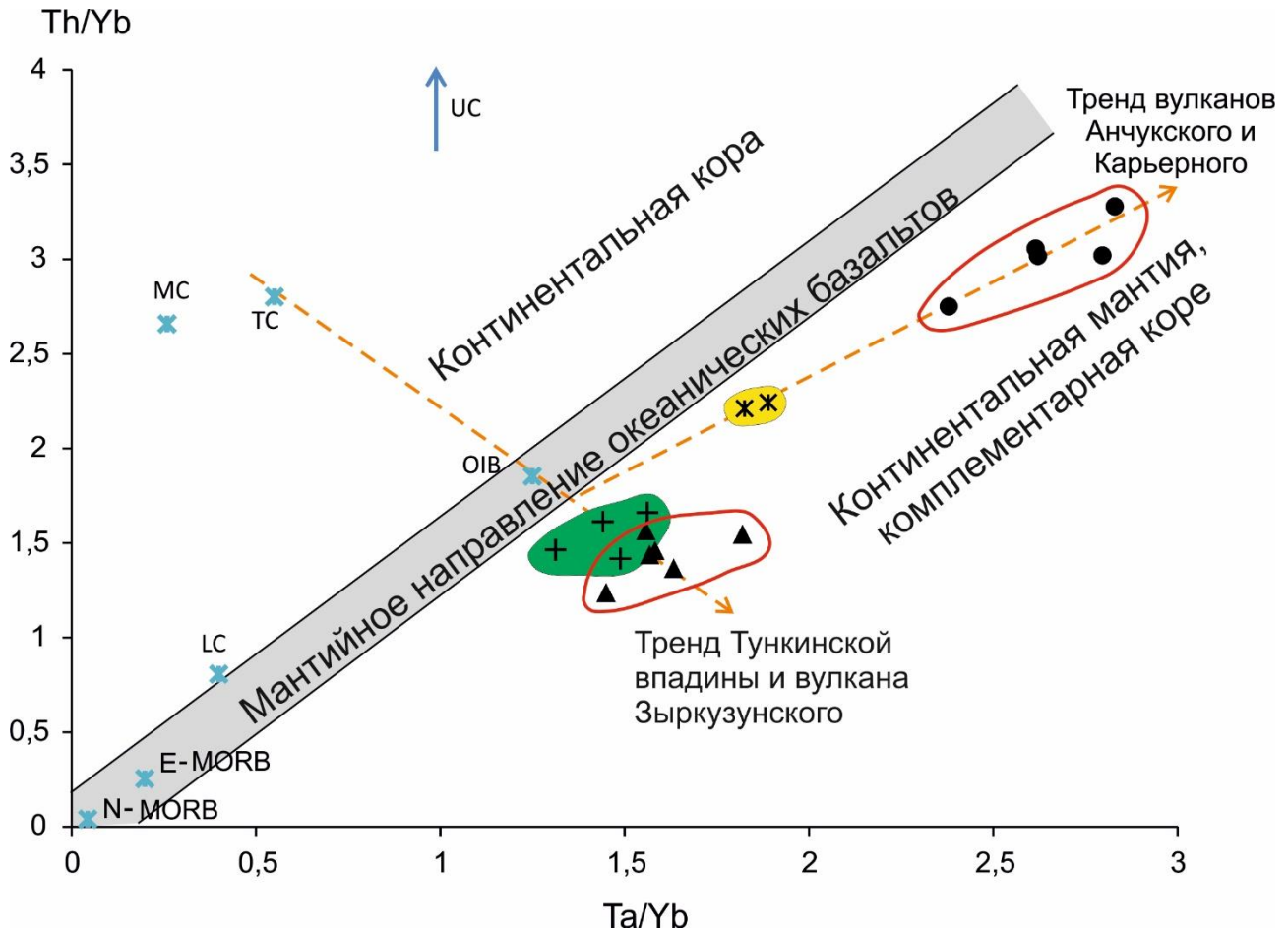


Рис. 7. Тренды компонентов континентальной мантии, комплементарных отделившимся компонентам коры, на диаграмме Th/Yb — Ta/Yb.

Условные обозначения см. рис. 3. Тренды показаны штриховыми линиями со стрелками (объяснения в тексте). Составы обогащенного и нормально базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB и N-MORB) и базальта океанических островов (OIB) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), компоненты нижней коры (LC, lower crust), средней коры (MC, middle crust), верхней коры (UC, upper crust) и общего состава коры (TC, total crust) показаны по работе (Rudnick, Fountain, 1995).

Тренд пород вулканов Анчукского и Карьерного вулканов образовался в результате извлечения корового компонента из обогащенного мантийного источника. Косое смещение точек по отношению к мантийному направлению океанических базальтов было идентифицировано в источниках позднекайнозойских вулканических пород рифта Рио-Гранде с нижнекоровой (гранулитовой) комплементарной составляющей такого процесса и в позднекайнозойских вулканических породах Центральной Монголии не только с нижнекоровой (гранулитовой), но и с мантийной составляющей (Рассказов и др., 2010, 2015).

Выделяются также ортогональная направленность извлечения компонента,

близкого к среднему составу коры из обогащенного источника типа OIB. Тренд образуется при слабом смещении относительно состава OIB базальтов Зыркузунского вулкана и более заметном — базальтов и трахибазальтов Тункинской впадины. В этом случае из обогащенной мантии типа OIB извлекается компонент, отличающийся от нижнекорового и соответствующий составу средней-верхней части коры.

Допускается двухэтапный сценарий образования трендов пород вулканов Быстринской зоны. На первом этапе из источника типа OIB Тункинской впадины и Зыркузунского извлекался компонент средней-верхней части коры; в меньшей степени под Зыркузунским вулканом, в большей — под

Тункинской впадиной. На втором этапе из частично преобразованных источников извлекались нижнекоровые компоненты. Из обогащенного источника, наиболее близкого к составу ОИВ, формировался новый протяженный тренд источников базальтов–трахибазальтов Анчукского вулкана и щелочных оливиновых базальтов Карьерного вулкана. Источники, потерявшие средневерхнекоровый компонент были лишь слегка модифицированы. Характер этих преобразований пока не достаточно ясен. Важно подчеркнуть, что образование трендов второго этапа привело к усложнению тренда первого этапа. Эффект рассеивания отразился в распределении фигуративных точек базальтов и трахибазальтов Зыркузунского и Карьерного вулканов. В сущности, тренд пород Анчукского и Карьерного вулканов также был производным двухэтапного преобразования мантийного источника, но при минимальном эффекте первого этапа.

6.4. Роль граната и клинопироксена в источниках

Результаты расчетов моделей частичного плавления для вулканических пород западного побережья оз. Байкал, приведенные ранее (Рассказов и др., 2013), показали общую пространственную смену роли граната и клинопироксена в мантийных источниках. Для пород южной части Култукской зоны (вулкана Сухой) и южного окончания Становой зоны (базальты первой фазы вулкана Метео) определен безгранатовый источник с высоким содержанием клинопироксена. Для пород северного окончания Камарской зоны (Култукского вулкана) и южного окончания Становой зоны (вулкана Метео), наряду с подобными высокими содержаниями клинопироксена, рассчитаны содержания граната в мантийном источнике порядка 1 %.

Породы Быстринской зоны характеризовались в целом повышенными содержаниями граната в источнике (до 3.7 %) при низких содержаниях клинопироксена (2–3 %). Щелочные оливиновые базальты Карьерного вулкана образовались при слабом частичном плавлении (3.0–4.5 %) этого источника. При

уменьшении содержания граната в источнике степень частичного плавления снижалась. Базальты Карьерного и Зыркузунского вулканов были производными более высокой степени частичного плавления (около 7,5 %), а базальты–трахибазальты Анчукского вулкана имели промежуточную степень плавления (около 5 %) такого же источника. Источник трахибазальтов Карьерного вулкана отличался относительным возрастом роли клинопироксена.

Заключение

Быстринская вулканическая зона была активной в раннем?–среднем миоцене, до образования Торской и Быстринской впадин Тункинской рифтовой долины. Петрохимические и микроэлементные данные свидетельствуют об отчетливом группировании составов пород вулканов Быстринской зоны. С одной стороны, выделяются общие петрохимические характеристики пород вулканов (преимущественно базальт–трахибазальтовый состав, средний тренд слабых вариаций MgO), с другой стороны, выделяется явная индивидуальность пород Карьерного вулкана (базанитовый, высоко-Mg и андезибазальтовый, низко-Mg тренды).

Вулканы с глубинными включениями (Карьерный и Сухой) проявили активность в Быстринской и Камарской зонах около 13 млн лет назад у южного края гранулитового блока слюдянского кристаллического комплекса. Вдоль Быстринской зоны *hu*-нормативные породы сменялись *ne*-нормативными в направлении с севера на юг. На Зыркузунском вулкане, в зоне Главного Саянского разлома, базальты имели исключительно *hu*-нормативный состав, на Анчукском вулкане осевой части Тункинской долины *hu*-нормативные породы ассоциировались с *ne*-нормативными, на Карьерном вулкане южного плеча этой долины *ne*-нормативные базальты преобладали. Близкий по времени переход от *hu*-нормативных базальтов к *ne*-нормативным вдоль Камарской зоны имел противоположную направленность с юга на север.

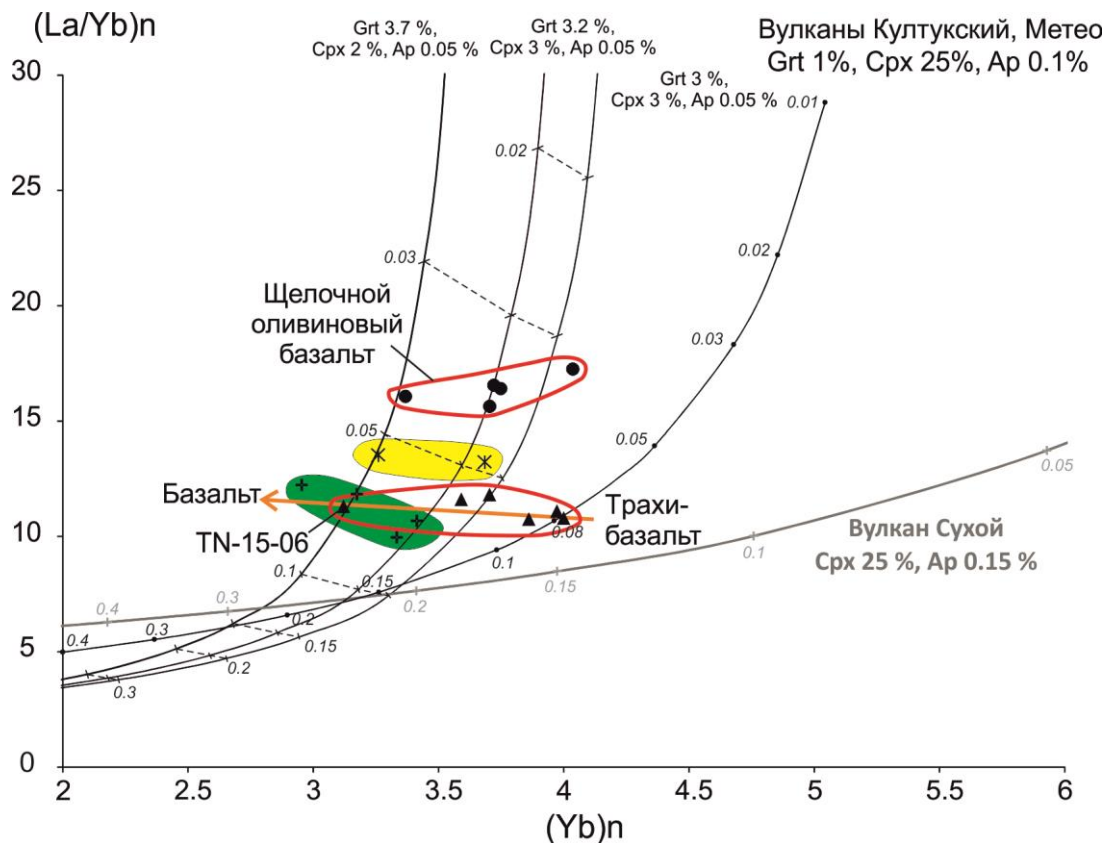


Рис. 8. Диаграмма $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ для пород Быстринской зоны.

Условные обозначения см. рис. 3. Модельные кривые частичного плавления источников и процедура расчета этих кривых приведены в работе (Култукский вулкан..., 2013). Цифры курсивом на модельных кривых показывают степень частичного плавления (долю расплава). В расчете на 100 % содержание ортопироксена в источниках составляет 25 %, оставшаяся минеральная фаза — оливин. Составы нормированы к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Источники вулканических пород обнаруживают геохимические характеристики, свойственные мантийной части континентальной литосферы. По соотношению $Th/Yb - Ta/Yb$ намечено двухэтапное преобразование литосферного материала с извлечением из него компонентов верхней и нижней коры. Результаты микроэлементного моделирования свидетельствуют об образовании вулканитов Быстринской зоны из апатит-содержащего источника с варьирующими содержаниями граната (3.2–3.7 %) и в основном с низкими содержаниями клинопироксена (2–3 %). Роль последней минеральной фазы возрастает только в источнике трахибазальтов Карьерного вулкана.

Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Уда-

ляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании грантом РФФИ 17-05-00614.

Литература

Беличенко В.Г. [и др.] Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту. Т. 1. Мат-лы совещания. ИЗК СО РАН, 2006. — С. 37–40.

Васильев Е.П. [и др.]. Слюдянский кристаллический комплекс. — Новосибирск: Наука, 1981. — 197 с.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. — М.: Наука, 1968. — 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187)

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов. — Новосибирск: ВО "Наука". Сиб. издательская фирма, 1993. — 288 с.

Рассказов С.В. [и др.] Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия) — Новосибирск: Наука, 2000. — 288 с.

Рассказов С.В. [и др.] Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеанская геология. — 2010. — Т. 29, № 1. — С. 15–43.

Рассказов С.В. [и др.] Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. — 2013. — V. 4, N 2. — P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Рассказов С.В. [и др.] Вулканические серии Южно-Хангайского плато — краевой структуры Хангайского орогена: преобразование источников кайнозойских базальтов мантии Дзавханского микроконтинента // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. — Вып. 8. — Труды X Российско-Монгольской конференции «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-

Монгольского региона». — Институт земной коры СО РАН, Институт солнечно-земной физики СО РАН, 2015. — С. 75–86.

Флоренсов Н.А. [и др.] Кайнозойский вулканизм рифтовых зон // Вулканизм и тектогенез. М.: Наука. — 1968. — С. 146–151.

Ясныгина Т.А. [и др.] Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ. — 2003. — С. 48–56.

Lipman P.W. Alkaline and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico // *Bull. Geol. Soc. Amer.* — 1969. — V. 80, N 7. — P. 1343–1354.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of Earth / W. F. McDonough, // *Chem. Geol.* — 1995. — V. 120. — P. 223–253.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R. L. Rudnick, // *Reviews of Geophysics*. — 1995. — V. 33, N 3. — P. 267–309.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* — 1989. — V. 42. — P. 313–345.

Аило Юссеф

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

студент магистерской подготовки

Дейр-эз-Зор, Сирия,

Университет Аль-Фурат,

преподаватель

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН

Старший лаборант

Email: youseph.gh.g@gmail.com

Рассказов Сергей Васильевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии

тел.: (3952) 51–16–59

Email: rassk@crust.irk.ru

*Ясныгина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник
Email: ty@crust.irk.ru*

*Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник
тел.: (3952) 51–16–59
Email: chuvashova@crust.irk.ru*

*Чжэньхуа Сие, директор,
доктор наук, профессор,
Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской Академии наук, Харбин, Хэйлунцзян,
164155, Китай*

*Сунь Йи-минь, научный сотрудник
Институт природных ресурсов и экологии Хэйлунцзянской Академии наук, Харбин, Хэйлунцзян,
164155, Китай
Email: 894817259@qq.com*

Неотектоника, геоморфология

УДК 551.248.2 (571.53)

Структурное развитие центральной части Байкальской рифтовой системы: сходство и отличие Баргузинской и Тункинской долин

А. Хассан^{1,2,3}, С.В. Рассказов^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,3}, А. Аль-хамуд^{1,4}

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Университет Аль-Фурат, Дейр-Эз-Зор, Сирия

Аннотация. Центральную часть Байкальской рифтовой системы образуют озерная Южно-Байкальская впадина и сухие долины, Баргузинская и Тункинская. В позднем кайнозое первая развивалась согласованно с развитием Южно-Байкальской впадины как ее дистальная структура растяжения, вторая испытывала не только растяжение, но и сжатие как отдельная структура Хангай-Бельской орогенной зоны.

Ключевые слова. Кайнозой, осадочные отложения, Байкал, Тункинская долина, Баргузинская долина

1. Введение

Озерная Южно-Байкальская впадина, занимающая центральное положение в Байкальской рифтовой системе, рассматривалась как ее историческое ядро (Логачев, 2001). Сопредельные с ней сухие долины, Тункинская и Баргузинская (рис. 1), заполнены осадочными отложениями, накопившимися одновременно с донными отложениями оз. Байкал (Логачев, 1958). Структура северо-восточной части рифтовой системы, однако, существенно отличается от структуры ее юго-западной части. Баргузинская долина относится к Байкальской рифтовой

зоне, в которую объединяются структуры растяжения коры оз. Байкал и сухих долин северо-восточной части рифтовой системы. Тункинская долина находится на территории Хангай-Бельской орогенной зоны. Эти зоны формировались в позднем кайнозое как однопорядковые структуры. В отличие от Байкальской рифтовой, Хангай-Бельская орогенная зона развивалась в условиях общего сжатия литосферы, на фоне которого проявилось ее локальное эпизодическое растяжение с оформлением рифтовых сегментов (Чувашова, Рассказов, 2014).

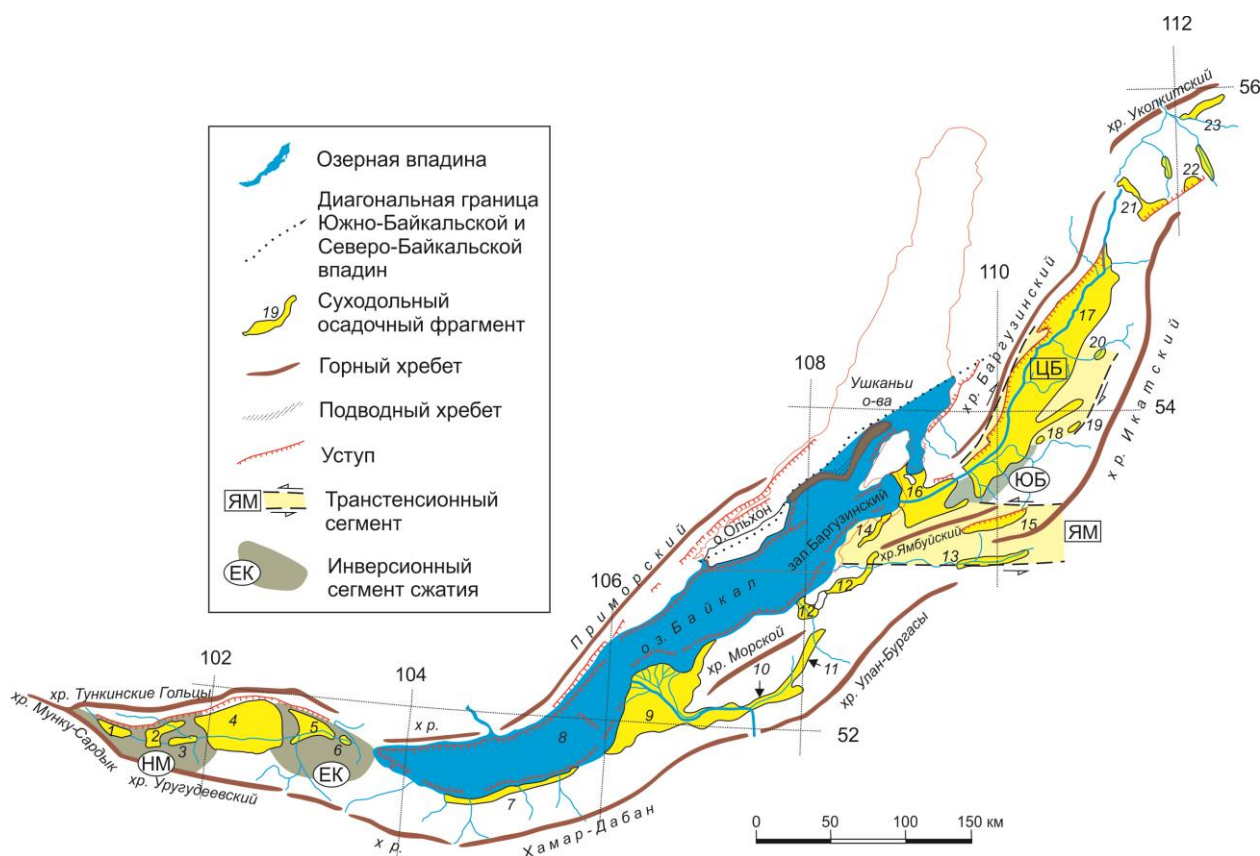


Рис. 1. Бассейны и хребты центральной части Байкальской рифтовой системы.

Впадины: 1 — Мондинская, 2 — Хойтогорльская, 3 — Туранская, 4 — Тункинская, 5 — Торская, 6 — Быстринская, 7 — Танхойская, 8 — Южно-Байкальская, 9 — Усть-Селенгинская, 10 — Итанцинская, 11 — Хамская, 12 — Котокельская, 13 — Туркинская, 14 — Максимихинская, 15 — Ямбуйская, 16 — Усть-Баргузинская, 17 — Баргузинская, 18 — Ясская, 19 — Богундинская, 20 — Гаргинская, 21 — Амутская, 22 — Тураки, 23 — Нироконская. Транстензионные сегменты: ЦБ — Центрально-Баргузинский, ЯМ — Ямбуйский. Инверсионные секторы сжатия: ЕК — Еловско-Култуковский, НМ — Ниловско-Мондинский, ЮБ — Южно-Баргузинский. В качестве основы использован фрагмент схемы центральной части Байкальской рифтовой системы из работы (Флоренсов, 1960) с изменениями и дополнениями.

Развитие поверхностной структуры литосферы обычно реконструируется по характеру осадконакопления во впадинах. В центральной части Байкальской рифтовой системы, с одной стороны, важно определить характер строения Баргузинской и Тункинской долин через изучение разрезов осадочных отложений долин и донных отложений Южно-Байкальской впадины и реконструировать развитие долин как ее сопредельных структур, с другой стороны, важно получить представление о деталях в строении Баргузинской и Тункинской долин через изучение разрезов их осадочных отложений как структур Байкальской и Хангай-Бельской подвижных зон. Если строение Баргузин-

ской и Тункинской долин идентично и разрезы осадочных отложений не отличаются, обе долины, сопредельные с Южно-Байкальской впадиной, должны относиться к структуре с единым развитием (т.е. эффекты дивергентного развития рифтовой Байкальской и конвергентного развития орогенной Хангай-Бельской зон не проявились). Если же обнаружатся отличия этих долин, можно подойти к расшифровке характера перехода от подвижной зоны растяжения к зоне сочетания растяжения со сжатием в центральной части Байкальской рифтовой системы.

Следовательно, изучение строения разреза осадочных отложений Тункинской и Баргузинской долин имеет первостепенное зна-

чение для понимания структурного развития рифтовой системы. Основная цель настоящей работы — выделить общность Баргузинской и Тункинской долин как сопредельных структур Южно-Байкальской впадины и обозначить особенности этих долин, которые могут подчеркнуть их принадлежность к рифтовой и орогенной обстановкам. Изложение материалов этой статьи основывается главным образом на базовых исследованиях Н.А. Флоренсова (1960) и Н.А. Логачева (1958, 1974, 2003) с учетом дополнений, полученных разными авторами в последние годы.

2. Общая характеристика структур

2.1. Южно-Байкальская впадина

На батиметрической схеме оз. Байкал (рис. 2) выделяются три котловины: Южная, Средняя и Северная с максимальными глубинами, соответственно, 1419, 1642, 890 м. Южная котловина отделена от Средней конусом выноса дельты р. Селенга. В геологическом отношении эти котловины составляют единую Южно-Байкальскую впадину (Логачев, 2003). Длина Южно-Байкальской впадины 405 км. Ширина меняется в основном от 40 до 60 км при минимальной напротив дельты р. Селенга (25 км) и максимальной напротив Баргузинского залива (около 80 км).

Западный склон Южно-Байкальской впадины озера обрамлен Приморским хребтом, Северо-Байкальской — Байкальским. Приморский хребет начинается от южной оконечности Байкала низкорным плато с аб-

солютными отметками до 930 м и постепенно повышается к северу до 1700 м в Сарминских гольцах. Байкальский хребет в целом выше. Его максимальная высота — 2572 м (гора Черского).

Южный и восточный склоны Байкальской впадины плавно наклонены в сторону озера и осложнены сериями сбросов в форме тектонических уступов. На побережье озера с его обеих сторон многие поверхности ступеней покрыты корой выветривания, озерно-речными отложениями и делювиальными осыпями. Обширные предгорные ступени в своем развитии как бы отстали от поднятия хребтов и погружения дна котловин, задержавшись почти на прежнем высотном уровне добайкальского рельефа (Логачев, 1974). Поверхности этих ступеней полого наклонены в сторону озера. В пределах Южного Байкала такую поверхность представляет собой Танхойское третичное поле, вытянутое узкой полосой вдоль берега озера от р. Хара-Мурин до дельты р. Селенга на 120 км при ширине до 8 км (Пальшин, 1955).

Дельта р. Селенга представляет собой окраинную равнину шириной до 90 км. В депрессионной структуре дельты различаются Селенгино-Итанцинская и Усть-Селенгинская впадины, разделенные Фофановской кристаллической перемычкой, которая воздымалась в четвертичное время (Замараев, Самсонов, 1959). Между поселками Исток и Творогово находится Истокское поднятие, северо-западное продолжение которого составляет поперечную. Бугульдейскую внутривпадинную перемычку между Южным и Средним Байкалом.



Рис. 2. Схема подводного рельефа впадины оз. Байкал, составленная В.И. Галкиным (Логачев, 1974). Основные изобаты проведены через 200 м, дополнительные (пунктир) — через 100 м.

Бугульдейская перемычка имеет прямые структурные связи с Посольской банкой. Южное окончание Бугульдейско-

Посольской структуры обрезано сбросом, ответвляющимся от главного Обручевского сброса. Сброс следует в виде уступов высо-

той от 50 до 100 м в направлении к центральной части дельты р. Селенга. В районе Посольской банки высота уступа, образованного серией ступенчатых сбросов, приближается к 1000 м. В северной части авандельты р. Селенга расположена сбросовая структура Кукуйской гривы.

Между дельтой р. Селенга и Усть-Баргузинской ступенью находится один из наиболее сложных в морфологическом отношении участков впадины. Хребет п-ова Святой Нос, поднятый над уровнем озера почти на 1.5 км, разбит диагональной системой разломов, по которым его северная половина несколько смещена к западу.

В подводном рельефе ярко выражены рвы растяжения. Самые крупные из них находятся в Баргузинском заливе. У северного подножия п-ова Святой Нос проходит тектонический желоб, глубиной до 1500 м, вдоль его другого склона — желоб глубиной до 1000 м. Последний пересекает мелководье залива в 10 км севернее губы Максимиха. Оба желоба соединяются у подошвы подводного гребня южной оконечности Святого Носа и далее переходят в плоское дно самой глубоководной Средней котловины Байкала (см. рис. 2).

Средняя котловина отделена от Северной Ольхон-Академической междувпадинной перемычкой, характеризующейся плавным изгибом северо-западного склона и осложнением юго-восточного склона системой сбросовых ступеней. Сравнительно спокойные очертания Академического хребта, расчлененного бороздами продольных разломов, в 70 км к северо-востоку от о. Ольхон, в районе Ушканьих островов, нарушены поперечными сбросо-сдвигами. Блок Ушканьих островов как бы выдавлен со дна Байкала выступом п-ова Святой Нос на высоту около 400 м и смещен в сторону впадины на несколько километров. Этот тектонический блок длиной около 15 км и шириной около 5 км расположен диагонально к простираению Академического хребта и разбит продольными ступенчатыми сбросами. Каждая из ступеней перекошена в сторону впадины. Их

пологие склоны наклонены к западу и круто обрываются в сторону п-ова Святой Нос (Ламакин, 1952).

Академический хребет с максимальной отметкой 216 м над уровнем озера на о. Большой Ушканий обрывается к северу во впадину крутым 400-метровым подводным уступом. Со стороны п-ова Святой Нос его ограничивает еще более крутой дугообразный сбросовый уступ высотой 700 м. Продолжением Академического хребта на северо-восток служат цепи подводных куполовидных возвышенностей, осложненных продольными уступами. Низкогорье побережья отделено от Баргузинского хребта продольными сбросовыми уступами, местами заметно смещенными поперечными и диагональными разломами.

2.2. Баргузинская долина

Долина расположена северо-восточнее Святого Носа и Баргузинского залива и отделена от оз. Байкал Баргузинским хребтом. Длина долины составляет почти 200 км при ее максимальной ширине севернее Аргадинского отрога до 35 км. Отметки днища плавно повышаются вдоль долины с юго-запада на северо-восток от 470 до 600 м.

Баргузинский хребет, высота которого превышает 2700 м, к впадине круто обрывается. От его осевой части в сторону впадины ответвляются два продольных отрога — Улюнский и Сахулинский. Оба приурочены к участкам кулисного строения разломов, образующих основной Баргузинский сброс. Еще один, но более короткий выступ, связанный с осложнением основного сброса, находится вблизи с. Курумкан.

На юго-востоке дно долины постепенно переходит в поднятие Икатского хребта с максимальными высотами до 2500 м. Икатский склон впадины сложно искривлен по всему фронту и местами не имеет четко очерченной подошвы. От него внутрь впадины отходят короткие косые отроги, разделенные «заливами» аккумулятивного ложа.

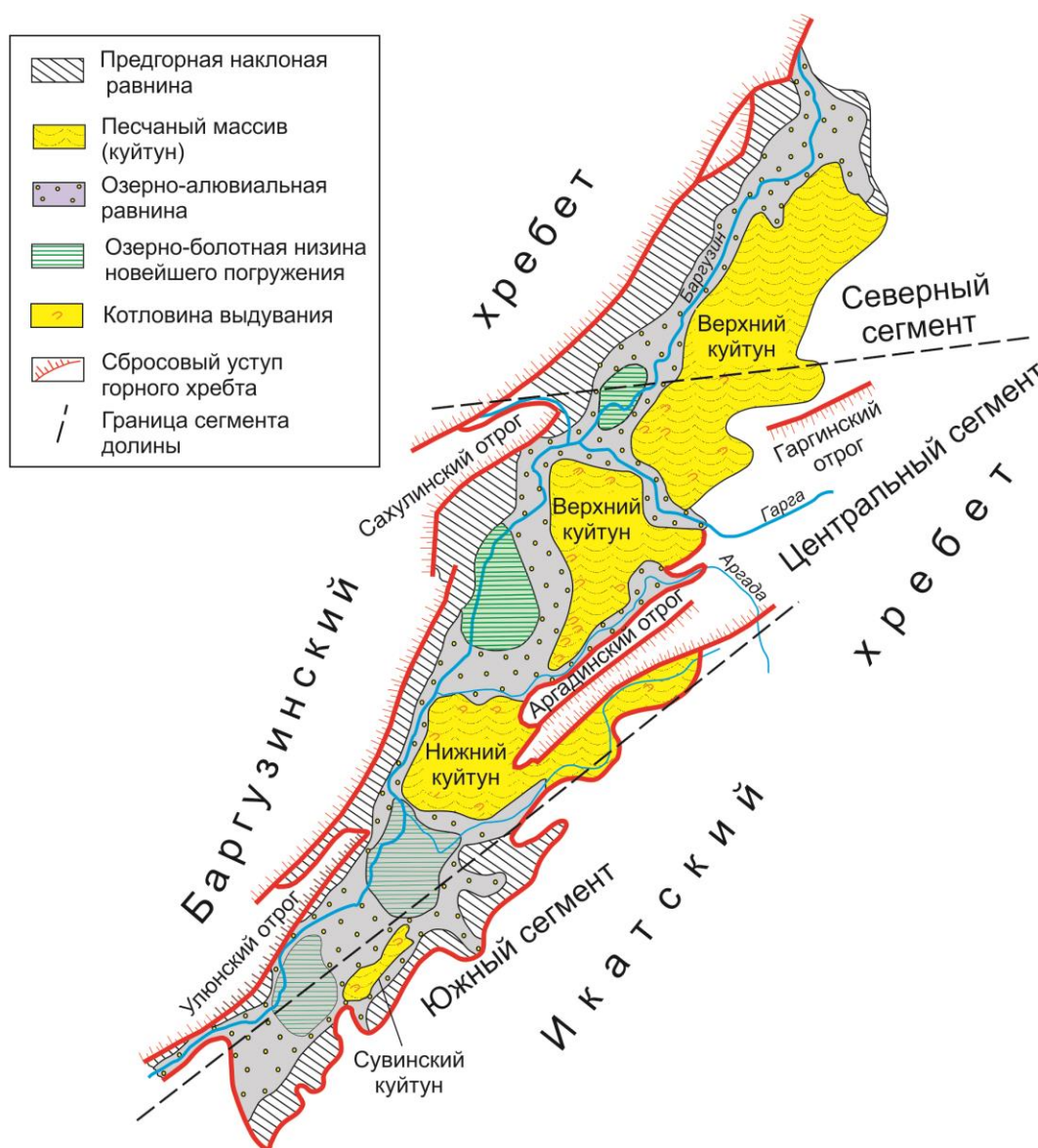


Рис. 3. Главные морфологические элементы Баргузинской долины.

В качестве основы использованы схемы Н.А. Флоренсова (1961) и Н.А. Логачева (1974) с изменениями и дополнениями.

Крупный Аргадинский отрог отделяет от главной долины Улан-Бургинскую впадину второго порядка (30×7 км), морфологически похожую на крупные впадины байкальского типа. Другие отроги и «заливы» ложа впадины Центрального сегмента, расположенные севернее Аргадинского отрога, имеют меньшие размеры, сохраняют общую северо-восточную ориентировку (50°) и составляют систему правосторонних кулис.

По характеру строения баргузинского и икатского бортов Баргузинская долина раз-

деляется на три сегмента: Южный, Центральный и Северный (рис. 3). Центральный сегмент выделяется по кулисообразному расположению отрогов: Улюнского, Курумканского, Сахулинского Баргузинского хребта и Аргадинского, Гаргинским Икатского хребта. Борта впадины в Северном сегменте имеют простое строение, за исключением промежуточной среднегорной ступени, обособленной на северном окончании основного Баргузинского разлома. Южный сегмент образуют тектонические ступени

прикатского борта с миоценовыми отложениями и остатками подстилающей их коры выветривания. Эти ступени пространственно сочетаются с Болонским и Алгинским отрогами, имеющими меридиональное простирание.

Внутри Баргузинской долины обособляются аккумулятивные поверхности трех типов: наклонная предгорная равнина, развитая вдоль уступа Баргузинского хребта, комплекс широких аллювиальных террас и пойм с крупными озерно-болотными низинами и плоские песчаные возвышенности – «куйтуны». Равнины первого и второго типов переходят одна в другую постепенно, песчаные массивы обособлены.

Центральная аллювиальная равнина распадается на три расширения, соединенных суженной полосой поймы р. Баргузин. Самое северное из них обозначает малую зону опускания в месте слияния рек Баргузин, Гарга и Шаманка. Два более южных расширения крупнее. Самая высокая степень заболоченности характерна для четвертого (южного) расширения, образовавшегося у Шаманского порога.

Почти половина территории впадины занята «куйтунами»: Верхним, Нижним и Сувинским. Самый крупный Верхний Куйтун отделен от склона Икатского хребта долиной р. Аргада, русло которой вскрывает контакт песчаного покрова с кристаллическим фундаментом. Пески обнажены в 100–140-метровом уступе, протягивающемся почти вдоль всего северо-восточного отрезка реки. На водоразделе рек Гарга и Аргада песчаный массив причленяется к склону Икатского хребта. Нижний Куйтун имеет изометричную форму (20×20 км) и возвышается над плоским дном впадины на 150 м в виде пологого горба. С трех сторон он ограничен молодым аллювием рек Аргада, Баргузин и Улан-Бурга, а на северо-востоке прислонен к окончанию Аргадинского отрога. Невысокий Сувинский Куйтун (7×4 км) вытянут параллельно Икатскому хребту, от которого отделен узкой заболоченной низиной, обозначенной цепочкой Алгинских сульфатных озер и пятен солончаков. Поверхность «куйтунов» осложнена эоловым рельефом – системой гряд, ложбин и ниш

выдувания, ориентированных в целом вдоль долины на северо-восток (50°).

Локализация в Центральном сегменте Баргузинской долины озерно-болотных низин новейшего погружения, компенсированного отложением четвертичного аллювия, свидетельствует о позднем (в основном четвертичном) формировании структур этого сегмента в условиях трансенсии. Деформировался блок, образующий в целом форму трапеции. Северо-западное растяжение привело к западному движению Баргузинского хребта относительно Икатского хребта одновременно с его относительным движением к северу. На Северный сегмент боковые движения не распространялись. В Южном сегменте сохранились черты предшествующей (дочетвертичной) структуры.

Юго-западное окончание Баргузинской долины ограничено Шаманской перемычкой высотой около 1000 м, образующей среднегорный массив, отделенный от Баргузинского хребта antecedentной долиной р. Баргузин. Блок Шаманского поднятия имеет форму тупого клина, вдающегося в Усть-Баргузинскую тектоническую ступень и расщепляющего ее на собственно Усть-Баргузинскую и Гусихинскую.

Судя по непрерывному прослеживанию морфологических элементов из Баргузинской долины в Южно-Байкальскую впадину, эти структуры развивались взаимосвязано. В результате движений земной коры исходная поверхность деформировалась либо в виде ступеней, либо в виде изгибов кристаллического ложа. Северо-западный борт долины резко ограничен сбросом, ответвляющимся от Главного Байкальского (Обручевского) разлома. Юго-восточный борт переходит в прогиб, разорванный малоамплитудными сбросами. Предполагалось, что на этом борту преобладали изгибовые деформации (Флоренсов, 1961; Ламакин, 1968).

Северо-восточная часть Баргузинской долины упирается в широкое поднятие, за которым на удалении около 40 км слабо намечаются малые котловины (Амутская и Тураки), расположенные в области сочленения северных хребтов (Баргузинского, Уколитского, Северо-Муйского) и южных (Икатского, Южно-Муйского). Фактически через эти структуры северо-восточная часть

Баргузинской долины продолжается по простиранию крупными осевыми структурами северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны – Муяканской и далее Муйской. В отличие от впадин байкальского типа, малые впадины Амутская и Тураки ограничены крутым сбросом с южной стороны и имеют пологие склоны – с северной (Флоренсов, 1961). Такая же асимметрия характеризует в целом структуры Ципа-Муяканского трансензионного сегмента, образованного кулисообразной системой впадин, протягивающейся в субмеридиональном направлении от Витимского плоскогорья до Северо-Муйского хребта (Стратиграфия, 2007).

2.3. Тункинская долина

Среднее звено долины – собственно Тункинская впадина – обладает наиболее крупными размерами (65×32 км), имеет максимальное погружение фундамента (до 2500 м ниже уровня моря) и является ее своеобразным центром. К востоку и западу от нее, за Еловским и Ниловским отрогами, располагаются более мелкие и менее глубокие впадины: к востоку – Торская, за ней – Быстринская, к западу – Туранская – Хойтогорьская, за ней – Мондинская (см. рис. 1). Впадины разделяются поднятыми перемычками кристаллического фундамента.

Горное обрамление Тункинской долины контрастно. Северная цепь Тункинских гольцов достигает 3300 м и состоит из узких скалистых гребней и пиков, разделенных глубокими цирками, карами и троговыми долинами. Она круто обрывается ко впадине с переходом в косую предгорную равнину. С юга впадину ограничивают пологие склоны массивных хребтов (с запада на восток): Мунку-Сардык, Ургудеевский и Хамар-Дабан, частично покрытые миоценовыми базальтами.

Южные хребты на 500–700 м ниже Тункинских гольцов и достигают максимальных отметок на расстоянии 20–25 км от впадины.

В Тункинских гольцах, наоборот, высоты нарастают очень быстро до максимальных на расстоянии нескольких километров от края впадины. В соответствии с этим размещаются и элементы ледниковой морфоскульптуры. Ледниковые цирки и троговые долины придают альпинотипную выразительность Тункинским гольцам. На хребтах южного обрамления долины ледниковые формы сдвинуты от долины.

Эта разница в морфологии, впервые замеченная еще в 19-м веке А. Л. Чекановским, объяснялась в работах В. В. Ламакина и Н. А. Флоренсова в связи со структурной асимметрией впадин байкальского типа. В данном случае имело немаловажное значение раннее поднятие южного борта долины и более позднее – северного, отразившееся в смене источников осадочного материала, вскрытого Жемчугской скважиной (Kashik, Mazilov, 1994). Лавы возрастом 16–15 млн лет заполняли глубокие эрозионные врезы. Благодаря накоплению лавовых толщ на территории от стыка хребтов Ургудеевский и Хамар-Дабан до осевой части Тункинской долины к позднему миоцену произошла существенная планация рельефа. Образовалась лавовая равнина, подобная лавовой равнине Витимского плоскогорья. По ее поверхности развивались меандры рек Зун-Мурин и Маргасан, которые оказались врезанными в лавовую толщу, венчавшуюся покровами возрастом 10–9 млн лет (Рассказов и др., 1990). Хр. Тункинские Гольцы начал воздыматься в это время или несколько позже. Поднятие хребта сопровождалось образованием главного Тункинского разлома листрического типа, определившего захват кристаллического материала базальтовыми расплавами из-под долины с последовательным увеличением его глубины от разлома в южном направлении. Из-под долины извлекался коровый материал. Мантийные ксенолиты захватывались на расстоянии 30 км от Тункинских гольцов (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010).

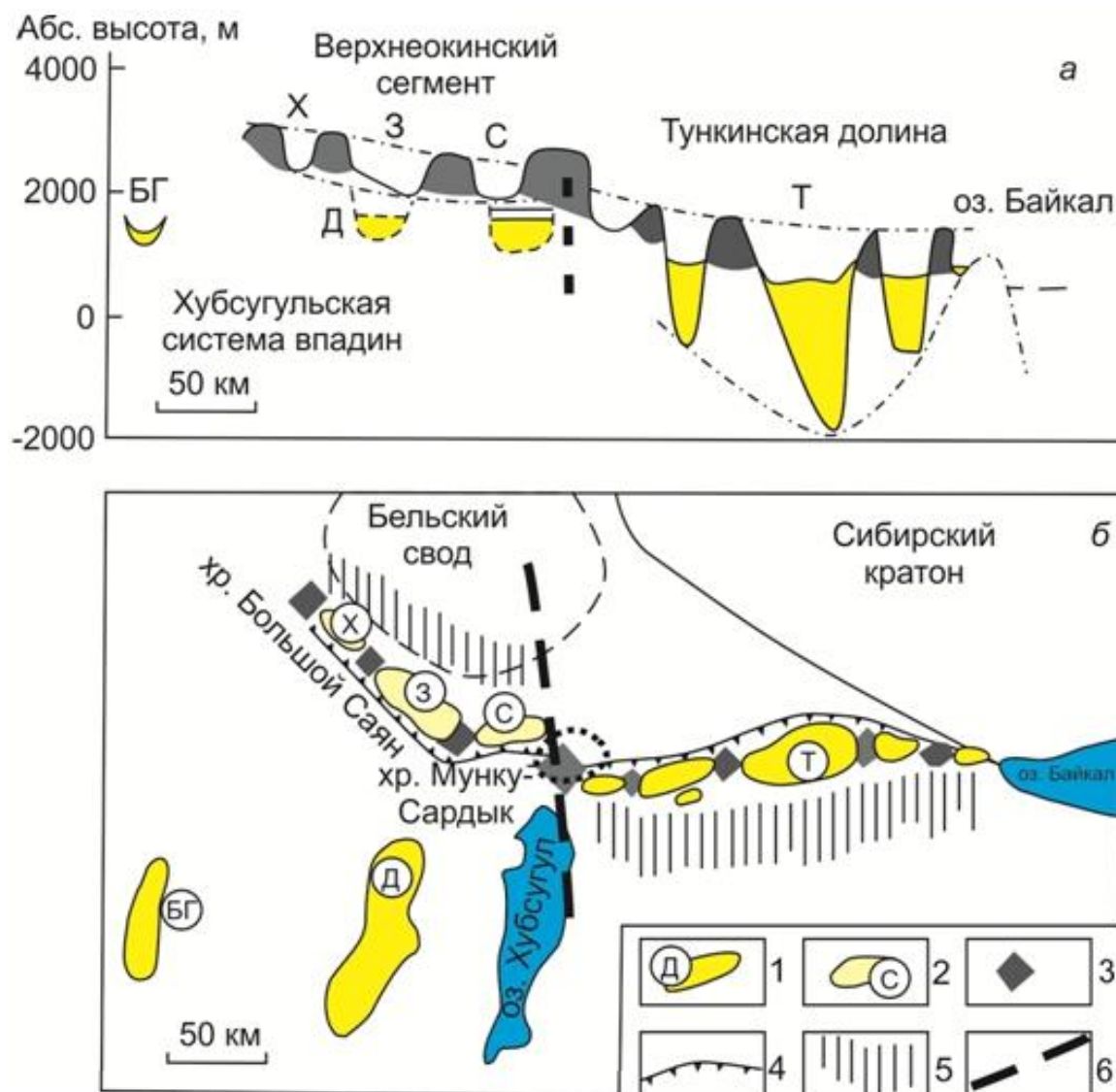


Рис. 4. Тункинская долина и другие рифтовые сегменты западной части Байкальской рифтовой системы: а – в разрезе, б – в плане (Рассказов, 1993).

1 – сухие рифтовые впадины: Тункинская (Т), Дархатская (Д), Бусийнгольская (БГ); 2 – межгорные понижения Верхнеокинского сегмента: Забитское (З), Хирписинское (Х), Садэ (С); 3 – перемычки (отроги), разделяющие впадины и межгорные понижения; 4–5 – борта рифтовых долин: 4 – крутые, 5 – пологие; 6 – Хубсугул–Бельская зона сочленения разноориентированных структур (точками выделена зона аккомодации между Тункинским и Верхнеокинским рифтовыми сегментами). На разрезе а глубины впадин показаны по геофизическим данным (Зорин, 1971; Зорин и др., 1989), штрихпунктирными линиями подчеркнуты «вершинный» уровень горных перемычек и уровень максимального погружения фундамента во впадинах.

Максимальная ширина Тункинской впадины обусловлена изгибанием к северу фронта Тункинских гольцов (рис. 4). Длина впадины в пределах контура осадочных отложений (включая западную часть Еловского отрога) в 2 раза превосходит ширину. Дно расположено на высоте около 720 м. Аккумулятивное дно Тункинской впадины состо-

ит из предгорных наклонных равнин, обширных озерно-болотных низин с затрудненным дренажем, представляющих собой зоны активного современного осадконакопления, аллювиальной террасированной равнины р. Иркут и крупного, почти изолированного со всех сторон песчаного массива Бадар, занимающего всю центральную часть

западной половины впадины.

Равнины первого типа представляют собой область накопления пролювиальных и речных отложений, перемежающихся с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Аллювиальная равнина Иркута отделяет массив Бадар от наклонной равнины южного склона долины, образована широкой поймой и низкими (до 12 м) речными террасами р. Иркут и правых притоков этой реки. Над равнинной поверхностью дна впадины и сопредельной частью Еловского отрога выступают вулканические постройки — небольшие единичные конусы, холмы и гряды. Возраст построек не моложе эоплейстоценового. Их выходы в днище Тункинской впадины обусловлены ее вовлечением в инверсионные движения вместе с Еловским отрогом (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010).

В рельефе дна Тункинской впадины выделяется обширная внутренняя возвышенность Бадар (урочище Сосновый бор) — песчаный куполообразный массив овальных очертаний, возвышающийся над окружающими равнинами на 130–150 м. На севере его поверхность плавно снижается и переходит в озерно-болотную низину, которая отделяет его от наклонной равнины предгорий Тункинских гольцов. На юге склон массива обнажен в крутых обрывах р. Иркут высотой 60–80 м. Происхождение этого грядово-ложбинного рельефа на поверхности массива связано с интенсивной эоловой деятельностью в прошлом. На востоке массив переходит в узкую возвышенность, которая отделяет пойму Иркута от центральной озерно-болотной низины. Возвышенность прорезана р. Тунка, восточнее которой толща песков с грядово-ложбинной поверхностью переходит на склон Еловского отрога и частично переслаивается с эоплейстоценовыми базальтами.

Другие впадины Тункинской долины претерпели инверсию движений, эффект которой увеличивается от Тункинской впадины и к востоку, и к западу. Мондинская впадина, несмотря на малые размеры (6×15 км), обнаруживает типичный для большинства впадин байкальского типа характер асиммет-

рии: крутой северный борт со стороны Тункинских гольцов и относительно плавный переход ее дна в склон хр. Мунку-Сардык. Северный склон террасирован. Специальное изучение «террас», показало наличие мелких сбросовых ступеней, возникших в послеледниковое время (Медведев, Клейн, 1967). Существенную инверсию претерпела Быстринская впадина, в которой находятся поднятые фрагменты миоценовых озерных отложений и плейстоценового аллювия, частично маркирующего сток из оз. Байкал через р. Иркут.

3. Строение осадочного наполнения рифтовых структур по геофизическим данным

3.1. Южно-Байкальская впадина

При сейсмическом профилировании наиболее отчетливые изображения структуры осадочного наполнения Южно-Байкальской впадины были получены в работе (Depositional and tectonic..., 1992). Согласно авторской интерпретации, разрез впадины был подразделен на три сейсмокомплекса, условно названные проторифтовым, среднерифтовым и современнорифтовым (рис. 5). Средний (складчатый) и верхний (горизонтально-слоистый) сейсмокомплексы относились к позднеорогенному этапу, нижний (сейсмически-прозрачный) — к раннеорогенному. На этом профиле получена оценка максимальной мощности осадочного наполнения 7.5 км, согласующаяся с оценкой глубины осадочного наполнения, сделанной по гравиметрическим данным (Зорин, 1971). Подобное трехчленное строение сейсмического разреза обнаружено и на других профилях Южно-Байкальской впадины (рис. 6). Нижний сейсмически-прозрачный комплекс может, однако, представлять собой милониты фундамента шовной зоны, интенсивно перетертые и гомогенизированные. Следовательно, к собственно осадочным должны относиться только два других вышележащих слоистых комплекса, суммарная мощность которых не превышает 4 км (Новейшая активизация..., 2017).

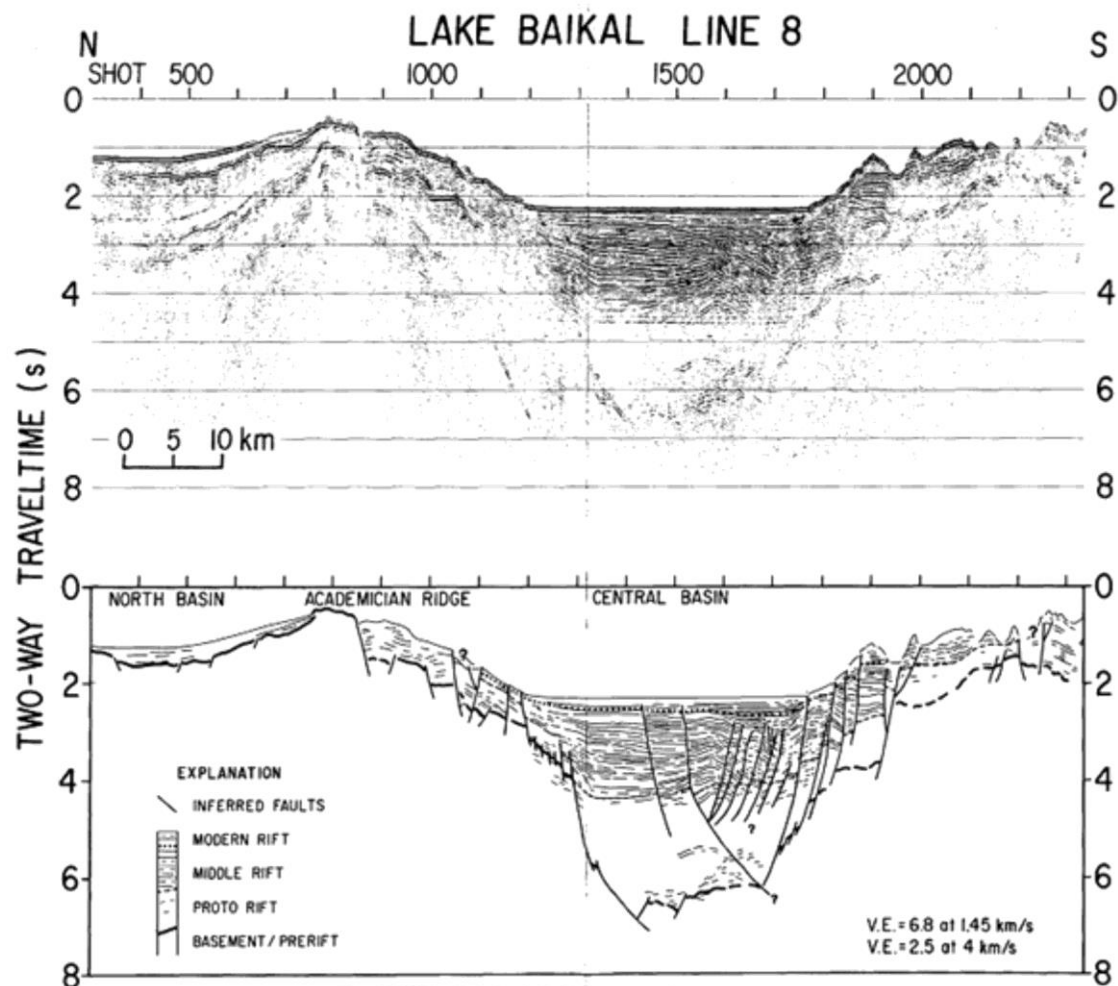


Рис. 5. Многоканальный сейсмический профиль отраженных волн через Академический хребет показывает мигрирующие сейсмические данные (верхняя панель) и авторскую интерпретацию этих данных (нижняя панель) (Depositional and tectonic..., 1992).

3.2. Баргузинская долина

По результатам интерпретации геофизических данных в Баргузинской долине выделены четыре котловины (с юго-запада на северо-восток): Джидинская, Усть-Миндайская, Хонхинская и Усть-Гаргинская. Мощность отложений в котловинах достигает 2000 м, в Хонхинской — 2500 м. В центральных частях седловидных перемычек, разделяющих котловины, мощ-

ность отложений уменьшается до 700 м (рис. 7).

Наиболее крупные разрывные нарушения зафиксированы в северо-западном борту долины с амплитудой вертикальных смещений до 2000 м. Параллельно этой системе разломов в 2–4 км к юго-востоку от нее протягивается сброс с амплитудой 1000–1500 м, который ограничивает с северо-запада зону больших мощностей кайнозойских отложений. В пределах долины отмечены менее протяженные сбросы с амплитудами в первые сотни метров.

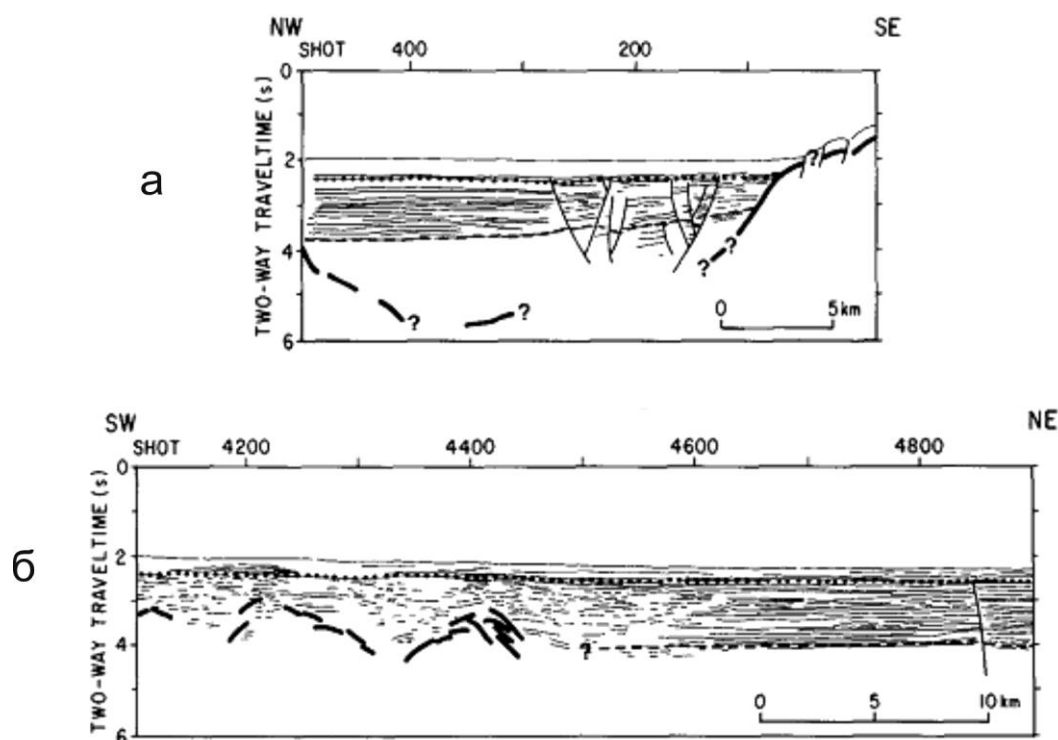


Рис. 6. Представительные сейсмические профили осадочного заполнения Южно-Байкальской впадины (Depositional and tectonic..., 1992): *а* — напротив истока р. Ангара, *б* — южнее о. Ольхон.

Кроме седловидных перемычек, разделяющих внутренние котловины, во впадине отмечены положительные структурные формы высокого порядка — подземные продолжения отрогов Икатского хребта (Флоренсов, 1960). Аргадинский отрог раздваивает восточное крыло Усть-Миндайской котловины. Подобное диагональное поднятие осложняет Хонхинскую котловину. Скв. Р-1 достигла кристаллического фундамента на его переклинальном замыкании, в 8 км юго-восточнее пос. Могойото. Общая мощность кайнозойских отложений в скважине составила 1400 м, из которых 600 м прихо-

дится на четвертичные образования (Зорин, 1971).

На продольном осевом профиле долины отчетливо выражен единый уровень перемычек на уровне около 200–300 м ниже уровня моря, но максимальные глубины впадин не подчиняются общему уровню. Максимальную глубину имеет центральная (Хонхинская) впадина. К северу-северо-востоку и к югу-юго-западу от нее глубина ложа уменьшается. Некоторый диссонанс вносит сочетание глубин Усть-Миндайской и Джидинской впадин, отразившее перестройку структуры при переходе от Центрального трансензионного сегмента Баргузинской долины к ее Южному сегменту.

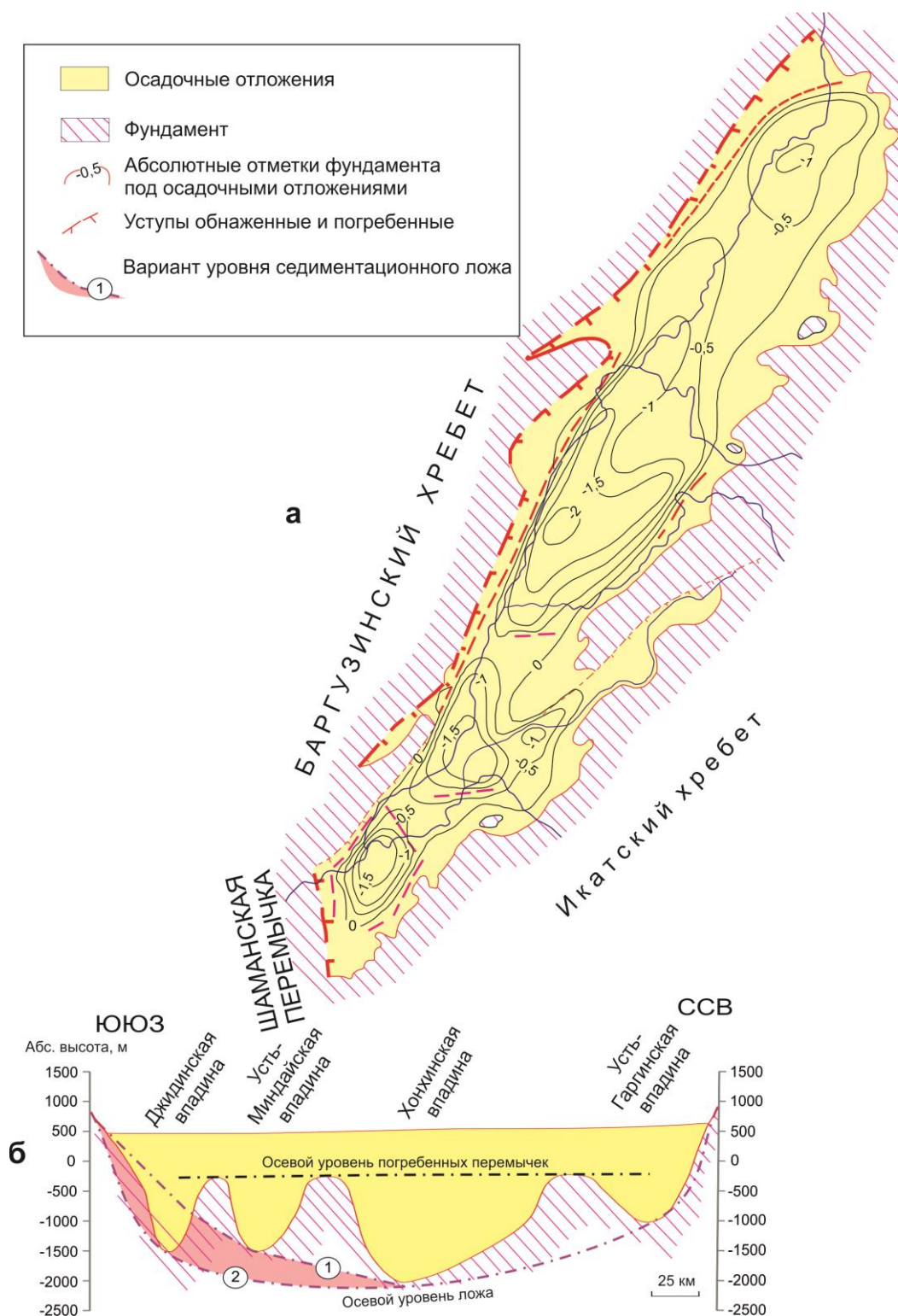


Рис. 7. Глубины впадин осадочного наполнения Баргузинской долины по геофизическим данным (а) и продольный осевой профиль долины (б). Схема а из работы (Зорин, 1971).

Принимая общую мощность отложений Хонхинской впадины 2500 м и допуская максимальную вскрытую мощность четвер-

тичных отложений 600 м, остальную глубину ложа впадин Центрального сегмента долины нужно рассматривать как результат

накопления неогеновых и, возможно, палеогеновых отложений. Поднятие ложа в Южном сегменте привело к частичному экспонированию угленосных миоценовых отложений, окислению и самовозгоранию угля (Кайнозойские красноцветные осадочные отложения..., 2016).

3.3. Тункинская долина

Эта долина имеет четковидное строение, сходное со строением Баргузинской долины, но ее междувпадинные перемычки не перекрыты отложениями, а резко выражены морфологически поднятиями кристаллического фундамента (см. рис. 4). Подобно поверхности междувпадинных перемычек Баргузинской долины, поверхность междувпадинных перемычек Тункинской долины составляет единый уровень. Она несколько повышается к уровню отрогов–перемычек Верхнеокинского сегмента. Зона аккомодации между этими сегментами образует более высокое поднятие.

Так же как в Баргузинской впадине, уровень перемычек не согласуется с глубинами впадин. В отличие от общего уровня перемычек, между уровнями ложа впадин Тункинской долины и межгорных опусканий Верхнеокинского сегмента существует отчетливый изгиб. Мощность кайнозойских отложений в центральной части Тункинской котловины достигает 2800 м (абсолютные отметки поверхности фундамента уменьшаются до 2100 м), а в Торской котловине не превышает 600 м. Уровень осадочного ложа круто поднимается от минимальной отметки Тункинской впадины по направлению к Верхнеокинскому сегменту до Мондинской впадины и в Верхнеокинском сегменте находится почти на одном уровне. Приблизительно одинаковый уровень ложа Хубсугульского ряда впадин–подвесок свидетельствует об общем характере движений коры Хубсугульского и Верхне-Окинского сегментов, отличающегося от движений коры Тункинского сегмента.

Зона максимального опускания в Тункинской впадине смещена к северному борту. Подобный характер асимметрии сохраняется на всем ее протяжении. С севера Тункинская котловина ограничена одноименным сбросом,

однако этот разлом не является границей зоны больших мощностей кайнозойских отложений. Судя по гравиметрическим материалам (Зорин, 1971), мощность отложений плавно возрастает от подножия Тункинских гольцов до 1200 м на расстоянии 5–6 км к югу от курорта Аршан. Здесь фиксируется сброс, протягивающийся в широтном направлении с амплитудой до 1200 м при падении поверхности сместителя на юг под углом 50–60°. Малая мощность отложений в промежутке между этим разломом и Тункинским сбросом подтверждена бурением гидрогеологических скважин. На южной окраине курорта Аршан (скв. 27) мощность кайнозойских отложений составляет 400 м, из которых 300 м приходится на четвертичные образования и 100 м — на верхнеплиоценовые.

В скв. Р-2, пройденной в 7 км к югу от курорта Аршан, мощность четвертичных отложений составляет около 250 м, остальная вскрытая часть разреза (свыше 1900 м) относится к неогену (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010). Сокращение мощности четвертичных отложений относительно мощности, зафиксированной у подножья Тункинских гольцов, объясняется расширением впадины к северу одновременно с инверсионным поднятием Еловского отрога и сопредельной восточной части Тункинской впадины. Такие соотношения отражают деформации коры, сопряженные с ее четвертичным сжатием в Еловско-Култукском сегменте Тункинской долины (см. рис. 1).

4. Обсуждение

Мы сосредоточимся на обсуждении 1) развития рассматриваемых сухих долин в связи с развитием Южно-Байкальской впадины и 2) временного аспекта становления этих структур.

4.1. Соотношение озерной впадины с сухими долинами

Сравнивая озерную Южно-Байкальскую впадину с Тункинской и Баргузинской сухими долинами (таблица), можно видеть ее большую протяженность и максимальную ширину, хотя максимальные высоты ее об-

рамляющих хребтов несколько снижаются. Это понижение известно как «Селенгинская седловина» (Логачев, 1974). Значение Южно-Байкальской впадины как наиболее выра-

зительной центральной структуры рифтовой системы не вызывает сомнений (Флоренсов, 1960; Логачев, 2001).

Сопоставление параметров Южно-Байкальской впадины и сопредельных сухих долин

Параметры	Тункинская долина	Южно-Байкальская впадина	Баргузинская долина
Протяженность	200 км	405 км	200 км
Максимальная ширина	30 км	80 км	35 км
Максимальные отметки поднятия северного плеча	3300 м, Тункинские гольцы	930 м в юго-западной части хр. Приморский, 1700 м в его северо-восточной части (Сарминских гольцах)	2840 м, Баргузинский хребет,
Максимальные отметки поднятия южного плеча	2600 м, хребты Мунку-Сардык (восточная часть), Ургудеевский, Хамар-Дабан (западная часть)	2030 м (г. Хурхаг), хребты Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Морской, Ямбуйский	2600 м, Икатский хребет
Продольная структурная дифференцированность	Впадины (мульды) с востока на запад (от Култук-Слюдянской ступени Южно-Байкальской впадины): Быстринская, Торская, Тункинская, Торская-Хойтогорская, Мондинская	Единая структура погружения. Морфологическое деление на Южную и Среднюю котловины связано с выносом материала в авандельте р. Селенга	Впадины (мульды) с запада на восток (от Усть-Баргузинской ступени Южно-Байкальской впадины): Джидинская, Усть-Миндайска, Хонхинская и Усть-Гаргинская
Минимальная абсолютная отметка фундамента	–2.5 км в Тункинской впадине	–4 км, ложе слоистой осадочной толщи	–2 км
Вулканизм	Проявление вдоль всей долины и преимущественно на ее южном Мунку-Сардык-Ургудей-Хамар-Дабанском плече	Отсутствует	Отсутствует
Максимальная оценка мощности четвертичных отложений	600 м	Более 1000 м в дельте р. Селенга, уменьшение мощности в центральной части впадины до первых сотен метров	600 м
Некомпенсированная амплитуда погружения (водная линза)	Отсутствует	1642 м	Отсутствует
Развитие транстенсии	Отсутствует	В области Ольхон-Академической перемычки, в акватории и на восточном побережье (Ямбуйский сегмент)	Центральный сегмент
Сжатие	В Ниловско-Мондинском и Еловско-Култукском секторах	Предчетвертичный эпизод, обусловивший складчатость нижнего сейсмокомплекса	Южный сегмент между транстенсионными сегментами

Соотношения Южно-Байкальской впадины с сухими долинами существенно отличаются. Вблизи западного окончания Южно-Байкальской впадины Тункинская долина как бы вырождается. В восток-северо-восточной части Южно-Байкальской впадины рифтовые структуры, наоборот, расширяются (см. рис. 1). Такое отличие характеризует Тункинскую долину как отдельную структуру Хангай-Бельской орогенной зоны, а Южно-Байкальскую впадину и Баргузинскую долины — как взаимосвязанные структуры Байкальской рифтовой зоны.

Южно-Байкальская и Северо-Байкальская озерные впадины наследовали шовную зону фундамента Сибирского кратона. Пространственный переход между ними при смене простираения с субширотного на субмеридиональное сопровождался образованием Ольхон-Академической диагональной перемычки. Пространственно связанные с ней деформации литосферы повлекли трансензионный характер развития структур растяжения. Посольское диагональное поднятие, переходящее в депрессионные структуры дельты р. Селенга (Замараев, Самсонов, 1959), не сопровождалось дифференцированными боковыми смещениями. В отличие от нее, на диагональной Ольхон-Академической перемычке резко обособилось кулисообразное сочетание о-ва Ольхон и блока максимального погружения дна озера, сопряженного с ним по Морскому разлому. Восточнее образовались рвы погружения Баргузинского залива. Далее, на побережье Байкала, образовалась Ямбуйская полоса кулисообразно расположенных малых бассейнов и хребтов, зафиксировавшая левостороннее смещение южного отрога Икатского хребта относительно северного отрога хр. Улан-Бургасы. В объеме этого трансензионного сегмента и кулисных структур акватории реализовалось финальное максимальное растяжение коры. Именно здесь зафиксирована глубина озера 1642 м и его ширина 80 км.

Северо-восточное продолжение Ольхон-Академической диагональной перемычки геометрически совпадает с северным пределом действия трансенсии в Центральном сегменте Баргузинской долины при относительном смещении Баргузинского хребта к

северу и Икатского хребта — к югу. Совместный эффект бокового движения в Ямбуйском сегменте и Центральном сегменте Баргузинской долины вызвал локальное сжатие и инверсионное поднятие фундамента впадины в Южном секторе Баргузинской долины (см. рис. 1).

Погружению междувпадинных перемычек под осадки способствовало общее растяжение в Баргузинской долине. Сжатие литосферы в Тункинской долине отразилось в существенном инверсионном поднятии ее терминальных секторов, в результате которого фундамент междувпадинных перемычек оказался оголенным.

Разительное отличие Тункинской структуры от Южно-Байкальской и Баргузинской отразилось в вулканизме. Базальтовые лавы извергались на всем протяжении Тункинской долины, преимущественно на ее южном плече (хр. Мунку-Сардык, Ургудей, Хамар-Дабан). В сущности, Тункинская долина с ее горным обрамлением явилась одной из территорий вулканизма, охватившего всю Хангай-Бельскую орогенную зону. В Байкальской рифтовой зоне вулканизм не получил сквозного распространения и локализовался только на структурных окончаниях Ципа-Муяканского и Муя-Удоканского трансензионных сегментов (Рассказов, 1996).

Дистальная связь между Южно-Байкальской впадиной и Баргузинской долиной проявляется в современных деформациях коры, выраженных в концентрации сейсмической активности вдоль этих структур при асейсмичном характере Северо-Байкальской впадины. Структурная индивидуальность Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины отражается в пространственном разрыве между эпицентрными полями землетрясений этих структур.

4.2. Оценки времени формирования структур

Предполагается, что Северо-Байкальская впадина формировалась позже Южно-Байкальской. Ее растяжение было инициировано после позднемиоценовой структурной перестройки (Рассказов, 1996; Кашик, Ломоносова, 2006; Мац, 2013).

Во временном аспекте перехода от миоценовых отложений к плиоценовым и четвертичным в Южно-Байкальской впадине в настоящее время сложилась неопределенность. С одной стороны, нижнеплиоценовые отложения включались в состав угленосной танхойской свиты, а верхнеплиоценовые и эоплейстоценовые — в состав охристой анососовской (Логачев, 1958, 1974). Официальное изменение хроностратиграфической шкалы, внесенное международным стратиграфическим сообществом в 2009 г., привело к расширению рамок четвертичного периода с включением в эту эпоху гелазия. Охристые отложения анососовской свиты теперь могут в целом относиться к эоплейстоцену. Такое время смены сероцветных отложений красноцветными определяется на территории Северо-Восточного Китая и согласуется с выделением слоев относительного похолодания по материалам керна скважин Академического хребта (Кайнозойские красноцветные осадочные отложения..., 2016). С другой стороны, на о-ве Ольхон выделялись более древние красноцветные образования. Горизонты красноцветов отмечались в стратотипе тагайской свиты (нижний-средний миоцен). Слои красных глин были зафиксированы в сарайском биостратиграфическом горизонте (верхний миоцен или верхний миоцен — нижний плиоцен) и в вышележащей одонимской пачке (нижний плиоцен). На Танхойском поле к верхнему плиоцену — началу эоплейстоцена относилась красноцветная шанхаихинская (анососовская) свита (Мац, 2013). Эоплейстоценовые красноцветные толщи имеют общее значение для территории Внутренней Азии. Неопределенность же, связанная с появлением доэоплейстоценовых красноцветных толщ требует выяснения условий их образования с постановкой специальных исследований источников осадочного материала.

О времени образования глубоководной Байкальской впадины выдвигались разные гипотезы. Предполагалось ее зарождение на границе среднего и верхнего плейстоцена (Анососов, 1964) (т. е. около 126 тыс. лет назад). По скорости отложения осадков время накопления дельтовых толщ рек Верхняя Ангара и Кичера оценивалась в 560 тыс. лет (Гурулев, 1959). Скоростной разрез аван-

дельты р. Селенга интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пакеты перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней 2-километровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр дельты развивался в последние 3–2 млн лет (Scholz, Hutchinson, 2000). Последние оценки времени образования глубокого Байкала согласуются с отсутствием на антецедентном отрезке долины р. Селенга отложений древнее эоплейстоценовых (Логачев, 1974). Эти оценки можно принимать как наиболее реальные.

Морфология подводной части Байкальской впадины зависела от соотношения прогибания дна и привноса осадочного материала. Первые подсчеты осадконакопления в Байкале для удаленных от берегов участков дали оценку скорости 4.2 см за 1000 лет (Вотинцев и др., 1965). По палеомагнитным данным получены оценки скорости накопления осадков в Северном Байкале на порядок меньше — 0.2–0.7 см за 1000 лет (Кравчинский и др., 1971).

О быстром опускании котловины Байкала свидетельствует состав отложений центральных частей Северного и Среднего Байкала, в которых под 2–3-метровым слоем пелитовых илов залегает песок и гравий. Вскрытая мощность грубозернистых отложений достигает 7 м. Следовательно, в недавнем геологическом прошлом осадки, вскрытые ныне на глубине 1000 м и более, накопились на мелководье вблизи суши — источника грубозернистого материала. Медленное накопление осадков не компенсировало быстрое прогибание котловины Байкала, ускорившееся в позднечетвертичное время (Логачев, 1974).

В структуре Баргузинской долины и ее осадочном наполнении отражены два основных этапа деформаций, соответствующих накоплению нижнего (складчатого) и верхнего (горизонтально-слоистого) сейсмокомплексов Южно-Байкальской впадины. Первый этап запечатлен в структуре растяжения Южного сегмента Баргузинской долины, второй — в структуре трансенсии ее Центрального сегмента. Первый этап охватывал широкий временной диапазон миоцена и

плиоцена. Второй получил развитие в квартере. Транстенсионная структура оказалась дискордантно наложенной на структуру седиментации первого этапа. Очевидно, что тектоническая перестройка, произошедшая перед отложением горизонтально-слоистого сейсмокомплекса Южно-Байкальской впадины, была главным событием в развитии ее структуры, которое выразилось в эпизоде относительного сокращения (сжатия), повлекшего за собой смятие толщи нижнего сейсмокомплекса.

Хотя структура Тункинской долины в целом подобна структуре Баргузинской долины, в ее восточном и западном секторах явно доминировало сжатие, реализовавшееся в инверсионных поднятиях ее обоих окончаний. Отметим ограниченность вулканизма в култувской части Еловско-Култувского инверсионного сектора временным интервалом 18–12 млн лет назад. Около 18 млн лет назад здесь уже существовали глубокие (не менее 200 м) каньонообразные долины, углубившиеся в фундамент около 16–15 млн лет назад. Вулканизм прекратился из-за того, что литосфера оказалась непроницаемой для магм. Возможно, ее сжатие усилилось около 12 млн лет назад и с течением времени привело к расплющиванию Слюдянского блока напротив жесткого основания Сибирского кратона. Относительное поднятие и эрозийное расчленение Еловского отрога центральной части Тункинской долины имело место около 16–15 млн лет назад и вновь значительно активизировалось в четвертичное время (Кайнозойский континентальный рифтогенез, 2010). Это свидетельствует об общей продольной структурной дифференциации Тункинской долины в течение всего позднего кайнозоя.

5. Заключение

В центральной части Байкальской рифтовой системы находятся озерная Южно-Байкальская впадина и сопредельные с ней сухие долины, Баргузинская и Тункинская.

Южно-Байкальская впадина, приспособленная к краю кристаллического фундамента Сибирской платформы, характеризуется разделением на Южную и Среднюю плоскодонные котловины отложениями дельты и авандельты р. Селенга, развитием диаго-

нальных внутривпадинных перемычек (Посольской и Ольхон-Академической), образованием протяженных, высоких сбросовых тектонических уступов и желобов растяжения, наложением четвертичного опускания ложа на неогеновый бассейн седиментации, горизонтальной слоистостью четвертичных отложений внутри впадины и изменчивой мощностью на ее бортах.

Позднекайнозойское развитие Баргузинской долины было согласовано с развитием Южно-Байкальской впадины как ее дистальной структуры. Доминирующее растяжение контролировалось диагональным обособлением Ольхон-Академической перемычки с осложнением структуры субширотным Ямбуйским и субмеридиональным Центральным (в Баргузинской долине) транстенсионными сегментами. Позднекайнозойское развитие Тункинской долины определялось сочетанием локального растяжения с общим сжатием литосферы в Хангай-Бельской орогенной зоне.

6. Благодарности

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде, грант № P162011012 и грант научно-исследовательского фонда Академии наук провинции Хэйлуцзян КНР (2016 г.) при частичном финансировании РФФИ, грант 17-05-00808.

Литература

Аносов В.С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье / В.С. Аносов // Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. – М.: Недра. – 1964. – С. 247–251.

Вотинцев К.К. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал / К.К. Вотинцев, И.В. Глазунов, А.П. Толмачева. – М., Наука, 1965. – 495 с.

Гурулев С.А. О возрасте оледенения в Северном Прибайкалье / С.А. Гурулев // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та ВСФ АН СССР. — Иркутск, 1959. – Вып. 2. – С. 175–186.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селингинской депрессии / С.М. Замараев, В.В. Самсонов // Гео-

логия и нефтегазоносность Восточной Сибири.— М.: Гостоптехиздат, 1959.— С. 435–475.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / Ю.А. Зорин.— М.: Наука, 1971.— 168 с.

Зорин Ю.А. Строение кайнозойских впадин Прихубсугуля по гравиметрическим данным / Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, Н. Арвисбаатар // Геология и геофизика.— 1989.— № 10.— С. 130–136.

Кашик С.А. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал / С.А. Кашик, Т.К. Ломоносова // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4.— С. 339–353.

Кравчинский А.Я. Опыт палеомагнитной стратификации донных осадков оз. Байкал / А.Я. Кравчинский, В.Ф. Давыдов, Г.С. Болдырев // Хронология ледникового века.— Л.: Недра, 1971.— С. 48–56.

Ламакин В.В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала / В.В. Ламакин.— М.: ГеографГИЗ, 1952.— 197 с.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины / В.В. Ламакин. — М.: Наука, 1968.— 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187)

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа / Н. А. Логачев // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1958.— № 4.— С. 18–20.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье / Н.А. Логачев // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. — М.: Наука.— 1974.— С. 7–163.

Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны / Н.А. Логачев // Докл. АН. — 2001. — Т. 376, № 4. — С. 510–513.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта / Н. А. Логачев // Геология и геофизика.— 2003.— Т. 44, № 5.— С. 391–406.

Мац В.Д. Стратиграфия отложений позднего мела — кайнозоя Байкальского рифта / В.Д. Мац // Стратиграфия. Геологическая корреляция.— 2013.— Т. 21, № 6.— С. 72–87.

Медведев М.Е. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины / М.Е. Медведев, Я.Я. Клейн // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967.

Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала /

Г.Б. Пальшин.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 201 с.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов.— Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993.— 288 с.

Рассказов С. В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов // Геология и геофизика.— 1996.— Т. 37, № 4.— С. 60–70.

Рассказов С.В. Калий–аргоновое датирование базальтов Тункинской долины / С.В. Рассказов, А.С. Батырмурзаев, Ш. А. Магомедов // Советская геология.— 1990.— № 9. С. 62–67.

Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С.В. Рассказов [и др.]— Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007а.— 193 с.

Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину / С.В. Рассказов [и др.]— Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010.— 40 с.

Кайнозойские красноцветные осадочные отложения Внутренней Азии: литогенетическое значение вариаций содержаний Al_2O_3 и CO_2 / С.В. Рассказов [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания.— Вып. 14.— Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016.— С. 233–235.

Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту / С.В. Рассказов [и др.] // Геология и окружающая среда.— 2021.— Т.1, № 1.— С. 3–18.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Н.А. Флоренсов.— М.—Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960.— 258 с.

Чувашова И.С. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли / И.С. Чувашова, С.В. Рассказов // Иркутск: Иркут. ун-т, 2014.— 291 с.

Depositional and tectonic frame work of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data / D.R. Hutchinson [et al.] // Geology.— 1992.— V. 20.— P. 589–592.

Kashik S.A. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system / S.A. Kashik, V.N. Mazilov // Bull. Centres Rech.

Explor.–Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18. N 2. P. 453–461.

Baikal, Siberia / C.A. Scholz, D.R. Hutchinson // Int. J. Earth Sci.– 2000.– V. 89.– P. 212–228.

Scholz C.A. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake

Абдулмонем Хассан

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
студент магистерской подготовки

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,

Сирия, город Хомс

Университет Аль-Басс

преподаватель

Email: abdulmonemhassan86@gmail.com

Рассказов Сергей Васильевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии

тел.: (3952) 51–16–59

Email: rassk@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник

тел.: (3952) 51–16–59

Email: chuvashova@crust.irk.ru

Аль-хамуд Аднан

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,
студент магистерской подготовки

Сирия, город Дейр-Эз-Зор

Университет Аль-Фурат

преподаватель

Email: hamoudadnan04@gmail.com

Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян)

С.Н. Коваленко^{1,2}, Э.В. Лихтарович²

¹ Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия

² Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На основе обобщения данных полевых исследований высокогорных наледей 2002–16 гг. приводится уточненная карта их распределения. Выявляется геологическая роль наледей в формировании рельефа и переносе обломочного материала. Выделяются новые формы рельефа, которые формируют наледи.

Ключевые слова. Наледь, высокогорный рельеф, наледная терраса, наледная поляна, конус выноса

В высокогорных территориях, где имеются наледи, развиваются специфические формы выравнивания рельефа, обусловленные геологической деятельностью наледного льда: аллювиально-наледные, наледные и термально-наледные террасы, наледные поляны, пролювиально-наледные конуса выноса, аллювиально-наледные бугры по долинам рек и др.

Как следует из рис. 1, аллювиально-наледные и наледные, довольно зрелые террасы распространены по реке 4-го порядка, которой является р. Белый Иркут от устья Мугувека до впадения в Черный Иркут. Эта река имеет развитую пойму с настилаемым аллювием, в местах пересечения стенок древних каров образует ущелья, поперечное сечение коробчатое с 2–3 уровнями псевдотеррас. Содержит притоки, как первого, так и второго порядка, примерно в равном

соотношении, а также один крупный приток 3-го порядка (Средний Иркут).

Наледные террасы распространены в основном вдоль долин рек 3-го порядка (Мугубек, Ср. Иркут, Белый Иркут до устья с Мугувеком), которые характеризуются небольшими коробчатыми троговыми долинами с двумя уровнями псевдотеррас с развитыми поймами и переслаиваемым аллювием, на участках пересечения стенок палеокаров в нижних течениях имеют каньоны (каньон Мугувека, Белого Иркут). Притоки этих рек, в основном, первого порядка, изредка второго.

При этом, если механизм образования наледных полей в результате деятельности речных наледей и сами наледи широко известны и описаны во многих источниках, то серия последних форм рельефа, упомянутых выше, не столь известна в среде геоморфологов.

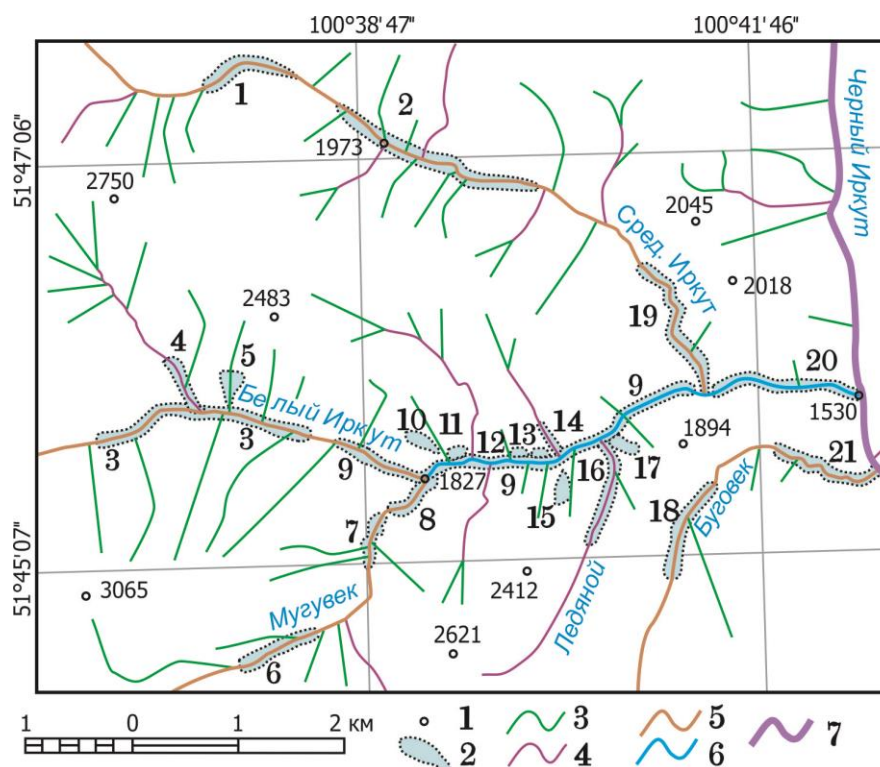


Рис. 1. Карта порядков рек и распределения наледей изучаемого района.

1 – вершины; 2 – наледы (номера на карте): 1 – Верхняя, 2 – Большая Среднеиркутская, 3 – Большая Белоиркутская, 4 – Ручья Наледный, 5 – Ночная, 6 – Большая Мугувекская, 7 – Каньона Мугувек, 8 – Усть-Мугувекская, 9 – Белоиркутская, 10 – Домашняя, 11 – Таборная, 12 – Архаров, 13 – Лесная, 14 – Потайная, 15 – Красивая, 16 – Ручья Ледяной, 17 – Детская, 18 – Большая Буговекская, 19 – Усть-Среднеиркутская, 20 – Усть-Белоиркутская, 21 – Усть-Буговекская; 3–7 – порядки рек: 3 – первый, 4 – второй, 5 – третий, 6 – четвертый, 7 – шестой.

Рельефообразующую и геологическую роль наледей изучал А.П. Горбунов (1981, с. 82) и, особенно подробно, Н.Н. Романовский (1973). Правда, в основу своей работы Н.Н. Романовским были положены многолетние исследования, проводившиеся кафедрой мерзлотоведения МГУ на Сибирской платформе в пределах Ангаро-Ленского междуречья, в бассейне р. Вилуя, в среднем ее течении, в Витимо-Патомской горно-складчатой области и в северной части Верхояно-Колымской горно-складчатой области, сильно отличающимися от нашего высокогорного района исследований.

Например, там, где вдоль русел горных рек имеются речные наледы, широко развиты **аллювиально-наледные террасы**, формируемые по краям пойм (рис. 2). Сложены они обычно несортированным, мелкообломочным материалом, сносимым с наледей талыми водами. На наледы такой материал попадает со скалистых (коллювий) или покрытых делювием крутых склонов, живых осыпей или выносится грунтовыми водами из морен или пролювиальных конусов выноса.



Уровень таких террас обычно совпадает с максимальным уровнем отмывки скал талыми водами, текущими по поверхности наледей (см. рис. 2, рис. 3), который легко определяется на вертикальных скальных стенках ущелий по бороздам (рис. 4) создаваемых каменным материалом влекомым талыми водами по краю наледи.

Паводковые воды никогда не достигают верхних уровней наледей, что также в не малой степени способствует зарождению и формированию наледных террас (см. рис. 2). На рис. 2 видно, что самый высокий летний паводок 2006 г. не достигал и половины высоты наледной террасы, хоть он и уничтожил большую ее часть в площадном отношении.

Процесс переноса и аккумуляции рыхлого материала на аллювиально-наледных террасах происходит во время нахождения на ней наледи в период ее формирования и, особенно, на начальной стадии ее таяния, пока талые воды не проделали больших промоин в толще наледного льда и не ушли с ее поверхности. Число таких промоин, их положение и водообильность каждый год разное. Они и определяют динамику отложившегося на поверхности наледи рыхлого материала, остатки которого, после стаивания основной массы наледного льда, спокойно осаждаются на подстилающую наледную поверхность, покрывая тонким плащом несортированного рыхлого материала аллювий, пролювий, коренные скальные горные породы и отложения пролювиальных и коллювиальных конусов выноса, а в некоторых случаях и отложения древних морен.

Рис. 2. Аллювиально-наледная терраса на Белом Иркуте. Ее высота на много выше уровня паводка 2006 г., отмеченного крупноглыбовым отмытым материалом

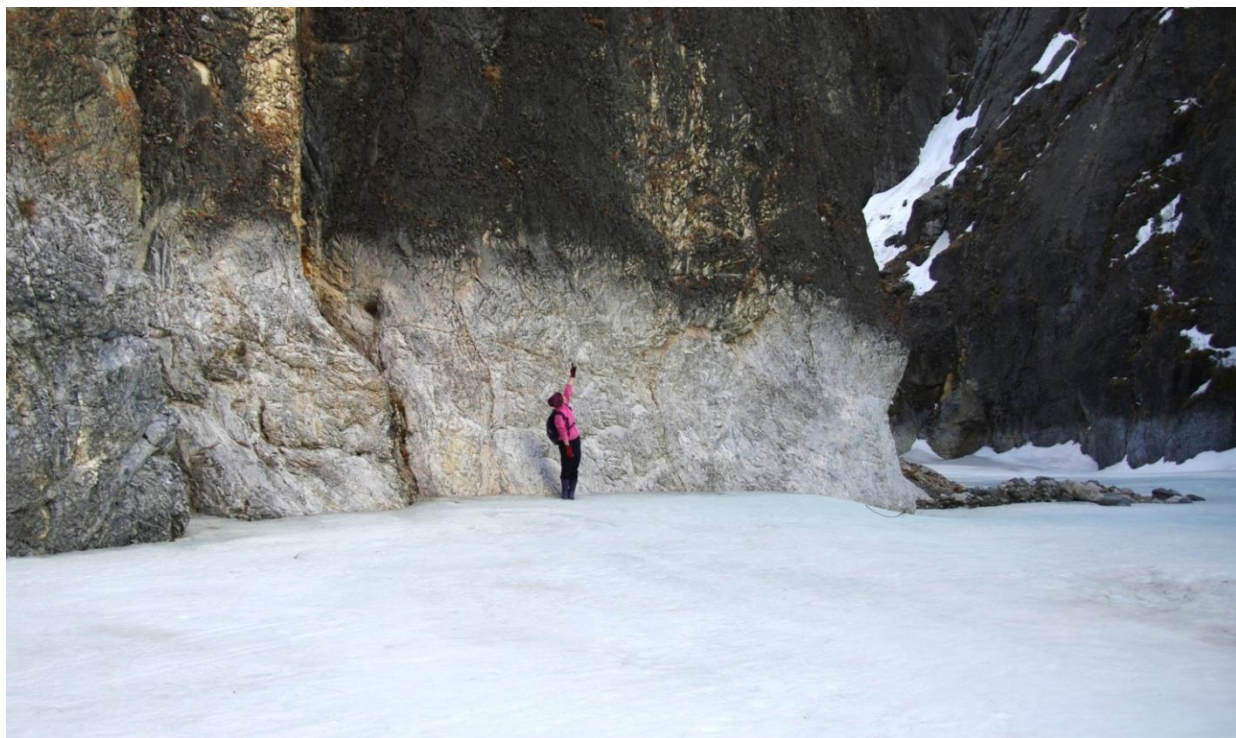


Рис. 3. Высота отмыва пород наледями и талыми наледными водами в ущелье Кривое Колено Белого Иркутта

Наледные террасы (Алексеев, 2007, с. 245) наиболее выраженные и довольно крупные формы рельефа, достигающие десятков и первых сотен метров в поперечнике. Из них наиболее заметны только-только формирующиеся террасы, на которых поздней весной, после схода снега, еще находятся наледи. Это так называемые боковые наледи, создаваемые грунтовыми и термальными водами (рис. 5–6, см. цветную вставку). Подобные террасы в нашем районе можно наблюдать вдоль левого берега Белого Иркутта от Стрелки и наледи Таборной до устья руч. Ледяного.

Материал, слагающий наледные террасы, в большинстве своем похож на моренный или пролювиальный селевый материал и также характеризуется несортированностью, в качестве цемента присутствует как тонкодисперсный (пылеватый) материал, так и крупные обломки в сотни раз превышающие размер пылеватых частиц. Крупнообломочная составляющая, чаще всего, представлена местными породами, значительно более мелко-глыбового размера, чем в близ лежащих моренах или пролювиальных селевых отложениях. В нем почти отсутствует перлювий из вышележащих морен.



Рис. 4. Борозды, оставленные каменным материалом, который переносился тальми водами вблизи края наледн по ее поверхности.

Зрелые и древние наледные террасы имеют существенно иной характер строения, чем аллювиально-наледные террасы. Лишенные покрова тонкозернистого пылевато-го пойменного аллювия, они обладают более высокими тепловыми характеристиками песчано-галечных отложений. Они обычно более сухие и имеют меньшую льдистость, в пределах их отсутствуют такие криогенные процессы, как морозобойное растрескивание, образование повторно-жильных льдов. Они наиболее подходят для хозяйственного использования (застройки). Например, многочисленные лагеря туристов в районе Стрелки полностью располагаются на одной из таких террас, являющейся самой крупной и сложно построенной. В ее создании участвовали процессы временных потоков (пролювиальные конуса выноса) и боковых наледей Домашней, Таборной, Нижне- и Верхнеразломной.

Цокольные поверхности таких террас сильно изрезаны (выветрелые). На ней спокойно, без видимых следов смещений или каких-либо движений ложится перлювий из морен и наледный аллювий (Коваленко, 2011а, с. 84).

Скорость выравнивания или выработки чисто наледного рельефа уступает комбинированному аллювиально-наледному процессу. Например, уровень наледной поляны (наледной террасы) по правому борту долины руч. Ледяного в его приустьевой части (наледь Детская) на 5–8 м отстает от уровня формирования основного русла ручья (Коваленко, Мункоева, 2013, с 34). Наледная терраса, бронированная наледью Лесной, на такую же высоту отстает по процессам выравнивания от основного русла реки Белый Иркут.



Рис. 5. Крупная наледная терраса по левому борту долины р. Белый Иркут, сформированная наледью Лесной

Хорошие термальные наледи и формируемые ими зачатки наледных террас наблюдались нами по левому краю поймы Белого Иркут на абсолютных отметках поверхности поймы 1990–2049 м (наледь № 1, рис. 7; выше по течению наледь № 2 и № 4).

Как видно на рисунках, здесь четко наблюдается своеобразная и необходимая для возникновения подобных наледей триада: склон южной экспозиции — аккумулятор, скала в качестве печки-радиатора, распадок с рыхлыми отложениями — транспортная артерия. Причем сам распадок, образован, вероятно, наледными и эрозионными процессами от талых вод и заполнен специфическим крупно-глыбовым материалом коллювиально-наледного происхождения.

Механизм образования термальных подскальных наледей довольно прост, например, наледь № 1 (см. рис. 7) формируется за счет таяния снега на близлежащей скале, который накапливается на подветренном склоне долины, затем падает вниз или тает и вода проникает в коллювиальные подскальные отложения, где замерзает или относительно теплой движется в них зимой вниз, где на относительно горизонтальной площадке вблизи поймы формирует «подскальную» термальную наледь или пополняет речную.

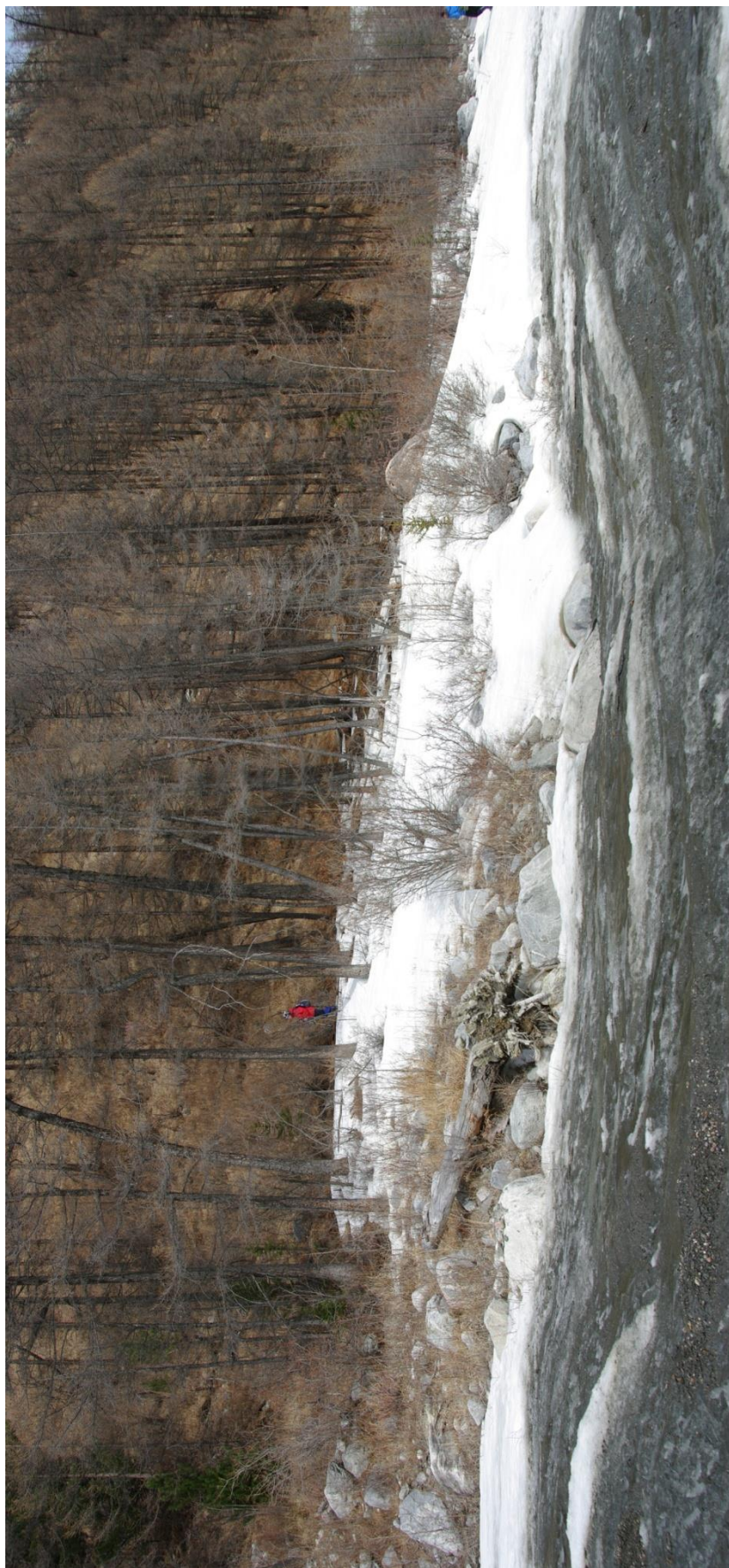


Рис. 6. Боковая наледь Близкая, формирующая наледную террасу в левом борту Белого Иркута

Другим примером присклоновой термальной наледи является наледь №4, которая формируется, в отличие от первой, в стороне от речной наледи. Здесь опять имеем южный склон, подкальный характер местоположения наледи, снова за скалой небольшой распадок с рыхлыми отложениями. Здесь дополнительным или основным источником наледных вод могут являться грунтовые воды, т. к. выше небольших скал черных углеродистых сланцев высотой 15 м лежат мощные моренные отложения мощностью более 30 м. Присклоновые термальные наледы этого типа могут формировать чисто наледные террасы.

Таким образом, присклоновые термальные наледы могут формировать чисто наледные террасы (наледь № 4) и аллювиально-наледные (наледь № 1). Формированию термальных присклоновых наледей способствуют следующие факторы:

- 1) южная экспозиция скальных поверхностей с подветренной стороны преобладающих зимних ветров;
- 2) вблизи скал должны водные коллекторы для накопления талых грунтовых вод, что мы и имеем в виде небольших распадков с южной экспозицией тальвега, заполненных рыхлым материалом.

Вода, накопившаяся в рыхлом грунте распадка, вначале зимы выходит в русло реки, затем грунт промерзает и поступление воды прекращается. Остается только небольшой сток талой относительно теплой воды текущей вдоль прогретых скал, которые при южной экспозиции скал нагреваются, тепло поступает в грунт и подогревает вблизи них грунтовые воды. Вот, эти-то воды и формируют в конце зимы термальные присклоновые наледы.

Вышеописанные «подскальные или термальные» наледы талых вод были обнаружены и описаны лишь в мае 2015 года благодаря тому, что уровень речных наледей этого года был самый низкий по сравнению с прошлыми годами наблюдений, зима была теплой, также благоприятной для формирования таких термальных наледей.

Склон же по правому борту реки в районе прискальных термальных наледей характеризуется малым количеством скал (коренных), сплошь зарос мохом и лиственничным лесом с редкими кедрами. На левом склоне долины, где развиты прискальные термальные наледы скал значительно больше, а леса меньше, т. к. физическое выветривание здесь интенсивнее, что, как известно, не способствует хорошему развитию растительности из-за очень большой скорости движения склонового материала (грунта). Лес растет здесь только на выровненных площадках псевдотеррас гляциального происхождения, а на их склонах только кусты и редкий пьяный лес из лиственниц вперемешку со степной травянистой растительностью (лесостепь).



Рис. 7. Подскальная наледь № 1

В механизме образования наледных и аллювиально-наледных террас принимают участие следующие процессы. Во-первых, в распределении вышеописанных форм высокогорного рельефа массива Мунку-Сардык, создаваемых наледями, усматривается генетическая связь их с гляциальными процес-

сами, описанная ранее (Коваленко, Мункоева, 2013). Согласно установленным закономерностям, появление многочисленных и обильных наледей обусловлено почти окончательным стаиванием на эрозионной стадии развития рельефа подземного льда погребенных ледников, достижением врезам

эрозионных долин цоколя ледников древних оледенений и выходом, вследствие этого, грунтовых вод на поверхность. На этой стадии на участках долин с преобладанием боковой эрозии и аккумуляции, т. е. на интервалах распространения древних трогов, возникают расширенные долины с меандрирующими и виргационными руслами и островами — благоприятные места развития наледей. На склонах таких участков долин и наблюдаются хорошо выраженные выровненные (относительно) террасы двух типов: более обширные ледниковые псевдотеррасы с обращенным термальным микрорельефом бугристо-западинного типа, которые со стороны коренного склона довольно широко перекрыты конусами делювиально-коллювиального, солифлюкционного и пролювиального материала, и более мелкие, располагающиеся гипсометрически ниже — наледные террасы, описываемые в этой статье.

Во-вторых, на начальной стадии формирования аккумулятивной аллювиально-наледной террасы необходимо наличие наледного льда (наледи) в пределах речной поймы, который бронирует от эрозии весеннего паводка участок поймы. На этом участке в период весеннего таяния накапливается наледный аллювий, оседающий после стаивания наледного льда на речную пойму, образуя возвышенные участки — зародыши будущих аллювиально-наледных террас, и который в дальнейшем служит полем аккумуляции аллювия из паводковых вод вследствие более высокого гипсометрического его положения. Здесь происходит замедление скорости речного потока и, как следствие этого, выпадение переносимого им каменного материала (см. рис. 2).

Формирование наледных террас происходит в результате деятельности боковых грунтовых или термальных наледей в местах выноса на них грунтовыми водами в зимний и весенний периоды пролювиального материала. В последующем накопление материала и увеличение высоты и ширины террасы здесь происходит за счет дальнейшего поступления его с грунтовыми водами, а также с временными паводковыми водами и селями с боковых притоков и более высоких

ледниковых псевдотеррас (плечей трогов). При наличии всех этих условий формируются хорошие и обширные наледные террасы (см. рис. 5–6).

В-третьих, к формированию наледных террас часто приводит наличие по берегам речных пойм наледей талых снеговых зимних вод (термальных) на значительном интервале долины. Эти небольшие наледные террасы, как правило, часто разрушаются водами больших паводков, но, вероятно, иногда могут служить основанием для появления настоящих обширных наледных и аллювиально-наледных террас.

В-четвертых следует отметить роль растительности и характера ландшафта при диагностике и формировании наледных присклоновых форм рельефа. Так, на первых стадиях формирования наледных террас во время образования пролювиально-наледных конусов выноса, от обилия влаги они быстро зарастают густым кустарником (ольха, тальник, карагана гривастая и др.) (рис. 8), на зрелой и конечной стадиях террас — боровым лесом (чаще всего лиственницей) — псевдотеррасы наледей Таборная, Близкая, Архаров, Лесная и др. (см. рис. 5 и 6). Грунтовые воды такие наледные террасы преодолевают под землей и выходят в надпойменных обрывах и продолжают формировать боковые наледы и наледные террасы. В это время на наледной террасе вырастает боровай лес. Активизация наледного процесса может начать уничтожать его еще на стадии молодого леса, поэтому на наледных террасах в нашем районе на бывает кедров и столетних лиственниц, широко представленных на чисто гляциальных формах более древнего рельефа.

Выше границы леса при недостаточно развитой древесно-кустарниковой растительности и из-за обилия влаги наблюдаются солифлюкционные заболоченные участки медленно движущегося мелко-среднеобломочного материала похожие на оползни или маломощные каменные потоки. Они развиваются в маломощном слое рыхлых отложений при неглубоком залегании коренного ложа из скальных грунтов. Их появление может свидетельствовать об исчезновении наледей выше по долине.



Рис. 8. Пролювиально-наледный конус выноса наледи Ночной в долину Белого Иркута, заросший кустами



Рис. 9. Наледная поляна наледи Ночной, которая сохраняет и выделяет курум в окружающем ландшафте

В-пятых, наледи способствуют длительному сохранению или возникновению куру-

мов. Так, в верхнем обрамлении наледи Ночной на склоне южной экспозиции в

днище водосборной воронки наблюдается хорошо выраженный курум (рис. 9). Хотя условия для формирования его здесь неблагоприятны, так как он приурочен к относительно пологому склону в зоне кедрово-лиственничного леса. Нигде более по склону подобного каменного поля не устанавливается. Длительное существование курума объясняется развитием в днище водосборной воронки хорошо выраженной наледы.

Следующими по интенсивности воздействия на геологическую среду и формирования наледных форм рельефа, являются наледные поляны, величина и значимость

которых увеличивается с уменьшением абсолютных высот горных долин (сравни рис. 10 и 11).

На наледных полянах часто можно встретить раздавленные весом наледного льда аллювиальные глыбы (фото 0596), оставшиеся от наледи бугры и кучи переносимого по наледи рыхлого материала (фото 0570, 0571, 0588). Весь этот нанорельеф говорит о значительном, а главное о регулярном ежегодном воздействии наледей на геологическую среду и может помочь в диагностике выявления наличия наледей в новом районе в летний период.



Рис. 10. Наледная поляна по р. Белый Иркут, верховья



Рис. 11. Наледная поляна по р. Жохой, среднее течение



Рис. 12. Предельные осыпные склоны горных долин с отсутствием наледей, нарушаемые лишь моренными отложениями умирающих глетчеров (с правой стороны снимка)

Таким образом, наледы и связанные с ними наледные процессы имеют существенное значение в процессе выравнивания рельефа высокогорных областей и формировании террасированного рельефа и, вероятно, назрела необходимость и аллювиально-наледные и наледные террасы выделить в новый вид форм рельефа со специфическим составом рыхлых отложений (наледный аллювий), по аналогии с ледниковыми моренными отложениям и псевдотеррасами. Тем более, что в наших высокогорных приледниковых областях наледные процессы не имеют часто даже связи с речными водами, пополняя последние лишь в период таяния наледей. При отсутствии же наледей, склоновыми коллювиальными и пролювиальными процессами, как правило, вырабатываются предельные классические склоны долин (рис. 12). Кроме того, древние наледные террасы и наледные поляны наиболее благоприятные в инженерно-геологическом отношении участки.

Литература

Горбунов А.П. Подземные льды и наледы центральной Азии: география и динамика / А.П. Горбунов // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Материалы Международного Семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии» Алматы, Казахстан 28-30 ноября 2006.– Алматы, 2007.– С. 259–267.

*Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии
Тел.: (3952)20-16-39
Педагогический институт Иркутского государственного университета,
доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики*

Горбунов А.П., Ермолин Е.Д. Подземные льды гор Средней Азии // Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждения.– вып. 41, 1981.– С. 82-90.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего востока) / Л.Н. Ивановский.– Новосибирск: Наука, 1981.– 173 с.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркутка // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.– 2011.– № 1.– С. 38–62.

Коваленко С.Н. Десятая научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан на Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.– 2011а.– № 2.– С. 81–85.

Коваленко С.Н. «Каменный глетчер» Белого Иркутка / С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Э.В. Мункоева, Н.А. Зацепина // Вестник кафедры географии ВСГАО.– 2013.– № 1–2.– С. 29–37.

Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.– 2013.– № 3–4 (8).– С. 24–37.

Романовский Н.Н. О геологической деятельности наледей // Мерзлотные исследования. Выпуск XIII. Изд-во МГУ, 1973, с. 66-89.— Электрон. версия печат. публ.— Режим доступа: <http://www.evgenyusev.narod.ru/laptev/romanovsky-1973.pdf> (31 марта 2020).

*664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6
Тел.: (3952) 24–04–91
Email: igpug@mail.ru*

*Лихтарович Эльмира Вячеславовна,
магистр географического образования
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,
Педагогический институт Иркутского государственного университета,
Email: munkoevae@mail.ru*

Ученые-первопроходцы

УДК 553/982+94(571.5)

Начальное изучение Байкальской нефти

В.А. Новоселов, С.В. Снопков

Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На начальном этапе изучения углеводородов на Байкале и в Прибайкалье накапливались сведения о признаках нефтегазоносности. Присутствие углеводородов было установлено по маслянистым пятнам на воде и находкам озокерита на берегах озера. До конца XIX в. серьезных попыток поиска этого полезного ископаемого не предпринималось.

Ключевые слова. Байкал, нефтегазоносность, озокерит, поиски нефти.

Южная часть Сибирской платформы богата многочисленными нефте- и газопрооявлениями, благодаря чему эта территория Восточной Сибири выделена в самостоятельный нефтегазоносный бассейн. Массовые поиски месторождений нефти в Байкальском регионе были начаты ещё в конце XIX–начале XX веков и продолжают до настоящего времени. Однако обсуждение вопроса о присутствии проявлений углеводородов на этой территории был начат значительно раньше, и даже в некоторых трудах по истории развития техники указывается, что нефть в России впервые была обнаружена недалеко от Иркутска (Трошин, 1955).

В России нефть начала широко применяться с XVI в. Первоначально нефть использовалась не как топливо, а в совсем нетипичных для настоящего времени областях жизни: в медицине, в живописи, в огнестрельном деле. Привозили нефть в страну преимущественно из Ирана и Баку (Данилевский, 1948). Первое сообщение о находке нефти в России принадлежит иркутскому письменному голове Леонтию Кислянскому.

Присоединение Сибири к Российскому государству сопровождалось наказами правительства, обязывающими местную власть и землепроходцев при освоении новых земель вести поиски полезных ископаемых. Один из первых иркутских служилых людей,

письменный голова Леонтий Кислянский в 1684 г. получил из Енисейска наказ «*прове-
дать у иноземцев и у русских людей всякими
мерами накрепко*» о месторождениях руд и красок. В этом же году Л. Кислянский узнал о том, что вблизи Иркутского острога есть признаки нефтеносности (Скалон, 2005). Поверив рассказам иркутских служивых людей, он сообщил енисейскому воеводе К. О. Щербатому, что примерно в километре от Иркутского острога, на берегу реки Иркут, есть нефть, которую по рассказам иркутян, можно чуть ли не руками черпать. В донесении Кислянский писал: «*В Иркутском же остроге передо мной Иркутские жители словесно в разговоре говорили: за острожною де Иркутскою речкой из горы идет пар неведомо от чего, и на том на месте зимою снег не живет, а летом трава не растет. И против их ... росказанья, ездил я из Иркутского того места... досматривать; а по досмотру то место от Иркутского не в далном россостоянии, толко с версту иль мениши, и горы идет пара, а как руку приложить, и рука не терпит много времени, и из далека дух вони слышать от той пары нефтяной; а как к той паре и к скважине припасть близко, ис той скважины пахнет дух прямою сущей нефтью; а как которою скважню поболши прокапашь, и из той скважни и жар поболши пышет, и тут знатно, что есть*

сущая нефть. А как аде даст бог от неприятельских мунгальских или китайских людей будет смирно, и я по тем признакам и расселинам буду копать и о том промыслить со всяким домогательством» (Дополнение к Актам... 1867).

Из текста донесения можно сделать вывод, что Л.К. Кислянский осмотрел Кайскую гору около Иркутского острога, из которой выходил пар, с нефтяным запахом (Дополнение к Актам... 1867). Судя по отписке, он несколько раз выезжал «к скважине» у впадения Иркуты в Ангару для осмотра места и пришел к выводу, что имеет дело с признаками нефти, (Трошин, 1955) и в будущем намеревался провести широкую разведку проявления нефти. Но сделать этого ему не удалось, так как в Иркутске тогда не было людей, знавших горное дело. В «отписке» Л. Кислянский так и писал: *«а нефти по се число не копал, для того: домышляюсь ее добывать великими мерами, а людей ведущих про такое дело не сыскалось»* (Дополнение к Актам... 1867).

Что же на самом деле нашёл Иркутский воевода? На самом деле, Кислянский принял желаемое за действительное. Никакой нефти в горе не было. Пар вместе с дымом, шёл от тления угля, пропластки которого, действительно встречаются в песчаных отложениях вблизи Иркутска. Подобное явление — горение угля — в истории Иркутской губернии отмечалось не раз. В начале XIX в. дым из-под земли наделал много шума среди жителей села Черемхово, а в сентябре 1903 г. на правом берегу Ангары была обнаружена *«дымящаяся трещина, сильно всполошившая весь город своим таинственным образованием»*. Трещина была исследована начальником Иркутского Горного управления, и тогда было выяснено, что причина дыма — подземное тление угольного пласта (Горные и золотопромышленные... 1904).

Таким образом, утверждения ряда историков о том, что Леонтий Кислянский «открыл» первую в России нефть (Бублейников, 1956; Данилевский, 1948; Трошин, 1955) — не соответствует действительности. Позже проявления нефти в Прибайкалье всё же были обнаружены, но не в Иркутске, а на Байкале. Первооткрывателями углеводородов на

Байкале были племена бурят и тунгусов (эвенков), живущих на берегах озера.

О проявлениях нефти на Байкале, издавна известных местным жителям, конечно же становилось известно первым землепроходцам, путешественникам и исследователям, но поскольку большой потребности в нефти в государстве не было, то все сообщения о нефтепроявлениях носили чисто описательный характер.

Основным признаком нефтености территории было обнаружение на берегах Байкала озокерита. Озокерит (горный воск, горный дёготь) — это нефтяной продукт воскообразной консистенции, в составе которого присутствуют парафины, минеральные масла, смолы и другие примеси, образуется при выпадении (кристаллизации) незначительной части парафинов, содержащихся в нефти.

Куски чёрно-коричневого, жирного, липкого вещества с сильным нефтяным запахом (озокерита), находимые на берегу Байкала, местные жители употребляли как наружное лекарство от ревматизма, цинги и для заживления ран. Шаманы во время совершения обрядов жертвоприношения часто употребляли горный воск, как горючий материал (Дмитриев-Мамонов, 1903). Озокерит, а по-местному «байкерит», употребляли также в качестве смазочного материала для телег, сбруи, кожаной обуви и прочего. Для этого озокерит смешивали с дёгтем или жиром нерпы (Арсентьев, 1924).

Впервые сведения о признаках нефти на Байкале были опубликованы И.Г. Гmeliным (Gmelin, 1751–1752). В 1733–1742 гг. он путешествовал по Сибири, а 1751–1752 гг. вышел его четырёхтомный труд об этом путешествии. Там, в числе доказательств землетрясений, зарождающихся на дне Байкала, он приводил сведения о том, что на берегу озера имелись горячие источники и горный дёготь, выбрасываемый волнами (Gmelin, 1751–1752). Вслед за И.Г. Гmeliным и другие исследователи обращали внимание на признаки нефти на Байкале. В музее Петербургской Академии Наук хранился кусок воска, доставленный туда в 1770 г. П.С. Палласом (Стахеев, 1895). В 1772–1773 гг. И.Г. Георги, одному из первых исследо-

вателей Сибири, удалось обследовать большую часть берегов Байкала. В своём сочинении он упоминал, что волнами озера на берег выбрасывался горный дёготь (мальта, горная смола) (Georgi, 1775). И.Г.Георги сам находил нефтепродукты на восточном берегу на участке от мыса Толстого до Лиственничного. Георги сообщал, что куски озокерита достигали величины с кулак, и в год его собирали до пяти пудов. Воск был пластичен, легко плавился и употреблялся для лечения ран. Георги также упоминал о зёрнах асфальта, найденных в селе Колесниково в четырёх километрах южнее мыса Зама (Georgi, 1775). Позже о выбрасываемом горном воске упоминали многочисленные исследователи: А. Бюшинг (Busching, 1787), Б.Ф. Герман (1790 г.) (Обручев, 1931), Э. Патрэн (1791 г.) (Обручев, 1931), академик В.М. Севергин (Севергин, 1809; Ушакова, 1981). Обратили внимание на это любопытное явление и составители «Топографического описания Иркутского наместничества 1792 года», где, при описании Байкала говорится, что волны на берег *«выкидывают из него невьть или морской воск торной, из коего от солнечного зная изходит некоторая благоуханная материя»* (Описание Иркутского... 1988). Позже иркутянин Н.С. Щукин в 1848 г. писал, что *«озеро выкидывает на берега асфальт или жидовскую смолу»*, которую простой народ называл «морским воском» и употреблял в качестве мази «от ревматизмов» (Журнал Министерства... 1848). Первый исследователь геологического строения Прибайкалья штабс-капитан Н.Г. Меглицкий, изучавший озеро и окружающие его горы в 1852 г., также упоминал о выбросах «асфальта» в Чивыркуйском заливе (позже не подтвержденные) (Меглицкий, 1857).

По рассказам местных крестьян между мысом Толстым и Духовой они ежегодно собирали тысячи пудов «морского воска», выбрасываемого волнами. Рыбаки нередко вытаскивали сети, пропитанные зеленовато-коричневой жидкостью с запахом «горного воска» (Березовский, 1907). Наиболее удивительное сообщение оставил байкальский рыбопромышленник В. Могилёв, который в конце 1850-х гг., проходя вдоль восточного берега от мыса Таланка до мыса Толстого, и

на протяжении 50 вёрст везде видел вал выброшенного волнами морского воска до двух метров высотой (Забайкальская железная... 1910).

В 1877–1880 гг. детальные исследования берегов Байкала проводил И.Д. Черский. На его десятивёрстной геологической карте Байкала (1877–1880 гг.) в Баргузинском заливе, в бухтах Каткова и Безымянная отмечены места *«где выбрасывается волнами морской воск (байкерит)»* (Черский, 1881).

Таким образом, первыми об озокерите или «горном воске», выбрасываемым водами Байкала по восточному побережью озера от Баргузинского залива до дельты реки Селенги узнали местные жители. Опубликованные данные о нефтепроявлениях на Байкале впервые появились только в XVIII веке, и носили только описательный характер. Поскольку потребности в нефти до конца XIX в. у прибайкальских жителей практически не было, а в «горном воске» она была незначительная, то, естественно, не предпринималось ни каких попыток поисков этого полезного ископаемого.

Когда сведения о процессе перегонки нефти и применении ее продуктов дошли до Байкала, то определенное любопытство к нефти проявили иркутские купцы. В 1875 г. по их просьбе горный инженер М. Макаров провёл разведку нефти в южной части Баргузинского залива (Рязанов, 1928). В полукилометре от берега вблизи устья речки Духовой, и в одном из шурфов он обнаружил около 200 грамм «жидкого морского воска, черновато-зеленоватого цвета, с сильным запахом керосина» (Рязанов, 1903). На берегах залива Безымянного близ мыса Лиственничного, им были найдены куски выброшенного «морского воска». Кроме того, местные жители указали инженеру ряд мест с наличием «морского воска». Все эти признаки нефтеносности не убедили горного инженера в богатстве залежей, и он сделал отрицательный вывод о возможности открытия промышленного месторождения нефти на Байкале.

Пристальное внимание предпринимателей к байкальской нефти возникло только в конце XIX века, в связи с приближением Транссибирской железной дороги к берегам озера. Нефтяные пленки и газовые грифоны

в озере на восточном побережье Байкала сулили надежды на баснословные прибыли, но как найти нефть и получить эти прибыли никто не знал. В конце XIX–начале XX веков на берегах Байкала разгорелся настоящий «нефтяной бум». Предпринимателями скупались участки земли восточного побережья Байкала, устанавливались заявочные столбы, создавались нефтедобывающие компании (например, «Забайкальское нефтепромышленное товарищество»), организовывались поисковые работы и даже неглубокое бурение. Большую роль в этих исследованиях сыграли горные инженеры, работающие на изысканиях и строительстве Транссиба. Но это уже тема другого исследования.

Таким образом, первый этап изучения нефтегазоносности Байкала и Прибайкалья заключался в сборе сведений о признаках присутствия углеводородов в данном регионе — маслянистых пятнах на поверхности воды, находки озокерита (горного воска) на берегах озера. Отсутствие потребностей использования нефти в хозяйстве прибайкальских жителей не способствовало бурному развитию поисков этого вида полезного ископаемого. Такая ситуация сохранялась вплоть до начала XX века, когда строящаяся Транссибирская магистраль вызвала небывалый всплеск поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, в том числе углеводородов.

Литература

- Арсентьев А.В. К вопросу о Байкальской нефти (Доложено в заседании научного совета Дальневосточного Геологического комитета 5.02.1924 г., протокол № 144, п. 7). // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 30.— Владивосток: Тип. государственного Дальневосточного университета, 1924.— С. 7.
- Березовский Э.Ю. К вопросу о промышленности Прибайкальского района.— СПб.: Тип. «Россия», 1907.— С. 8.
- Бублейников Ф.Д. Геологические поиски в России.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 210 с.
- Горные и золотопромышленные известия.— 1904, № 7.— С. 96.
- Данилевский В.В. Русская техника.— Л.: Лен-издат, 1948.— 33 с.
- Дмитриев-Мамонов А. Сибирская нефть. — СПб.: Тип. Министерства путей сообщения, 1903.— С. 3.
- Дополнение к Актам историческим, собранным и изданным Археографической комиссией. Т. 10. — СПб.: В типографии II отделения собственной е. и. в. канцелярии, 1867.— С. 327, 324–328, 330–333.
- Журнал Министерства внутренних дел.— 1848. Ч. 23.— С. 243.
- Забайкальская железная дорога: Юбилейный сборник. 1900 – 1910 / Напечатано по распоряжению Управления Забайкальской железной дороги.— Иркутск: 1910.— С. 493.
- Меглицкий Н.Г. Геогностическое исследование окрестностей Байкала // Журнал Министерства народного просвещения.— 1857. Ч. 93. № 3.
- Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период первый — обнимающий XVII и XVIII века (Гмелин, Паллас, Георги).— Л.: Изд-во и тип. Академии наук СССР, 1931.— С. 87, 123.
- Описание Иркутского наместничества 1792 г.— Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение, 1988.— С. 38.
- Рязанов В.Д. Месторождения озокерита и нефти в Прибайкалье: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 28, 1928.— Владивосток: 1-я тип.-лит. акц. Об-ва «Книжное дело», 1928.— С. 7.
- Рязанов В.Д. О поисках нефти в Прибайкалье: Доклад, сделанный в Восточно-Сибирском отделе русского Географического общества // Восточное обозрение. 1903. 24 декабря.
- Севергин В.М. Опыт минералогического землеописания Российского государства [изданный трудами статского советника, академика и кавалера Василья Севергина. В 2 ч.].— СПб.: Печатано при императорской Академии Наук, 1809.— С. 212.
- Скалон В.Н. Русские землепроходцы XVII века в Сибири.— Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение, 2005.— С. 104.
- Стахеев Д.И. Байкал // Живописная Россия. Отечество наше в его земельном, историческом, племенном, экономическом и бытовом отношении / Под общ. ред. П.П. Семёнова. — СПб.: М:

Вольф, 1895. Т. 12. Восточные окраины России. Ч. 1. Восточная Сибирь.– С. 111.

Трошин А.К. Леонтий Константинович Кислянский // Труды института истории естествознания и техники. Т. 3. История геолого-географических наук, горной и металлургической науки и техники.– М.: Изд-во АН СССР, 1955.– С. 3, 208–209.

Ушакова Н.Н., Фигурновский Н.А. Василий Михайлович Севергин: (1765–1826).– М.: «Наука», 1981.– 160 с.

Черский И.Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкала (год четвертый и последний – 1880) // Известия Восточно-Сибирского отдела импера-

торского русского Географического общества. Т. 12. № 2–3. – Иркутск: 1881.

Busching A.F. Erdeschreibung. Erster Teil, welcher Danemark, Norwegen, Schweden und das ganze Russische Reich enthält. 8-te Auflage.– Hamburg, 1787.– S. 788.

Georgi J.G. Bemerkungen einer Reise im Rssischen Reich in den Jahre 1772, 1773 und 1774.– S.-Peterssburg, 1775. 1.– S. 137.

Gmelin S.G. Reis durch Sibirien von dem Jahre 1733 bis 1743. Gottingen, 1751–1752. 3.– S. 519.

*Новоселов Владилен Александрович,
студент геологического факультета Иркутского государственного университета
664003, г. Иркутск, ул. Ленина, д.3
Тел.: 89021716085
Email: natali.swatos@yandex.ru*

*Снопков Сергей Викторович
кандидат геолого-минералогических наук
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Тел.: 89149130756
Email: snopkov_serg@mail.ru*

Геоэкология

УДК 574.9

Геоэкологические проблемы сохранения амурского тигра

О.В. Понаморева

Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Предпринятые меры со стороны государства и общественности оказывают влияние на популяцию амурского тигра. Анализируются связанные с ними процессы резкого спада, стабилизации и роста численности этого вида животных. Основное внимание концентрируется на правовых основах и мерах популяризации сохранения и защиты амурского тигра. У тигра есть будущее при условии эффективной охраны самих тигров и копытных от браконьеров и сохранения их мест обитаний.

Ключевые слова: амурский тигр, ареал, динамика численности, сохранение.

Среди видов и подвидов животных, сохранением которых озабочено сегодня человечество, одно из центральных мест принадлежит амурскому тигру, символизирующему уникальность и богатство дальневосточной природы России. Амурский тигр — компонент биома хвойно-широколиственных и широколиственных лесов умеренных широт Восточной Азии, которым свойственно высокое биологическое разнообразие, обилие эндемиков и сочетание в составе фауны и флоры северных и южных элементов (Лебедева и др., 2004). Эффективная охрана вида на мировом и на региональном уровнях требует теоретической базы, выделения приоритетов, увязки мер сохранения в целостную систему.

Цель исследования — анализ особенностей современного ареала амурского тигра в эталонных экосистемах южного Приморья и оценка мер защиты и сохранения вида. Одной из задач было выявить проблемы соседства тигра и человека, прямое и косвенное воздействие человека на популяцию тигра. Большое внимание уделяется международному сотрудничеству в сохранении тигра, региональной политике и роли общественности. Методы исследования: анализ литературных источников, Интернет-ресурсов и картографических материалов.

Амурский тигр (*Panthera tigris altaica*) — самый северный подвид тигра, наиболее крупный и некогда широко распространенный в Азии представитель семейства кошачьих (Felidae) (Дунищенко, Куликов, 2009; Красная книга... 2005). Областью обитания тигра является юго-восток России, берега Амура и Уссури, северо-восток Китая (Маньчжурия), север КНДР. Он встречается почти повсеместно в Приморском крае (кроме Хорольского района) и в восточных районах Хабаровского края. Северная граница области распространения проходит приблизительно по 49 град. с. ш. Протяженность ареала с севера на юг составляет примерно 1000 км, а с запада на восток — 600–700 км. Более всего уссурийские тигры распространены в предгорьях Сихотэ-Алиня, в Лазовском районе Приморского края. Места обитания тигра — это долины горных рек и пади с лесной растительностью маньчжурского типа с преобладанием дуба и кедра. Тигр живет также в чистых кедрачах, в горах с лиственными насаждениями, заселяет вторичные леса. На Дальнем Востоке — в Приморском крае и южной части Хабаровского края в настоящее время обитает 95 % всей популяции амурского тигра. Российская Федерация в связи с этим несет основную ответственность за сохранение этого крупного хищника (Гапонов, 2009; Пикунов, 2002).

О численности тигров на юге Дальнего Востока России в прошлом можно судить лишь по косвенным данным. Так, на рубеже XIX–XX столетий здесь ежегодно добывали 120–150 тигров. Интенсивное истребление этих хищников, сопровождавшееся сокращением их местообитаний под влиянием хозяйственной деятельности человека, привело к тому, что уже в начале текущего столетия численность тигров начала резко падать. К концу же 30-х годов амурский тигр оказался на грани исчезновения — оставалось всего не более 50-ти особей. Ситуация начала меняться к лучшему лишь после принятых мер охраны — запрета охоты на тигров (1947 г.) и их ловли (1956–60 гг.) с последующим её ограничением. До конца 80-х годов продолжался процесс расселения зверей на участки, где их многие годы не было. На начало второй половины 90-х годов численность популяции достигала 400 особей (Абрамов, 1977). Максимальная плотность популяции этих зверей по результатам последних учетов отмечалась в Сихотэ-Алинском, Лазовском заповедниках и прилегающих к ним территориях (до 5–7 особей на 1000 км²), а также на западных макросклонах среднего Сихотэ-Алия, т. е. в районах, наименее затронутых хозяйственной деятельностью человека (Мониторинг состояния... 2009). Крупный целостный блок ареала в Сихотэ-Алине, по мнению И.В. Волошиной и др. (2009), остается главным прибежищем амурского тигра сейчас и в обозримом будущем (Волошина и др., 2009). Минимальная численность тигров отмечается на северном Сихотэ-Алине, где максимально сложные условия существования, характерные для северного предела ареала вида, а также в южных освоенных и густо населенных районах Приморского края (1–2 ос./1000 км²).

Основная причина снижения численности популяции амурского тигра — уничтожение его природных местообитаний. Тигру нужны большие охотничьи территории — около 100 кв. км на одного зверя. Чтобы сохранить тигра, нужно оставить нетронутые участки дальневосточной тайги. Однако нелегальные рубки кедровых лесов продолжают. Другая важная причина уменьшения популяции тигра — это браконьерство. До сих пор кра-

сивые шкуры полосатого хищника в большой цене. Также с «большой пользой для дела» используются внутренности тигра и его кости, поскольку, согласно китайским старинным рецептам, тигровые снадобья и настойки дают человеку особую силу и помогают при лечении разных болезней: от ревматизма до импотенции. Еще одна проблема — подрыв кормовой базы. В настоящее время наблюдается значительное сокращение численности изюбря, кабана, косули, пятнистого оленя, составляющих кормовую базу хищника. Растущий дисбаланс численности хищника и его основных жертв является одним из значимых отрицательных факторов, влияющих на численность популяции (Амурский тигр... 2017).

Типичной экосистемой обитания амурского тигра являются смешанные леса маньчжурского типа (кедрово-широколиственные), покрывающие склоны гор и сопок. Сохраняя хвойно-широколиственные леса со всеми их обитателями, мы сохраняем и амурского тигра, поскольку нельзя спасти вид, находящийся на вершине пищевой пирамиды, не принимая никаких мер для спасения среды его обитания и животных, составляющих его кормовую базу. Деятельность по охране тигра включает также организацию и содействие работе антибраконьерских бригад, создание и поддержку заповедных территорий, борьбу с лесными пожарами и незаконной рубкой леса, образовательные программы с местным населением, пограничниками, детьми (Амурский тигр, 2017).

Необходимость сохранения популяции амурского тигра на юге Дальнего Востока закреплена законодательными и иными нормативными правовыми актами. Амурский тигр занесен в Красную книгу Российской Федерации. Правовое регулирование его охраны обеспечивается Федеральными законами «Об охране окружающей среды», «О животном мире», «Об особо охраняемых природных территориях», а также международными договорами — Конвенцией о биологическом разнообразии и Конвенцией о международной торговле видами дикой фауны и флоры, находящимися под угрозой исчезновения (СИТЕС), стороной которых

является Российская Федерация. Кроме того, меры по сохранению тигра закреплены постановлением Правительства Российской Федерации от 7 августа 1995 г. № 795 «О сохранении амурского тигра и других редких и находящихся под угрозой исчезновения видов диких животных и растений на территориях Приморского и Хабаровского краев», а также утвержденной приказом Минприроды России от 6 апреля 2004 г. № 323 Стратегией сохранения редких и находящихся под угрозой исчезновения видов животных, растений и грибов (Стратегия сохранения... 2017).

Разработано множество программ и проектов по охране и защите амурского тигра. Например, программа «Амурский тигр» своей целью ставит разработку научных основ для сохранения амурского тигра на территории российского Дальнего Востока (Программа... 2017). Главной задачей программы является изучение пространственной структуры популяции амурского тигра, перемещений и численности этих кошек на территории России, характера использования ими пространства. Кроме того, ученые изучают репродуктивную биологию вида, характеристики среды обитания, особенности питания и кормовых ресурсов, а также распределение и популяционную динамику основных видов-жертв тигра, взаимосвязь с другими хищниками-конкурентами.

Помимо чисто научных целей программа «Амурский тигр» предусматривает решение и научно-популярных, образовательных и социальных задач. Задача программы - не только привлечь внимание к проблеме охраны редких и распространенных видов животных России, но и рассказать об экологии и поведении этих животных самым широким слоям местных жителей регионов.

С 2010 года Русское географическое общество поддерживает проект «Амурский тигр». Его цель — изучение состояния популяции амурского тигра, разработка научных основ для сохранения животного (Сохранение редких... 2017).

Проект по сохранению амурского тигра стал одним из первых серьезных шагов WWF в России (Амурский тигр... 2016). Данные учета 2004/2005 года показали, что совместными усилиями государственных и

общественных экологических организаций достигнута стабилизация численности тигра на уровне более 450 особей.

А по предварительным данным тигриной переписи 2015 года, на Российском Дальнем Востоке обитает не менее 540 амурских тигров.

Сохранение амурского тигра зависит также от взаимодействия при решении этой проблемы России с соседями Китаем и Кореей. Необходимы разработка единых подходов природопользования в районах обитания амурских тигров, проектирование приграничных заповедников, оценка перспектив реинтродукции тигров, решительно пресекать контрабандный вывоз и перепродажу продукции незаконной охоты на тигра и других редких видов животных, координация научных исследований и др.

Полноценная охрана тигра невозможна без действенной общественной поддержки и соответствующих мер со стороны местного населения.

Возможность увидеть, почувствовать обстановку, в которой могучий хищник сохранился до наших дней, погрузиться в «мир тигра», увидеть его следы, может быть — и самих животных привлекательна для очень многих любителей природы.

Конкретные меры в эколого-просветительской сфере сводятся к следующему:

- 1) разработка маршрутов и организация познавательного туризма в пределах национальных парков, буферных зон заповедников, эколого-этнических территории, где обитают тигры;

- 2) проверка возможности выделения в подобных условиях специальных участков для фотографирования тигров в природе с соответствующим оборудованием (вышки, укрытия, площадки выкладывания приманок), регламентирование порядка таких съемок;

- 3) разработка проекта тигропарка с обширными вольерами для зверей в обстановке, максимально приближенной к естественной, который мог бы стать не только базой массового познавательного туризма, но и центром экспериментальных исследований;

4) включение в учебные программы школ и высших учебных заведений Приморского и Хабаровского краев обстоятельных экологических разделов, разъясняющих, в частности, цели и способы сохранения тигра и других видов редких животных и растений юга Дальнего Востока, уникальной природы региона как целого;

5) популяризация задач и мер сохранения тигра через газеты, радио и телевидение, издание массовым тиражом листовок, буклетов, брошюр, почтовых открыток и марок, значков соответствующего содержания;

6) развертывание на дорогах Приморья и Приамурья сети выразительных аншлагов, отвечающих современным требованиям дизайна и художественного вкуса, лаконично и образно разъясняющих цели охраны тигра и правила поведения людей при встречах с тиграми, в особенности на дорогах.

Итак, только объединив усилия на разных уровнях от межгосударственных до действий каждого гражданина России мы сможем сохранить эту уникальную кошку — амурского тигра.

Литература

Абрамов В.К. О воспроизводственных возможностях и численности амурского тигра // Зоологический журнал.— 1977. Т. 56. Вып. 2.— С. 268–275.

Амурский тигр // Краевая независимая экологическая газета «Свежий ветер Приморья» [Электронный ресурс].— Режим доступа URL: <http://svprim.ru/tiger/cats/tigr.shtml>. (дата обращения 20.02.2017).

Амурский тигр — достояние России // Всемирный фонд дикой природы (WWF) [Электронный ресурс].— Режим доступа URL: http://www.wwf.ru/about/what_we_do/species/tiger (3). (дата обращения 20.02.2017).

Амурский тигр: какие опасности ему угрожают? [Электронный ресурс] // Познавательный

Понаморева Оксана Владимировна

бакалавр кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики

Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск

Email: kaf-geo@mail.ru

журнал «Школа жизни».— Режим доступа URL: <http://shkolazhizni.ru/animal/articles/44937/>. (дата обращения 20.02.2017).

Волошина И.В., Елсуков С.В., Вдовин А.Н. Кадастр позвоночных животных Сихотэ-Алинского заповедника и северного Приморья.— Владивосток, 2009.— 92 с.

Гапонов В.В. Вопросы охраны амурского тигра (*panthera tigris altaica*) // Проблемы региональной экологии.— 2009.— № 5.— С. 85–100.

Дунищенко Ю.М., Куликов А.Н. Амурский тигр.— Хабаровск, 2009.— 84 с.

Красная книга Приморского края: Животные. Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды животных.— Владивосток: АВК «Апельсин», 2005.— 408 с.

Лебедева Н.В., Дроздов Н.Н., Криволуцкий Д.А. Биологическое разнообразие.— М.: Гуманит. Изд. Центр ВЛАДОС, 2004. — 432 с.

Мониторинг состояния популяций крупных хищных млекопитающих на юго-западе приморского края / Д.Г. Пикунов, И.В. Середкин, А.С. Мухачева // Изв. Самарского науч. центра Рос. акад. наук.— 2009.— Т. 11, № 1/2.— С. 124–128.

Пикунов Д.Г. Амурский тигр и дальневосточный леопард России и сопредельных территорий: экология и охрана : автореф. дис. ... д-ра биол. наук / Пикунов Д.Г. ; РАН. Тихоокеан. ин-т географии.— Владивосток, 2002.— 67 с.

Программа «Амурский тигр» [Электронный ресурс].— Режим доступа URL: <http://programmes.putin.kremlin.ru/tiger/program>. (дата обращения 20.02.2017).

Сохранение редких видов: амурский тигр [Электронный ресурс].— Режим доступа URL: <https://www.rgo.ru/ru/proekty/sohranenie-redkih-vidov-amurskiy-tigr>. (дата обращения 20.02.2017).

Стратегия сохранения амурского тигра в Российской Федерации [Электронный ресурс].— Режим доступа URL: <http://strategita-tigr-russ.pdf>. (дата обращения 20.02.2017).

Педагогическая практика

УДК 551(571.53)

Проблемы и перспективы непрерывного географического образования

Н.В. Роговская, И.А. Тюнькова

Педагогический институт Иркутского государственного университета, Иркутск, Россия

Аннотация. Новые требования к качеству высшего образования, выраженные в новых федеральных государственных образовательных стандартах высшего образования (ФГОС ВО), а также утверждение профессионального стандарта предполагают необходимость изменения в организации, содержании и технологиях и масштабе подготовки выпускников. В статье анализируются проблемы и перспективы внедрения положений ФГОС ВО по направлению подготовки бакалавриата Педагогическое образование, с двумя профилями подготовки и магистратуры «Географическое образование», как основы создания продуктивной коммуникативной образовательной среды, где главными авторами выступают обучающиеся, преподаватели и научные сотрудники.

Ключевые слова: научная и образовательная среды; географическое образование.

Постановка проблемы

Проблемы и перспективы взаимодействия высшей школы и научных организаций в области профессиональной подготовки кадров неоднократно поднимались и поднимаются в российской общественной, научной и образовательной средах. Одной из задач Русского Географического Общества является распространение и популяризация знаний об окружающей среде, охране природы. Это неотъемлемая часть непрерывного географического образования за рамками школьной и вузовской программы, которая содействует осуществлению совместной учебно-просветительской и научно-образовательной деятельности и воспитательной работы по вопросам пропаганды здорового образа жизни, профилактики негативных социальных явлений и т.п. среди студентов, преподавателей, учителей средней школы, школьников и их родителей.

Проблемам обучения географии в школе, ВУЗах посвящены работы Максаковского В.П., Лобжанидзе А.А., в которых неоднократно подчеркивалась необходимость со-

здания ежегодного диалога между научными учреждениями, вузами, представителями общественности, преподавателями общеобразовательных школ и студенческих коллективов (Максаковский, 1998; Лобжанидзе, 2006; Александр Лобжанидзе... 2017). В своей статье мы акцентируем внимание на опыт и соответственно актуальные моменты, которые возникли в процессе совместной деятельности Института географии им. В.Б. Сохачева СО РАН (далее ИГ СО РАН) и кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики Педагогического института ИГУ (далее ПИ ИГУ) в решении обеспечения непрерывного образования: школа-ВУЗ-аспирантура ИГ СО РАН. Эта тема становится актуальной в свете проблемы качественной образовательной подготовки в ВУЗе, т. е. лиц, поступающих в аспирантуру ИГ СО РАН и перспектив более широкого взаимодействия в свете утвержденных профессионального стандарта педагога и федерального государственного образовательного стандарта высшего образования.

Проблемы и перспективы создания продуктивной коммуникативной образовательной среды

Таким образом, основными документами, которые регламентирует образовательную деятельность по направлению подготовки бакалавриата Педагогическое образование, профиль Безопасность жизнедеятельности-география и магистратуры «Географическое образование» являются: ФГОС ВО или федеральный государственный образовательный стандарт высшего образования, утвержденный Приказом Минобрнауки России 9 февраля 2016 г. № 91 и Профессиональный стандарт педагога, утвержденный Приказом Минтруда России от 18.10.2013 N 544н (Приказ Минобрнауки... 2017; Приказ Минтруда, 2017). Именно вышеуказанные документы лежат в основе составления основной профессиональной образовательной программы, а затем учебного плана и учебного графика подготовки бакалавров и магистрантов. Основой создания продуктивной коммуникативной среды, где главными авторами выступают обучающиеся, преподаватели и научные сотрудники, являются следующие положения:

1. ФГОС ВО предъявляет новые требования к профессиональной квалификации педагога, к уровню сформированности знаний в предметной области, что предполагает развитие практических умений и навыков, базирующихся на **фундаментальных теоретических знаниях**.

2. Основопологающим принципом построения образовательного процесса является ориентация на развитие личности учащегося, вооружение его способами действий, позволяющих продуктивно учиться, реализовывать свои образовательные потребности, познавательные интересы и будущие профессиональные вызовы (Приказ Минобрнауки...2017) Таким образом, в качестве основных проявлений модернизации высшего образования выдвигаются следующие направления:

- построение системы непрерывного образования (бакалавриат-магистратура-аспирантура-докторантура-повышение квалификации),

- разработка новых подходов к формированию содержания образования, применение инновационных методов и форм обучения,
- создание новой информационно-образовательной среды, от которой во многом зависит результат образовательного процесса (ее возможностей, наполнения, структурной организации).

Таким образом, новые требования к качеству высшего образования, выраженные в новых федеральных государственных образовательных стандартах, профессионального стандарта предполагают необходимость изменения в организации, содержании и технологиях и масштабе подготовки выпускников.

В связи с этим необходимо выделить три группы проблем, оказывающих значительное влияние на реализацию вышеуказанных принципов и решение которых является неотлагательным, согласно Проекту «Концепция поддержки развития педагогического образования»:

- проблемы входа в профессию,
- проблемы подготовки,
- проблемы удержания в профессии.

Итак, проблемы входа в профессию, к которым можно отнести: низкий средний балл ЕГЭ абитуриентов педагогических программ и отсутствие возможности отбора абитуриентов, мотивированных к педагогической и профессиональной научно-исследовательской деятельности на географические специальности и направления подготовки педагогов.

Средний балл ЕГЭ поступивших на 1 курс бакалавриата «Безопасность жизнедеятельности — география» в 2012 г. составил 137 баллов, т. е. варьировал от 119 до 155, в 2016 — 157, т. е. от 145 до 169 соответственно. Это говорит о том, что в основной своей массе абитуриенты не имеют выдающихся успехов в школе, для них характерна слабая мотивация к учебе, научно-исследовательской работе, общественной работе, ребята, как правило, слабоориентированны на успех. Это реалии современного состояния и отношения к профессии учителя в целом и слабая подготовка в среднем обра-

зовании, и общая социальная обстановка в обществе, семье абитуриентов.

Мы решаем эту проблему, восполняя недостаточный образовательный уровень студентов младших курсов. Ведется планомерная работа преподавательского коллектива, во-первых, на повышение мотивации студентов к обучению, во-вторых, включения обучающихся в широкий спектр общественной и исследовательской работы, проводимой на кафедре и в ВУЗе в целом. Результатом труда являются успехи студентов на старших курсах, что демонстрирует таблица.

Успеваемость и качество знаний студентов 4 курса, профиля Безопасность жизнедеятельности-География

Год обучения	Семестр	Успеваемость %	Качество знаний %
2012–2013	1, 2	90	83
2013–2014	3	95	90
	4	95	90
2014–2015	5	98	90
	6	100	92
2015–2016 (7 семестр)	7	100	100

Как видим, к 4 курсу мы добились 100 % успеваемости и 100 % качество знаний. Среди студентов (численность 40 человек), 16 человек представлены на стипендию Президента РФ, 7 — успешно справились с заданиями Первого Всероссийского Географического диктанта и были награждены Губернатором Иркутской области. Положительными результатами являются и активное участие в НИРС (научно-исследовательская работа студентов), публикации студенческих работ, участие ребят в конференциях, в том числе международных, «раннее» трудоустройство.

Таким образом, к моменту окончания обучения по программе бакалавриата педагогический коллектив кафедры фактически снимает проблему входа в профессию.

Следующая проблема — проблема подготовки, к которой можно отнести: общесистемные проблемы российского образования: неудовлетворительное качество подготовки выпускников (отсутствие достаточно количества часов на практику и стажировку, отсутствие деятельностного подхода в

подготовке студентов, отсутствие связи между изучением учебных дисциплин и потребностями реальной школы), слабое вовлечение студентов в исследовательскую деятельность, плохое ресурсное оснащение учебного процесса в педагогических программах. Как мы видим, эта проблема является продолжением предыдущей. Ее решение заключается, на наш взгляд, в следующем:

Во-первых, разработка и реализация программ магистратуры и бакалавриата по направлению подготовки «Педагогическое образование», профиль «Географическое образование» и «Безопасность жизнедеятельности — география» ориентированы на педагогическую и научно-исследовательскую виды профессиональной деятельности выпускников, исходя из потребностей рынка труда, научно-исследовательского и материально-технического ресурса ПИ ИГУ. Например, в структуре программы магистратуры дисциплины вариативной части поддерживаются научно-исследовательской работой и блоком практики (производственной и научно-исследовательской), в связи с увеличением доли самостоятельной работы студентов.

Во-вторых, кроме аудиторных занятий, кафедрой проводится комплекс системных мероприятий позволяющих существенно повысить уровень подготовки студентов, среди них выделим:

1. Всероссийская научно-практическая конференция «Байкал-Родина-Планета», цель которой заключается в формировании системы целостного представления о значении ценностей малой Родины как неотъемлемой части мирового сообщества через распространение географической культуры и обеспечения образованности молодого поколения в области безопасности жизнедеятельности. При этом реализуются следующие поставленные задачи:

— активизация научной и познавательной деятельности в области географии, охраны природы, краеведения, безопасности жизнедеятельности;

— повышение профессиональной квалификации учителей и студентов в области практического решения географических проблем, в сфере безопасности жизни

недеятельности и массового школьного образования;

— создание в образовательных учреждениях через систему культурно-просветительской деятельности пространства для развития, воспитания гражданина, патриота, способного внести свой достойный вклад в процветание Родины [7].

2. Межрегиональная олимпиада школьников «Географический Олимп», цель которой: популяризация географических знаний среди школьников старших классов общеобразовательных учреждений регионов Сибири и Дальнего Востока, повышения статуса учебного предмета «География», развитие познавательного интереса и творческих возможностей школьников по географическим дисциплинам. Олимпиадное движение способствует акцентированию внимания учащихся на актуальных географических проблемах, как на общероссийском, так и на межрегиональном уровне. Использование различных по форме и содержанию олимпиадных заданий, позволяет выявить уровень сформированности знаний и умений учащихся по предмету, стимулировать заинтересованность педагогов в повышении качества образовательного процесса. Для Сибири и Дальнего Востока проведение межрегиональных проектов символизирует единство Азиатской России, как неотъемлемой части российского географического, экономического и культурного пространства [8].

3. Участие бакалавров магистрантов в мероприятиях, разрабатывающихся и проводящихся совместно с МКУ «ИМЦРО» г. Иркутска (городская краеведческая игра «Вслед за Солнцем», Экологическая научно-практическая конференция «Созвездия Байкала»).

4. Посещение студентами мастер-классов ведущих учителей г. Иркутска и Иркутской области. К настоящему моменту у нас заключено более 50 соглашений о совместной деятельности с образовательными учреждениями (средними школами) Иркутской области.

5. Обязательное участие бакалавров старших курсов и магистрантов в работе образовательных форумов города Иркутска и Иркутской области.

6. Участие в издании научного журнала «Геология и окружающая среда», где публикуются, в том числе и результаты НИРС.

Таким образом, и вторая проблема решается кафедрой положительно. Третья категория проблем — проблемы удержания в профессии, к которым можно отнести: отсутствие прогнозирования потребностей в педагогических кадрах по регионам, отсутствие ответственности регионов за невыполнение КЦП и трудоустройства выпускников, низкую эффективность механизмов привлечения на должность учителя самых способных выпускников, отсутствие системы профессиональной поддержки и сопровождения молодых учителей, а также отсутствие карьерных перспектив учителя, усилившаяся в последнее время задержка с уходом из школы учителей, которые фактически не соответствуют современным требованиям. Таким образом, данные проблемы изначально формируют неблагоприятную среду в школьном образовании, которая формирует низкий престиж профессии учителя, и последствия которой мы затем вынуждены принимать и работать над решением выше указанных проблем.

Итак, в Иркутской области образовательных учреждениях трудятся около 46 000 человек; в общеобразовательных школах — 20 200 учителя, при этом в общеобразовательных школах обучаются 287,4 тыс. детей. Доля учителей моложе 25 лет составляет 6 %, пенсионного возраста и старше — 28,3 %. При этом, доля учителей с высшим образованием — 74,3 %. В 2014 году в школу пришло 683 специалиста, причем с высшим образованием — всего 53 %. На этом фоне идет планомерное сокращение бюджетного набора на педагогические специальности, а количество учащихся в образовательных организациях неуклонно возрастает. Таким образом, разворачивается проблема — обеспечения кадрами средних школ Иркутской области в ближайшей перспективе! Следует при этом учитывать, что и в школьном учебном плане идет планомерное снижение часов на обучение географии, а именно:

- 5–6 классы — до 1 часа в неделю;

- 7–9 классы — 2 часа в неделю, если класс профильный, например лингвистический, то разрешено сократить до 1 часа;
- 10–11 классы — по желанию родителей уроков по географии может и не быть вовсе, за исключением профильного класса естественно-научного направления. При этом региональному компоненту (географии Иркутской области отводится 32 часа в рамках географии России в 9 классе, т. е. 1 час в неделю). Но на сегодняшний день возникла и другая большая проблема — нет разработанного УМК (учебно-методического комплекса) данной дисциплины, утвержденного Минобробразования Иркутской области к преподаванию в средней школе, что позволяет в школах вообще отказаться от преподавания географии Иркутской области в рамках 9 класса.

В связи с этим мы предлагаем:

1. Рекомендовать Министерством образования, труда и занятости Иркутской области учесть высокую потребность Иркутской области в педагогических кадрах как дошкольного, начального, так и общего среднего образования и способствовать повышению контрольных цифр приема на обучение студентов за счет средств федерального бюджета по крайне востребованной группе направлений подготовки — 44.00.00 «Образование и педагогические науки».

2. Увеличение приема на двухпрофильный бакалавриат, который значительно расширяет возможности педагога при трудоустройстве.

3. Развитие системы переподготовки и повышения квалификации педагогических кадров.

4. Увеличение целевого приема в вузы по договорам предприятий и организаций.

В связи с вышеуказанным и возвращаясь к нашим перспективам взаимодействия с ИГ СО РАН, напомним высказывание Максковского Владимира Павловича, которое звучит как напутствие: «Очевидно, что борьбу за повышение роли и престижа школьной географии можно и нужно вести одновременно на двух фронтах — внешнем и внутреннем. Но если на внешнем фронте, открыто говоря, надеяться на радикальные пе-

ремены в обозримой перспективе довольно трудно, то повышение уровня подготовки и переподготовки учителей географии, несмотря на все сложности, может оказаться делом более реальным и эффективным. При этом главной заботой должно стать повышение их общей географической культуры» [4].

Таким образом, расширение спектра взаимодействия кафедры с научными организациями в лице ИГ СО РАН в образовательном процессе, с целью вовлечения студентов в исследовательскую деятельность и реализации деятельностного подхода в подготовке обучающихся (что полностью соответствует принципам ФГОС ВО) обуславливает следующие перспективные формы совместной деятельности:

1. Организация и проведение мастер классов по проведению научных исследований.

2. Привлечение к образовательному процессу по дисциплинам профессионального цикла преподавателей из числа действующих ведущих сотрудников в научных направлениях ИГ СО РАН.

3. Выполнение исследовательских работ магистрантами под руководством ведущих сотрудников в научных направлениях ИГ СО РАН.

4. Участие сотрудников ИГ СО РАН в качестве экспертов в различных научных и образовательных мероприятиях, проводимых кафедрой.

5. Участие в совместной разработке рабочих программ дисциплин, учебников, пособий, монографий.

6. Рецензирование учебных пособий, методических рекомендаций, программ.

7. Участие в государственной итоговой аттестации выпускников.

В заключении следует отметить, что подготовка специалистов в области географического образования зависит, как мы видим от многих причин и факторов. Сложившееся отношение к географии как учебной дисциплине в школе, не выдерживает критики, но это реалии сегодняшнего дня. Мы должны работать на совместную перспективу — подготовку высококвалифицированных специалистов в ВУЗе и кадров высшей квалификации в научных организациях.

Литература

1. Приказ Минобрнауки России от 9 февраля 2016 г. № 91 «Об утверждении федерального государственного образовательного стандарта высшего образования по направлению подготовки 44.03.05 Педагогическое образование (с двумя профилями подготовки) (уровень бакалавриата)» <http://минобрнауки.рф>. (дата обращения 20.02.2017).
2. Приказ Минтруда России от 18.10.2013 N 544н Об утверждении профессионального стандарта «Педагог (педагогическая деятельность в сфере дошкольного, начального общего, основного общего, среднего общего образования)» <http://www.consultant.ru/law/hotdocs/30085.html>. (дата обращения 20.02.2017).
3. Концепция поддержки развития педагогического образования <http://минобрнауки.рф>. (дата обращения 20.02.2017).
4. Максаковский В.П. Географическая культура: учебное пособие для студентов вузов. – М.: Гуманит. изд. центр ВЛАДОС.– 1998.– 416 с.
5. Лобжанидзе А.А. Проблемы преподавания географии в современной школе // География в школе в XXI веке.– 2006.– № 6.– С. 42–45.
6. Александр Лобжанидзе назвал четыре главные проблемы школьной географии [Электронный ресурс] // География : сайт.– URL: http://www.geogr.msu.ru/news/news_detail.php?id=5592. (дата обращения 20.02.2017).
7. Роговская Н.В., Ипполитова Н.А. Первая Всероссийская научно-педагогическая школа «Байкал-Родина-Планета» // Материалы Второй Всероссийской научно-педагогической конференции (г. Иркутск. 28-29 марта 2014 г.) / под редакцией Н.А. Ипполитовой Н.В. Роговской.– Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014.– 176 с.
8. Ипполитова Н.А., Роговская Н.В. II Межрегиональная школьная Олимпиада по географии «Географический Олимп»: итоги и перспективы // Материалы Второй Всероссийской научно-педагогической конференции (г. Иркутск. 28-29 марта 2014 г.) / под редакцией Н.А. Ипполитовой Н.В. Роговской.– Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014.– 176 с.
9. Тюнькова И.А. Возможности формирования профессиональных компетенций на полевых учебных практиках по географическим дисциплинам // Education & Science.– 2016: Материалы Международной научно-практической конференции для работников науки и образования (1 марта, 2016 г.). Часть 4/St. Louis, Missouri, USA: Science and Innovation Center Publishing House, 2016.– С. 128–131.
10. Тюнькова И.А. Возможности и перспективы проведения межрегиональной олимпиады школьников «Географический олимп». Современные исследования социальных проблем.– №3-2 (59).– Красноярск: Изд-во Научно-Инновационный центр, 2016.– С. 209–214.
11. Роговская Н.В., Тюнькова И.А. Проблемы и перспективы взаимодействия высшей школы и научных организаций для профессиональной подготовки кадров в области географических наук // Современные исследования социальных проблем, 2016, № 7(63).– С. 64–78.

*Роговская Наталья Владимировна,
кандидат географических наук, доцент*

*Педагогический институт Иркутского государственного университета,
заведующая кафедрой географии, безопасности жизнедеятельности и методики,*

*664003, г. Иркутск, ул. Нижняя Набережная 6
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН*

*старший научный сотрудник лаборатории экономической и социальной географии,
Тел.: 89149389665*

Email: rogovskayan@inbox.ru

Тюнькова Ирина Анатольевна,

Педагогический институт Иркутского государственного университета,

*старший преподаватель кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики,
664003, г. Иркутск, ул. Нижняя Набережная 6*

Тел.: (3952) 24-04-91

Email: tunkova_i@mail.ru

Экспедиции

УДК 910.2(079.3)

Экспедиции клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2014–2016 годах

С.Н. Коваленко^{1,2}, А.Д. Китов³, Е.Н. Иванов³, Э.В. Лихтарович²

¹ Иркутский государственный университет, геологический факультет, г. Иркутск, Россия

² Педагогический институт Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

³ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Во время летне-осенних экспедиций студенческо-преподавательского клуба «Портулан» в район горы Мунку-Сардык в 2014–2016 гг. исследовались речные и присклоновые наледы, склоновые формы рельефа и процессы, формирующих их по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек, Средний Иркут, Жохой. Были выбраны места для установки режимных реперов, фиксирующих высоты наледей.

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледь, режимные наблюдения, погода.

В 2014 г. к горе Мунку-Сардык состоялось три экспедиции при участии членов клуба Портулан, отчеты о которых опубликованы в Вестнике кафедры географии в течение 2014 года (Коваленко, 2014а; Коваленко, Мункоева, 2014, 2014а; Китов и др., 2014, 2014а).

В результате камеральной обработки материалов полевых исследований 2014 года и дополнительного ГИС-изучения космоснимков и топокарт были выделены новые объекты гляциального рельефа, часть из которых описана в статье С.Н. Коваленко «К возрасту рельефа в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян)» (Коваленко, 2014в).

Например, в долине р. Жохой в правом борту напротив устья левого большого притока (у.в. 2000 м) выявлен среднестатистический уровень кара четвертого высотного уровня (4СВУК) и назван Правожохойский-2, а чуть выше п/л Нижнеишундинский в истоках р. Нижняя Ишунда — п/л Правожохойский-1 (4СВУК), который состоит из двух каров. Эти два палеоледника на северном окончании Нижнеишундинского отрога в свое время сформировали два карлинга в районе высоты 2905. Выше Нижнеишундинского палеоледника, судя по рельефу,

вполне могли существовать еще два более молодых палеоледника третьего и второго высотных уровней. Палеоледник в более четко выделяемом каре мы назвали Надишундинским (3СВУК).

В среднем течении р. Жохой, после дополнительных полевых исследований, был завершен и назван Таежным шестой среднестатистический уровень каров (6СВУК), описанный ранее под названием ГМК⁴.

По долине р. Бугота были названы п/л Левобуготинский 5СВУК с высотой кара 2400 м, известный ранее как ГМК⁵, и Усть-Буготинский (7СВУК), остатки цирка 8–9 СВУК наблюдаются в устье реки, кары п/л существовавших в этом цирке мы назвали Новый-1 и Новый-2, с высотами дна каров 1540 и 1640 м соответственно.

От устья р. Буговек до устья р. Бугота в правом борту Иркуты выявлено два боковых небольших п/л 7СВУК с висячими устьями, названные Боковой-1 и Боковой-2.

Для удобства пользования и описания п/л в каре, из которого берет свое начало каменный поток Активный, мы назвали Бакалавров ЕГФ (7СВУК) с высотой дна 1960 м.

В долине р. Иркут выделили п/л 7СВУК, который называли Черноиркутский.

По ручью Наледному выделили п/л Наледный 6СВУК, в долине р. Цаган-Сайрын-Гол (МНР) — палеоледник Цаган-Сайрын (5СВУК).

14-я весенняя экспедиция клуба Портулан 2015 года

Состоялась с 25 апреля по 4 мая 2015 г. (10 дней).

В экспедиции было 31 человек, из них активное участие приняли члены РГО преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, магистрант 1 курса кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики ПИ ИГУ Э.В. Мункоева.

Работа велась по следующим научным проблемам:

1. Гляциальная геоморфология района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) разрабатываемая С.Н. Коваленко с 2002 года.

2. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года. В этой экспедиции нашли новый источник наледоформирующих вод. В результате впервые был выделен новый тип высокогорных наледей в районе — термальный — от тающего снега на солнечных склонах долин в пределах термального рельефа. По теме в 2014 г. в ПИ ИГУ была заявлена магистерская диссертация Э.В. Мункоевой «Характеристика наледей хребта г. Мунку-Сардык». Кроме того, в рамках проблемы в этой экспедиции начаты работы по теме «Геологическая деятельность высокогорных наледей в районе г. Мунку-Сардык».

По выше обозначенным проблемам было сделано следующее.

1. С.Н. Коваленко и Э.В. Мункоевой дано геолого-географическое описание 49 точек наблюдения и сделано 9 спутниковых навигационных треков по некоторым маршрутам, по периметру и опорным профилям наледей для вычисления их площадей.

2. Взято 42 срока метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облачность, ветер комфортность, атмосферные осадки и др. атмосферные явления).

3. Отснято 217 (224 файла общим объемом 2,15 Gb) технических снимков С.Н. Коваленко, 84 снимка (84 файла общим объемом 540 Mb) Э.В. Мункоевой.

4. Отснято 3,58 Gb видео HD (С.Н. Коваленко).

5. Проведены режимные наблюдения за высокогорными наледями: Лесной, Детской, Архаров, Большой Среднеиркутской, Большой Белоиркутской, Большой Мугувекской и др. Установлены маркеры высот наледей 2015 года (горизонтальные метки синей краской на опорных профилях и точках). В некоторых местах определены их мощности за зимний период 2014–15 гг.

6. Взят отчет с минимального термометра Перетолчина, установленного в 1900 году, минимальная температура на котором за зиму 2014–15 гг. составила -35.5°C .

7. 15 членов клуба из 31 поднялись на Мунку-Сардык.

Летняя 2015 года, совместная с Институтом географии СО РАН, экспедиция клуба Портулан под эгидой РГО

Состоялась с 22 июля по 3 августа 2015 г. (13 дней).

В экспедиции приняли активное участие члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с.н.с., кандидат технических наук А.Д. Китов и н.с., кандидат географических наук Е.Н. Иванов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, магистрант второго года обучения геологического факультета того же вуза В.И. Вострецов и магистрант второго курса каф. географии, безопасности жизнедеятельности и методики ПИ ИГУ Э.В. Мункоева.

Работа велась по следующим научным проблемам.

1. Гляциальная геоморфология района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) разрабатываемая С.Н. Коваленко с 2002 года. В рамках проблемы с 2014 года ведутся исследования по изучению современных каменных глетчеров и выявление относительного возраста гляциального рельефа района.

2. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык. Проблема изучается в виде режимных наблюдений за всеми известными в районе высокогорными наледями с 2011 года. В рамках проблемы в этой экспедиции были продолжены работы по теме «Геологическая деятельность высокогорных наледей в районе г. Мунку-Сардык», начатая весной этого года.

По выше обозначенным проблемам было сделано.

1. Дано геолого-географическое описание 72 точек наблюдения (привязка по GPS).

2. Взято 67 сроков метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облачность, ветер комфортность, атмосферные осадки и др. атмосферные явления).

3. Сделано 602 технических снимка С.Н. Коваленко и 301 снимка Э.В. Мунковой.

4. Отснято 11.4 Gb видео HD (вместе с бытовыми кадрами).

5. Проведены режимные наблюдения за высокогорными наледями: Лесной, Детской, Архаров, Большой Среднеиркутской, Большой Белоиркутской, Большой Мугувекской и др. Определены их мощности за зимний период 2014–15 гг., сделаны фотографии остатков льда Большой Мугувекской и Большой Белоиркутской наледей. Остальные наледи в этом году в период режимных наблюдений (конец июля — начало августа) не имели остатков льда. Последний сошел в период паводка 12–13 июля, когда по данным метеостанции в Орлике выпало 30–40 мм осадков при температуре воздуха 13–11 °С, а по данным мондинской — 20 мм, при температуре — 14–13 °С.

В результате паводка на Белом Иркуте и Мугувеке, последний, как и предсказывалось (Коваленко, 2014б), стал опять впадать в Белый Иркут не в 500 м ниже по течению, образовав большой и длинный полуостров, а снова на своем старом, географически определяемом, месте в районе Стрелки, и перестал подмывать правый склон долины, который он активно размывал со времени летнего паводка 2006 года.

В результате камеральной обработки материалов полевых исследований 2015 года и дополнительного ГИС-изучения космоснимков и топокарт были выделены новые объекты гляциального рельефа. Например, в верховьях р. Бугота выявлены СВУК третьего (п/л Истоки Буготы) и четвертого (п/л Недоступный) уровней; по р. Западной (МНР) п/ледник Юго-Западный и Западный (ЗСВУК); по р. Баян-Гол (МНР) — п/л Средний (ЗСВУК); по р. Цаган-Сайран-Гол (МНР) — п/л Длинный; под пиком Рыжий с северной стороны, судя по наличию выровненной площадки хребта, мог вполне существовать висячий п/л второго средне-статистического высотного уровня каров и трогов, названный нами Висячий.

Дополнительно описан цирк, в котором находились палеоледники Неисследованный третьего СВУК и палеоледник Темный четвертого уровня СВУК. Дно кара п/л Неисследованного имеет интервал абсолютных отметок от 2620 до 2720 м, стенка возвышается на высоту еще 120 м и выше, до абсолютных отметок 2840 м, близлежащий перевал имеет высоту 2850 м, с юга расположен пик Рыжий (3129 м) с севера — высота 3032 м. Кар п/л Темного имеет абсолютные отметки дна на высотах 2520–2400 м, высота стенки была более 100 м, длина короткого трога около 1000 м. Трог п/л Темного имеет висячее устье на абсолютной высоте 2400 м, возвышающееся над долиной р. Жохой (2280 м) на высоту 120 м. Общая площадь находящегося здесь глетчера, названного нами Неисследованный по дистанционным данным достигает 0.43 км², а периметр — 7.64 км, вертикальный размах — 280 м (2680–2400 м), длина — 1,5 км, устье каменного глетчера в самой нижней части висячее (см. Коваленко, 2014, рис. 3).

15-я весенняя экспедиция клуба Портупан 2016 года

Состоялась с 30 апреля по 8 мая 2016 г. (9 дней).

В экспедиции было 30 человек, из них активное участие приняли члены РГО сотрудники ИГ СО РАН — с.н.с., кандидат технических наук А.Д. Китов и н.с., кандидат географических наук Е.Н. Иванов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, аспиранты ИЗК СО РАН Серебряков Евгений и Афонькин Андрей, магистрант 2 курса каф. географии, безопасности жизнедеятельности и методики ПИ ИГУ Э.В. Лихтарович.

Работа велась по следующим научным проблемам.

1. Гляциальная геоморфология района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) разрабатываемая С.Н. Коваленко с 2002 года. В рамках проблемы с 2014 года ведутся исследования по изучению современных каменных глетчеров и выявление относительного возраста гляциального рельефа района (Коваленко, 2014, 2014в).

2. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык, детально разрабатываемая с 2011 года. В рамках проблемы в этой экспедиции были продолжены работы по теме «Геологическая деятельность высокогорных наледей в районе г. Мунку-Сардык», начатая в прошлом году. По теме в ПИ ИГУ подготовлена и защищена магистерская диссертация Э.В. Лихтарович «Характеристика наледей хребта г. Мунку-Сардык».

По выше обозначенным проблемам было сделано.

1. С.Н. Коваленко и Э.В. Лихтарович дано геолого-географическое описание 103 точек наблюдения и сделано 17 спутниковых навигационных треков по некоторым маршрутам, по периметру и опорным профилям наледей для вычисления их площадей.

2. Взято 47 сроков метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облач-

ность, ветер комфортность, атмосферные осадки и др. атмосферные явления).

3. Отснято 300 технических снимков С.Н. Коваленко, 68 снимков А.Д. Китовым и 52 снимка Э.В. Лихтарович.

4. Отснято 6.14 Gb видео HD (С.Н. Коваленко, А.Д. Китов).

5. Проведены режимные наблюдения за высокогорными наледями: Лесной, Детской, Архаров, Большой Среднеиркутской, Большой Белоиркутской, Большой Мугувекской и др. Установлены маркеры высот наледей 2016 года (горизонтальные метки розовой краской на опорных профилях и точках). В некоторых местах определены их мощности за зимний период 2015–16 гг.

6. Взят отчет с минимального термометра Перетолчина, минимальная температура на котором за зиму 2015–16 гг. составила $-31,7^{\circ}\text{C}$.

7. 22 человека из 30 поднялись на Мунку-Сардык.

8. Проведено георадарное зондирование нижней части северного ледника Перетолчина. По результатам этих исследований построены модели толщины по профилям и геометрии кара ледника, определена его мощность.

За период более 110 лет размеры и мощность ледника существенно сократились — площадь и длина в два раза, объем в 3,7 раза. Поднялась нижняя граница открытой части ледника на 184 м.

Исследование ледникового озера Эхой показало, что донные отложения начинаются на глубине 15–17 м, озеро не промерзает, толщина чистого льда около 5 м, ниже смесь воды и льда толщиной около 7 м, еще ниже слой воды около 5 м.

Общая характеристика условий работы

1. Было относительно холодно ночью в переделах -3° до -8° , иногда даже днем. Теплые дни были 6, 7 и 8 мая. Снега было не много, и он не мешал работе.

2. Более строгий пограничный пропускной контроль. Много пограничников, которые в 2–3 местах проверяли наличие пропусков и паспортов (на Стрелке, оз. Эхой и в п. Монды).

3. Много предприимчивых бурят на квадроциклах и буранах предлагало свои услуги по доставке рюкзаков и вещей до Стрелки. Из-за этого много шума, выхлопных газов. Была платная за 1200 руб. довольно комфортная баня. Для фотографирования за деньги был даже домашний олень с рогами.

4. В праздники была громкая, неуместная в горах и тайге, дискотека с современной музыкой надоевшей в городе. Здешние туристы готовы слушать бардов под гитару у костра, а не присутствовать вольно или невольно (музыка была слышна на большом расстоянии) на дискотеке городского типа.

Летняя, совместная с Институтом географии СО РАН, экспедиция клуба Портулан, июль-август 2016 г.

В экспедиции приняли активное участие члены РГО и клуба Портулан сотрудники ИГ СО РАН с.н.с., кандидат технических наук А.Д. Китов, н.с., кандидат географических наук Е.Н. Иванов; преподаватель Иркутского госуниверситета доцент, кандидат геолого-минералогических наук С.Н. Коваленко, сопровождающий экспедицию турист А.С. Коваленко.

Летняя экспедиция была проведена в течение двух сроков. Первый заезд был осуществлен с 20 июля по 1 августа (14 дней), второй — с 16 августа по 23 августа (8 дней). Во второй части экспедиции участвовали только А.Д. Китов и С.Н. Коваленко.

Работа велась по следующим научным проблемам.

1. Гляциальная геоморфология района горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) разрабатываемая С.Н. Коваленко с 2002 года. В рамках проблемы с 2014 года ведутся исследования по изучению современных каменных глетчеров и выявление относительного возраста гляциального рельефа района (Коваленко, 2014, 2014в).

2. Геолого-географические особенности высокогорных наледей массива Мунку-Сардык. В рамках этой проблемы в этой экспедиции были продолжены работы по теме «Геологическая деятельность высокогорных наледей в районе г. Мунку-Сардык», начатая в прошлом году. По теме в ПИ ИГУ

защищена магистерская диссертация Э.В. Лихтарович «Характеристика наледей хребта г. Мунку-Сардык».

По выше обозначенным проблемам было сделано.

1. Дано геолого-географическое описание по GPS 79 точек наблюдения С.Н. Коваленко и 110 точек А.С. Китовым.

2. Взято 100 сроков метеонаблюдений (температура воздуха в срок наблюдения, минимальная температура за ночь, максимальная температура за день, атмосферное давление, барометрическое давление, облачность, ветер комфортность, атмосферные осадки и др. атмосферные явления).

3. Сделано 775 технических снимков С.Н. Коваленко и 575 снимка А.Д. Китова.

4. Отснято 1.59 Gb технического видео HD (С.Н. Коваленко).

5. Проведены режимные наблюдения за ледниками: Перетолчина и Радде, и за высокогорными наледями: Лесной, Детской, Архаров, Большой Среднеиркутской, Большой Белоиркутской, Большой Мугувекской и др. Определены их мощности за зимний период 2015–16 гг., сделаны фотографии остатков льда наледей: Большой Мугувекской, Большой Белоиркутской и руч. Ледяного. Остальные наледи в этом году в период режимных наблюдений (конец июля — начало августа) не имели остатков льда. Последний исчез в период паводка 9 июля, когда по данным метеостанции в Мондах выпало — 53 мм осадков при высокой температуре равной 15 °С и теплой жаркой погоде за сутки до паводка и после него.

6. Установлены на новый срок термохроны и минимальный термометр Перетолчина.

7. Определена тема научных исследований бакалавру четвертого курса кафедры географии, БЖ и методики Егорову Александру Александровичу «Особенности функционирования высокогорных наледей горного массива Мунку-Сардык по данным режимных наблюдений 2002–16 гг.» в рамках режимного изучения наледей района, рук. С.Н.Коваленко — сентябрь 2016 г.

8. Была сделана попытка исследования верхней части ледника Радде. Заход выполнялся со стороны правого притока р. Жохой. В этом каре были обнаружены деградировав-

ший ледник (1СВУК), названный нами Скоба, переходящий в состояние каменного глетчера выделенный по дистанционным данным еще в 2011 г. (Коваленко, 2011, 2011а). С соседнего перевала 60-летия Победы был сделан снимок ледника Бабочка (новый ракурс). Подъем на ледник Радде из этого кара оказался опасным и не был осуществлен.

Литература

Китов А.Д. Вторая 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык и сезонные особенности прохождения / А.Д. Китов, К.А. Вишняков, П.С. Бадминов, И.Г. Крюкова, А.И. Оргильянов // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014.— № 2–3.— С. 78–83.

Китов А.Д. Третья 2014 года экспедиция на Мунку-Сардык клуба Портулан / А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, И.В. Балязин, С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014а.— № 4.— С. 75–80.

Коваленко С.Н. О границах и объемах современного оледенения района г. Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014.— №1 (9).— С. 19–31.

Коваленко С.Н. Тринадцатая весенняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан на Мунку-Сардык в 2014 году / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014а.— № 1.— С. 85–87.

Коваленко С.Н. Признаки и следствия завершения 11-летнего погодного цикла в районе Мунку-Сардык / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014б.— №2–3 (10).— С. 61–63.

Коваленко С.Н. К возрасту рельефа в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014в.— № 4.— С. 56–65.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркутка / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.— 2011.— № 1.— С. 38–62.

Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 2. Формы локального оледенения долин рек Бугота, Буговек, Средний Иркут и Жохой / С.Н. Коваленко // Вестник кафедры географии Вост.-Сиб. гос. академии образования.— 2011а.— № 2.— С. 48–59.

Коваленко С.Н. Гидрологические исследования 2014 г. в районе горы Мунку-Сардык / С.Н. Коваленко, Э.М. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014.— № 2–3.— С. 53–60.

Коваленко С.Н. Летняя научно-исследовательская экспедиция клуба Портулан на Мунку-Сардык в 2014 году / С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО.— 2014а.— № 2–3.— С. 95–97.

*Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент кафедры динамической геологии
Тел.: (3952)20-16-39
Педагогический институт Иркутского государственного университета,
доцент кафедры географии, безопасности жизнедеятельности и методики
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,
Тел.: (3952) 24-04-91
Email: igpug@mail.ru*

*Китов Александр Данилович
кандидат технических наук
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1
Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН
старший научный сотрудник
Тел.: (3952) 42-74-72
Email: kitov@irigs.irk.ru*

*Иванов Егор Николаевич
кандидат географических наук*

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1
Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН
научный сотрудник
Email: egoryo@bk.ru

Лихтарович Эльмира Вячеславовна,
магистр географического образования
664011 Иркутск, ул. Нижняя Набережная, д. 6,
Педагогический институт Иркутского государственного университета,
Email: munkoevae@mail.ru

Правила для авторов

В журнале «Геология и окружающая среда» публикуются материалы научно-образовательного направления, отражающие теоретические, методические и практические результаты научной деятельности молодых и зрелых геологов и географов — научных сотрудников, преподавателей, аспирантов, студентов магистерской и бакалаврской подготовки. Кроме научных статей, в журнале помещаются рецензии и отзывы на монографии, учебники, учебные пособия, сборники научных трудов. Важное место отводится тематическим обзорам и событиям научно-учебной деятельности вузов по профилю издания. Важной задачей журнала является опубликование научных статей (в авторстве или соавторстве) студентов, аспирантов и молодых научных сотрудников.

Ответственность за достоверность изложения фактов в публикуемых материалах, плагиат (вольный или невольный) несут авторы. Все заимствованные в рукописи элементы (графика, текст, первичные данные) должны обязательно сопровождаться соответствующими корректными ссылками или разрешением правообладателя.

Мнение редколлегии может не совпадать с мнением авторов. Журнал является рецензируемым. Опубликование рукописей бесплатное. Гонорар авторам не выплачивается.

Рукописи статей присылаются на электронные адреса редакции или ответственного секретаря: kaf-dinamgeol@mail.ru или kovalenko@geo.isu.ru. Работа должна быть полностью подготовлена для печати. Редакция оставляет за собой право вносить правки по согласованию с авторами. Приемка работ в рукописном или бумажном виде, требующем технического оформления, возможна за дополнительную плату с заключением договора.

Максимальный объем научной статьи — 1,5 печатных листа или 24 страницы с нижеследующими параметрами. На первой странице указывается УДК; название статьи; фамилия и инициалы авторов, название учреждения; аннотация и ключевые слова на русском языке. Аннотация должна содержать не более 15 строк, количество ключевых слов — не более 8.

Шрифт основного текста — Times New Roman, размер 14, межстрочный интервал 1, поля по 2,5 см. Представлять работы необходимо в формате текстового редактора Word или RTF. Более подробная информация об авторах дается в конце статьи (см. примеры в последнем выпуске).

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании; все местные географические названия должны быть проверены. Применяется международная система единиц измерения СИ. В расчетных работах необходимо указывать авторов используемых программ.

Не допускается использовать при наборе:

- более одного пробела;
- формирование красной строки с помощью пробелов;
- автонумерацию (нумерованные и маркированные списки) в главах и абзацах;
- принудительные переносы.

Вставленные в работу рисунки, необходимо дублировать — отдельными файлами рисунков размером не менее 10x15 см и разрешением не менее 300 dpi, в следующих графических форматах: .jpg, .crt и .cdr. Количество рисунков в статье не должно превышать 10. Рисунки должны иметь все необходимые обозначения и подписи.

Ссылки на рисунки приводятся в круглых скобках в формате: (рис. 1) или (рис. 1, 2) или (рис. 1–4).

Если рисунок единственный в статье, то он не нумеруется, а слово «рис.» в подписи к нему не пишется. Ссылка на него — рисунок.

При представлении материалов по конкретным объектам, статья должна содержать обзорную карту или схему, на которой показан район исследований. На картах необходимо указывать географические координаты, а на рисунках — ориентировку и линейный масштаб. Обозначения сторон света, широт и долгот должны быть указаны на русском языке.

Вставленные в работу таблицы книжного формата, должны иметь ширину не более 16 см, альбомного — 20 см; табличный шрифт Times New Roman, размер 11, межстрочный интервал 1, иметь сквозную порядковую нумерацию в пределах статьи, ссылки на таблицы приводятся в круглых скобках в формате: (табл. 1) или (табл. 1, 2) или (табл. 1–4). Если таблица единственная в статье, то она не нумеруется, а слово «Таблица» в названии не пишется. Ссылка на нее — таблица.

Перед тем, как вставить в статью диаграммы Excel и Word, их необходимо преобразовывать в рисунки формата .jpg. Формулы и уравнения, на которые в статье делаются ссылки, следует печатать с красной строки. В формулах между знаками ставятся пробелы.

Длинные формулы необходимо разбить на несколько строк (с учетом печати текста в две колонки). Перенос в формулах допускается делать в первую очередь на знаках соотношений, во вторую очередь — на многоточии, на знаках сложения и вычитания, в последнюю — на знаке умножения в виде крестика. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разбивается формула при переносе, должен быть повторен в начале следующей строки.

Формулы и уравнения нумеруются в порядке следования по тексту статьи с правой стороны. Ссылки в тексте на формулу или уравнение обозначаются числом в круглых скобках: (1), (2), (3).

В журнале принято использование разделительного знака точки. Следует избегать смешанного употребления русских и латинских символов в одной статье. Все греческие и специальные символы печатаются через опции «Вставка» и «Символ».

Статью желательно разбивать на разделы, отражающие ее содержание. Допускаются следующие стандартные рубрики статьи: «Исходные данные», «Методы исследования», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы»; можно ввести раздел «Результаты и их обсуждение». Другие необходимые автору рубрики помещаются в начале соответствующего абзаца. Если работа выполнена при поддержке какого-либо гранта или технической поддержке преподавателя или аналитика, то эта информация приводится в конце статьи с рубрикой «Благодарности».

В конце рукописи необходим список использованной литературы, оформленный в соответствии с правилами библиографического описания литературных источников. Цитируемая литература приводится в конце статьи под заголовком «Литература» в алфавитном порядке: сначала русские работы, затем иностранные.

При ссылках на литературу в тексте работы приводятся фамилия автора с инициалами (двух авторов или первого автора в сочетании с «и др.», если количество авторов три и более) и год публикации в круглых скобках, например: «как сообщает А.И. Петров (2016)». Если автор публикации в тексте не указывается, то ссылка должна иметь следующий вид: «по данным (Петров, 2016) это...». Ссылки на публикации одного и того же автора, относящиеся к одному году, обозначаются буквенными индексами: (Петров, 2016а, 2016б, 2016в). При ссылке на работы двух и более авторов фамилии указываются в годично-алфавитном порядке: (Белов и др., 2017; Сидоров, 2016; Natton, 2014; Peyerl et al., 2018) (см. примеры в последнем выпуске).

В списке литературы работы не нумеруются, инициалы имен и отчеств пробелом не отделяются. Каждая работа должна занимать отдельный абзац.

Пример:

Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) / М.А. Федонкин // Проблемы геологии и минералогии.– Сыктывкар : Геопринт, 2016.– С. 331–350.

Марков А.В. Происхождение эукариот как результат интеграционных процессов в микробном сообществе [Электронный ресурс] / А.В. Марков, А.М. Куликов // Доклад в Институте биологии развития 29 января, 2019.– Режим доступа: http://evolbiol.ru/dok_ibr2009.htm. (дата обращения: 23.10.2021).
Допускаются ссылки на открытые отчеты геологических фондов.

Требуется акт экспертизы и официальное направление от организации на опубликование статьи в журнале Геология и окружающая среда на бланке организации (в электронном виде в формате JPEG). Ссылки на неопубликованные материалы других авторов и организаций не допускаются.

На отдельной странице в редакцию присылается авторская справка, содержащая фамилию, имя, отчество, ученую степень, звание, должность, место работы, почтовый адрес, телефон, факс и адрес электронной почты каждого автора. Необходимо указать фамилию автора, ответственного за прохождение статьи в редакции. Желательно указать трех специалистов, работающих по тематике статьи, как возможных рецензентов. Решение по вопросам рецензирования рукописей принимаются редколлегией.

Рукописи, оформленные без соблюдения настоящих правил, редколлегией журнала не рассматриваются.

Почтовый адрес редакции: 664003, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Геологический факультет Иркутского государственного университета.

Электронный адрес редакции: kaf-dinamgeol@mail.ru

Редколлегия журнала