

3 (2) 2023

ISSN 2541-9641



ГЕОЛОГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА



ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Геология и
о окружающая
среда

Том 3
№ 2
2023

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, Институт земной коры СО
РАН, 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; 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-издатель: 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

СОДЕРЖАНИЕ

От редколлегии журнала	5
ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА	7
Ндени Кивили Доминик, С.П. Примина Анализ распространения нефтегазоносных базальных терригенных отложений на территории Ангаро-Ленской ступени юга Сибирской платформы (на примере правобережного участка).....	7
С.С. Пронкина, П.В. Калинин, Е.Е. Маслова, А.С. Чиргун, А.В. Юхневич Возможности прогнозирования перспективных зон развития коллекторов осинского горизонта на Среднеботуобинском месторождении	16
С.А. Лазаренко, С.В. Рассказов, А.П. Опара Выражение Марковско-Ичерской зоны дислокаций Непско-Батуобинской антеклизы в геологическом строении района Дулисьминского НГКМ.....	25
МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ	36
Е.П. Чебыкин, С.В. Рассказов, А.М. Ильясова, С.В. Снопков, С.Н. Коваленко Разработка Листвянского, Бугульдейского и Ольхон-Приольхонского мониторинговых полигонов на Байкале: обзорное изучение микроэлементов и изотопов U в речных и подземных водах	36
ВУЛКАНИЗМ, НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА	60
И.С. Чувашова, С.В. Рассказов Современные сейсмоструктурные деформации на вулканическом плато Асхатэ и их роль в структуре вулканического поля Дариганга, Юго-Восточная Монголия	60
Т.А. Ясныгина, С.В. Рассказов Rb–изотопная оценка возраста модельных источников позднекайнозойских базальтов вулканического поля Чанбайшань (Пектусан) и её значение в общей Rb–изотопной систематике Центральной Азии.....	75
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, А.А. Бокарева Геохимическая характеристика источника пород вулкана Дзотол на Юго-Востоке Монголии: финальная генерация расплавов позднего кайнозоя в зоне трансенсии на границе литосферы–астеносферы.....	91
НАУЧНАЯ, ПРОФЕССИОНАЛЬНАЯ, УЧЕБНАЯ И ПЕДАГОГИЧЕСКАЯ ПРАКТИКА ...	132
С.Н. Коваленко, И.К. Декабрёв, А.А. Юрьев, И.А. Богданова Учебная полевая практика по геокартированию на геологическом факультете Иркутского университета.....	132
ЭКСПЕДИЦИИ	165
С.Н. Коваленко, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов Экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2020 году	165
КОНФЕРЕНЦИИ.....	178
Ю.С. Андреева, С.В. Снопков Научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле, посвященная 105-летию ИГУ	178
Правила для авторов	182

© ФГБОУ ВО «Иркутский государственный университет»

© Геология и окружающая среда, 2023, Т. 3, № 2

C O N T E N T S

From the editorial board of the journal	5
GEOLOGY OF OIL AND GAS	7
Kiwili Dominique Ndeni, S.P. Primina Analysis of Distribution of Oil and Gas Bearing Basal Terrigenous Deposits in the Territory of the Angara-Lena Stage of the south of the Siberian Platform (by Example of the Pravoborezhnoe Location)	7
S.S. Pronkina, P.V. Kalinin, E.E. Maslova, A.S. Chirgun, A.V. Yukhnevich Forecasting Possibilities for Promising Zones of Collectors Development in the Osinsky Horizon of the Srednebotuobinsky Deposit	16
C.A. Lazarenko, S.V. Rasskazov, A.P. Opara Expression of the Markovo-Ichera Dislocation Zone of the Nepa-Batuoba Antecline in Geological Structure of the Dulisma Oilgascondensated Deposit	25
ENVIRONMENTAL MONITORING	36
E.P. Chebykin, S.V. Rasskazov, A.M. Ilyasova, S.V. Snopkov, S.N. Kovalenko Development of the Listvyanka, Buguldeyka, and Olkhon-Prilkhonye Monitoring Polygons of the Baikal: Prospecting Study of Trace Elements and U Isotopes in Waters from Rivers and Groundwaters	36
VOLCANISM, THE LATEST GEODYNAMICS	60
I.S. Chuvashova, S.V. Rasskazov Recent Seismotectonic Deformations on the Ashate Volcanic Plateau and their Role in Structure of the Dariganga Volcanic Field, Southeastern Mongolia.....	60
T.A. Yasnygina, S.V. Rasskazov Pb-isotope age estimates of model sources for Late Cenozoic basalts from the Changbaishan (Baekdusan) field and its significance for the general Pb-isotope systematics of Central Asia	75
S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova, T.A. Yasnygina, E.V. Saranina, A.A. Bokareva Geochemical Signatures of Source for Rocks from the Dzotol Volcano in Southeast Mongolia: Final Generation of Late Cenozoic Melts in Transtension Zone at the Lithosphere–Asthenosphere Boundary	91
SCIENTIFIC, PROFESSIONAL, TRAINING AND PEDAGOGICAL PRACTICE	132
S.N. Kovalenko, I.K. Dekabryov, A.A. Yuryev, I.A. Bogdanova Educational Field Practice in Geomapping at the Faculty of Geology of Irkutsk University.....	132
EXPEDITION	165
S.N. Kovalenko, A.D. Kitov, E.N. Ivanov Portulan Club Expedition to the Munku-Sardyk Region in 2020	165
CONFERENCES	178
Yu.S. Andreeva, S.V. Snopkov Scientific Conference of Students and Young Scientists on Earth Sciences, Dedicated to the 105th Anniversary of ISU	178
Rules for authors	182

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, так и 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 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. Прорваться 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. Основное требование для опубликования научной статьи в журнале – авторство или соавторство студента, аспиранта или молодого научного сотрудника. 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, вводится раздел «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 Питтсбурга, штат Пенсильвания, США) и *Geology, Geophysics and Environment* (AGH 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 аккрецирован к краю платформы в раннем палеозое. 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 позд-некайнозойского 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 Байкало-Монгольского региона и из других российских и зарубежных организаций. 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 языке.

ТЕМАТИКА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ 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 окружающей среды
- Безопасность жизнедеятельности
- Ученые-первопроходцы
- Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика
- Исторические обзоры
- Обзоры
- Экспедиции
- Конференции

Геология нефти и газа

УДК 553.98

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.7>

Анализ распространения нефтегазоносных базальных терригенных отложений на территории Ангаро-Ленской ступени юга Сибирской платформы (на примере правобережного участка)

Ндени Кивили Доминик, С.П. Примина

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Распространение базальных терригенных отложений венд-кембрийского возраста, являющихся поисковым объектом на нефть и газ на территории Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, представляют практический интерес, к ним приурочены почти все выявленные скопления углеводородов. Детальное изучение внутренней структуры сформировавшихся в разных литолого-фациальных зонах осадочных толщ показывает, что доминирующим признаком развития коллекторов для территории является литологическая однородность (неоднородность).

Ключевые слова: *терригенная толща, коллектор, литология, нефтегазоносность.*

Analysis of Distribution of Oil and Gas Bearing Basal Terrigenous Deposits in the Territory of the Angara-Lena Stage of the south of the Siberian Platform (by Example of the Pravoborezhnoe Location)

Kiwili Dominique Ndeni, S.P. Primina

Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The distribution of Vendian-Cambrian basal terrigenous deposits, which are a search object for oil and gas on the territory of the Lena-Tunguska oil and gas province, is of practical interest, almost all identified accumulations of hydrocarbons are confined to them. A detailed study of the internal structure of the sedimentary strata formed in different lithofacies zones shows that the dominant sign of reservoir development for the territory is lithological homogeneity (heterogeneity).

Keywords: *Terrigenous sequence, reservoir, lithology, oil and gas potential.*

Ангаро-Ленская ступень, расположенная в южной части Сибирской платформы, представляет собой моноклираль, ограниченную на востоке и северо-востоке оз. Байкал и Байкальской складчатой областью, на севере – Катангской седловиной, на востоке и северо-востоке – Непско-Ботуобинской антеклизой. Ангаро-Ленская ступень с запада и северо-запада ограничена Присяно-Енисейской синеклизой. С юго-запада к району работ примыкает зона Верхнеангарских дислокаций, включающая Балаганкинское, Атовское, Южно-Радуйское и др. по-

гребенные поднятия, связанные с эрозионно-тектоническими выступами фундамента. Севернее обособляется Братский палеовыступ фундамента, в направлении которого происходит сокращение толщин подсолевых терригенных отложений и выклинивание базальных частей разреза. Согласно существующему нефтегазогеологическому районированию Ангаро-Ленская ступень располагается в пределах Ангаро-Ленской нефтегазоносной области, которая относится к Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (рис. 1).

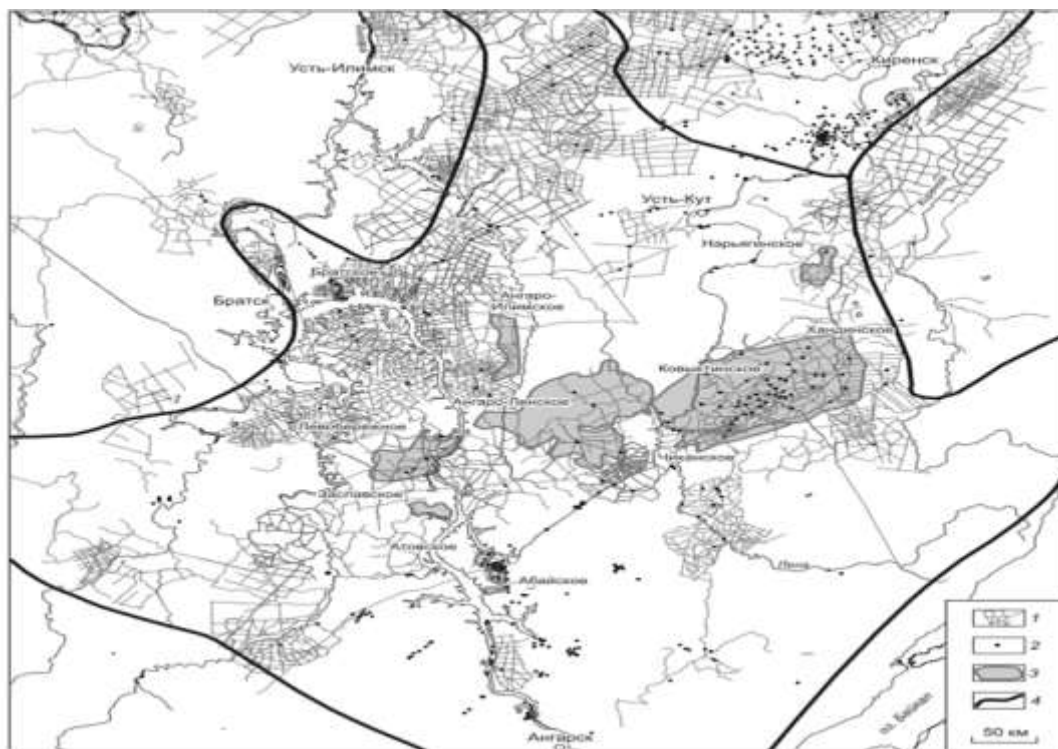


Рис. 1. Изученность территории Ангаро-Ленской нефтегазоносной области сейсморазведкой и глубоким бурением.

1 – сейсморазведочные профили, 2 – скважины, 3 – контуры месторождений УВ, 4 – границы нефтегазоносных областей.

Fig. 1. The territory of the Angaro-Lenskaya oil-and-gas bearing area studied by seismic survey and deep drilling.

1 – seismic profiles, 2 – wells, 3 – contours of hydrocarbon deposits, 4 – boundaries of oil-and-gas bearing areas.

На сегодняшний день территория Ангаро-Ленской нефтегазоносной области является одним из наиболее перспективных районов Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, углеводородный потенциал этой территории позволяет предполагать значительные перспективы обнаружения новых залежей (Скузоватов, 2017).

По результатам глубокого бурения в разрезе базальной толщи осадочного чехла выделяется несколько регионально прослеживаемых продуктивных и перспективных пластов-коллекторов, которые на ряде площадей проявили себя как нефте- и газоносные. Здесь открыты Атовское, Братское, Левобережное, Ангаро-Ленское, Чиканское, Ангаро-Илимское, Нарьягинское, Заславское и Абайское месторождения и крупнейшее, газоконденсатное Ковыктинское. В разрезе осадочного чехла выделяется рефейско-вендский ушаковский нефтегазоносный комплекс, вендский – нижнемотский (чорский) триггенный комплекс. Они вмещают 12

продуктивных горизонтов мощностью от 10 до 100 м. Главным продуктивным горизонтом, к которому приурочены основные залежи УВ, является парфеновский горизонт. Распространение литолого-фациальных комплексов ушаковской свиты и нижнемотской подсвиты и распределение емкостных свойств этих пород на фоне палеотектонического развития района дает возможность проследить условия образования и развития замкнутых ловушек и зон нефтегазоаккумуляции. При этом основным продуктивным газоносным горизонтом на территории Ангаро-Ленской ступени является парфеновский.

Ранее нами был выполнен комплексный анализ корреляции разрезов базальных триггенных отложений между выявленными Ковыктинским и Братским месторождениями углеводородов (Примина, Ма Сюмин, 2005). При этом не затрагивался вопрос обоснования стратиграфической принадлежности рассматриваемого комплекса от-

ложений, корреляция осуществлялась на уровне свит, подсвит, пачек и пластов. В настоящее время вопрос расчленения и принадлежности толщи находится в стадии активного обсуждения и требует специального разрешения. Дискуссионность проблемы объясняется в первую очередь слабой палеонтологической охарактеризованностью разреза. Продуктивные горизонты приурочены (сверху-вниз по мере встречаемости) к соленосно-карбонатным (бильчирский, биркинский, атовский, христофоровский, балыхтинский, осинский) и базальным терригенным (парфеновский, боханский, «базальный») отложениям. Базальные терригенные толщи разными авторами относят к рифею, венду и нижнему кембрию. Литологическая характеристика, хорошие фильтрационно – емкостные свойства, геолого-геофизическая

выдержанность на всей изучаемой территории, газонасыщенность и конденсатонасыщенность выделяет парфеновский горизонт как наиболее перспективный горизонт, который детально изучается на территории Ангаро-Ленской ступени. При этом на отдельных площадях описываются пласты песчаников, которые по литологической характеристике отличаются своеобразием, тогда они объединяются в отдельный пласт и им присваивается местное имя (рис. 2, 3). Так песчаный горизонт, продуктивный на северо-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы получил название «ботуобинский», его парализуют и с боханским (на территории Ангаро-Ленской ступени) и с парфеновским (юго-восток Непско-Ботуобинской антеклизы) (Пушкарева и др., 2013).

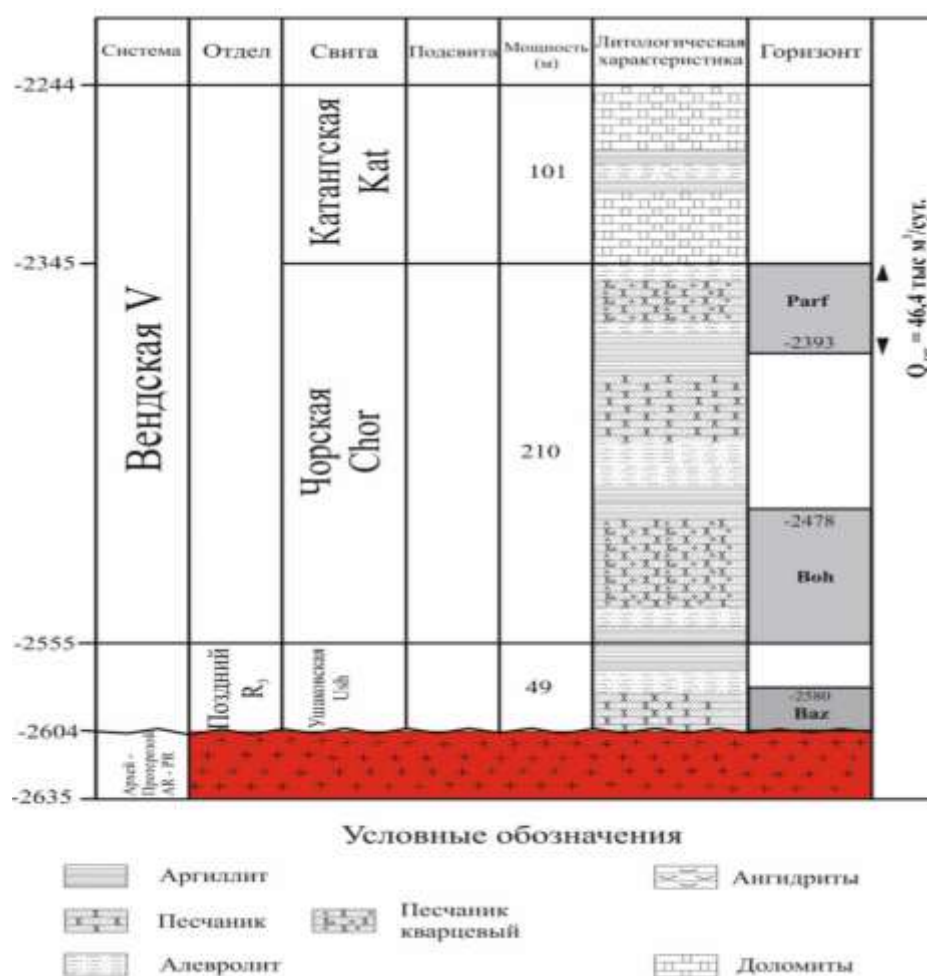


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез по скважине № 3 Ангаро-Ленского ГКМ (Шульгин и др., 2017).

Fig. 2. Lithological and stratigraphic section from well No. 3 at the Angaro-Lenskoye gas condensate field (Shulgin et al., 2017).

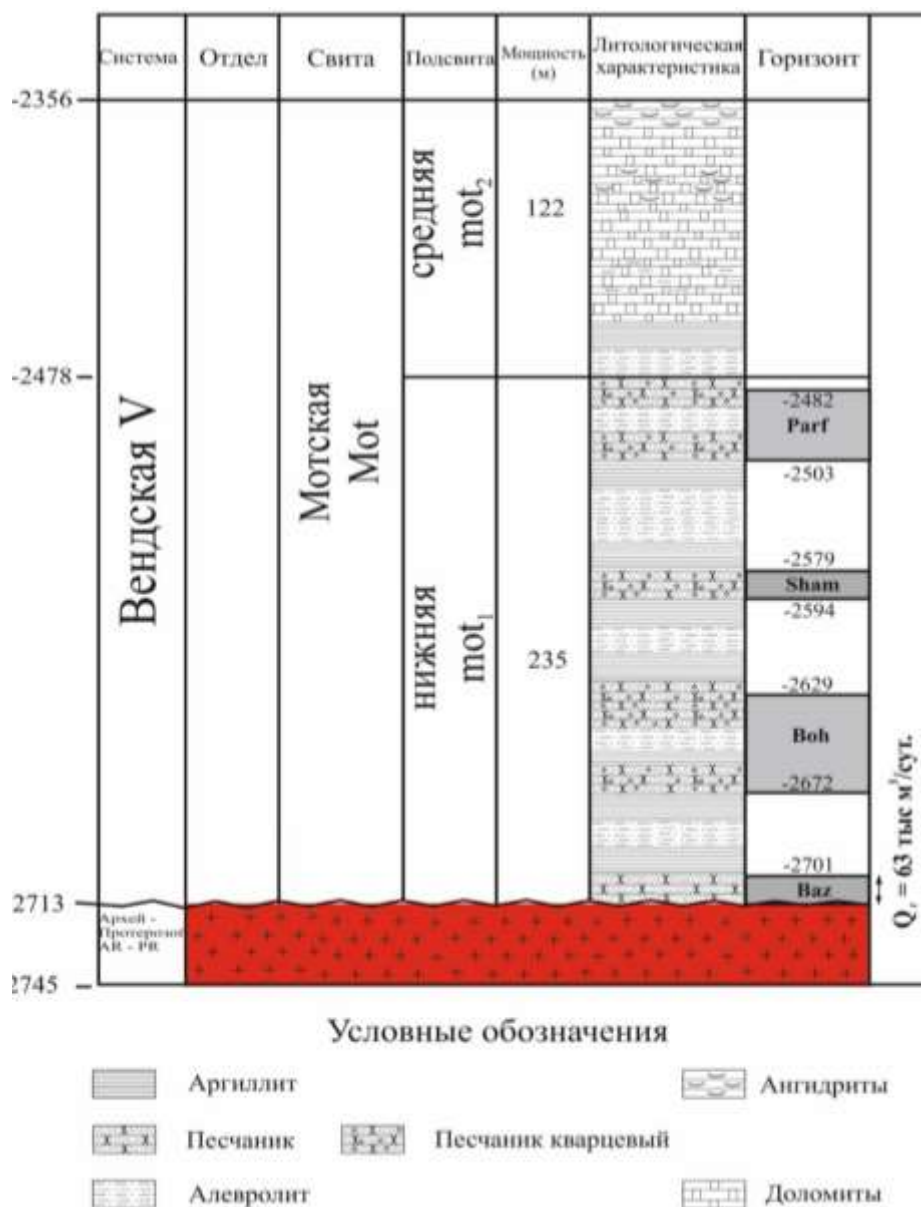


Рис. 3. Литолого-стратиграфический разрез по скважине № 7 Левобережного ГКМ (Шульгин и др., 2017).

Fig. 3. Lithologic and stratigraphic section from Well No. 7 of the Levoberezhny GKM (Shulgin et al., 2017).

Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания 1989 года (Решения..., 1989) внесло определение в ситуацию, но вновь вскрываемые продуктивные пласты на новых территориях ковра бурения принесли новую приуроченность и названия пластов (чиканский, ярактинский, верхнечонский и др.). Буквенно-цифровая индексация продуктивных пластов имеет место, но редко используется ис-

следователями и в каждом случае требует пояснений и расшифровки.

Приуроченность продуктивных пластов к свитам тоже имеет неопределенность (Шульгин и др., 2017), ранее описываемое положение в разрезе ушаковской свиты базального и боханского продуктивных горизонтов, а в нижнемотской подсвите – шамановского и парфеновского продуктивных горизонтов (см. рис. 2, 3), претерпело изме-

нение. В то же время многие исследователи относят парфеновский горизонт к верхне-чорской подсвите тирского горизонта вендской системы (Бобкова, 2016).

В Правобережной скв. 1 керн был отобран из парфеновского горизонта в интервале 2756–2790 м боханского горизонта в интервале 2890–2960 м и базального горизонта в интервале 3080–3110 м (Моисеев, 2008).

В разрезе парфеновского горизонта по материалам геолого-геофизических характеристик разреза, описания литологии и шлама выделяются две пачки (рис. 4). В нижней пачке (инт. 2787–2815 м) керном охарактеризованы только верхние 6 м. По данным каротажа и литологическим описаниям имеющихся образцов, она представлена неравномерным переслаиванием зеленовато-серых, редко бурых, горизонтально микрослоистых, алевритистых аргиллитов и зеленовато-серых, часто косослоистых, глинистых алевролитов. Аргиллиты и алевролиты характеризуются микрослоистостью, обусловленной неравномерным распределением обломочной слюды, глинистой и алевритовой составляющих. Отмечаются единичные прослойки серых алевро-песчаников и мелко-среднезернистых песчаников. Кроме того, песчаный материал встречается в виде тонких (< 1 см) линзовидных пропластков в алевритоглинистых породах (знаки ряби волнения). Песчаники слюдисто-полевошпат-литито-кварцевые, реже полевошпат-литито-кварцевые, микрослоистые, с пленочно-поровым глинистым (хлорит-гидрослюдистым) и пойкилитовым доломитовым цементом. Выделения крупных кристаллов доломита наблюдаются практически повсеместно, причем количество карбоната в среднем доходит до 5–10 %. Глинистый цемент (5–10 %) образован за счет катагенетической трансформации обломков серицит-хлоритовых и хлоритовых пород. Крайне редко встречается регенерационный кварцевый цемент.

Верхняя пачка (инт. 2758–2787 м) представлена серыми с зеленоватым оттенком, различной зернистости песчаниками, с подчиненными прослоями алевролитов и алевро-аргиллитов. Основная часть разреза сложена мелко-крупнозернистыми слюдисто-

полевошпат-литито-кварцевыми и полевошпат-литито-кварцевыми песчаниками, плохо сортированными или микрослоистыми за счет различной зернистости слоев, иногда с микроградиационными переходами. Слюдистые разновидности более мелкозернистые. Цемент довольно разнообразный: глинистый хлорит-гидрослюдистый, глинисто-железистый, пойкилитовый доломитовый и редкий регенерационный кварцевый. Чаще всего все эти типы присутствуют одновременно, но их соотношение меняется. В целом песчаные породы характеризуются плотной упаковкой зерен (общее количество цемента составляет не более 10 %) и широким развитием конформных и инкорпорационных структур. В кровле (до глубины 2765 м) преобладают мелко-среднезернистые кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, часто кварцитовидного облика, с пленочно-поровым хлорит-гидрослюдистым и регенерационным кварцевым цементом. Широко распространены гематитовые пленки вокруг обломков. В единичных образцах отмечались крайне скудные выделения кристаллического доломита. Алевролиты и алевро-аргиллиты серые до темно-серых, с неясно выраженной косою и горизонтальной микрослоистостью, которая обусловлена неравномерным распределением глинистого и алевритистого материала и подчеркивается ориентировкой слюдистых чешуй, а также послойными скоплениями тяжелых акцессорных минералов, таких как лейкоксен, ильменит и гидроокислы железа. Глинистый материал сложен тонким агрегатом хлорита и гидрослюд. Породы пачки формируют микроциклы, мощностью 6–8 см, редко до 20–30 см, в основании которых залегают средне-крупно- или мелкозернистые песчаники с интракластами или деформированными слоями нижележащих аргиллитов, вверх по разрезу постепенно переходящими к алевро-песчаникам и алевролитам. Нижние элементы более однородные. Верхние элементы характеризуются субгоризонтальной и слабо наклонной косою слоистостью. Границы с подстилающими породами достаточно резкие, волнистые, связанные со знаками ряби волнения. Микроциклы группируются в более крупные циклы (0.5–1.5 м, редко до

3 м). Кроме того, отмечаются циклы с обратной направленностью от алевроаргиллитов, алевролитов или мелкозернистых песчаников к более крупнозернистым

полого косослоистым разновидностям, представляющим последовательности прогрессирующих баров.



Рис. 4. Строение парфёновского горизонта по скважине Правобережная 1.

Fig. 4. The structure of the Parfyonov horizon in the Pravoberezhnaya 1 well.

Боханский горизонт в данной скважине представлен керном в полном объеме. Опираясь на литологические особенности пород, и учитывая данные каротажа, в его разрезе можно выделить пять пачек (рис. 5).

1 пачка (2940–2960 м) представлена в основном песчаниками, лишь в подошве пачки наблюдается переслаивание зеленовато- и буровато-серых горизонтально слоистых алевролитов алевро-аргиллитов. Песчаники светло зеленовато-серые средне- крупнозернистые, разнозернистые, участками с субгоризонтальной и косою слоистостью за счет слабо выраженных «флазерных» слоев, с мелкими разнонаправленными косыми сериями, иногда с обломками (до 1 см) темно-серых кремней; местами пористые. По

направлению к кровле пачки появляются прослой до 2 см гравелито-песчаников.

Залегающая выше 2 пачка (2931–2940 м) характеризуется переслаиванием зеленовато-серых литито-кварцевых песчаников, алевро-песчаников с субгоризонтальной и полого наклонной косою слоистостью и темно-серых горизонтально слоистых алевроаргиллитов.

3 пачка (2906–2931 м) сложена преимущественно разнозернистыми литито-кварцевыми песчаниками с подчиненными им прослоями алевро-песчаников, алевролитов и аргиллитов.

4 пачка (2896–2906 м) объединяет алевропесчаники, аргиллиты и алевролиты с маломощными (0.14 м) прослоями песчаников.

5 пачка (2892–2896 м) складывается в основном серыми, мелко-среднезернистыми литито-кварцевыми песчаниками с порово-

плочным глинистым и слабо развитым регенерационным кварцевым цементом.



Рис. 5. Стрoение боханского горизонта по скважине Правобережная 1.

Fig. 5. The structure of the Bokhan horizon along the Pravoberezhnaya well 1.



Рис. 6. Стрoение базального горизонта венда и верхнего рифея в скважине Правобережная 1.

Fig. 6. The structure of the basal horizon of the Vendian and Upper Riphean in the Pravoberezhnaya well 1.

Базальный горизонт венда (рис. 6), мощностью 11 м (инт. 3075–3086 м), с размывом залегает на рифейских отложениях и состоит из серых, разнозернистых, плохо сортированными лититово-кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями алевроаргиллитов. Песчаники с пологой косою слоистостью за счет более темных глинистых слоев, часто гравелитистые, с небольшим количеством цемента (< 5 %), в роли которого выступают трансформированные пластичные компоненты: обломки филлитов и деформированные листочки биотита. Местами слабо проявлен регенерационный кварцевый цемент. В породах широко развиты конформная и инкорпорационная структуры. В основании разреза песчаники имеют кварцитовидный облик.

Алевро-аргиллиты встречаются в виде редких маломощных (1–10, редко до 30 см) прослоев и характеризуются микрослоистостью за счет чередования слоев аргиллитового, алевроитового, глинисто-алевроитового, глинисто-доломитового состава. Вскрытая часть рифейского разреза представлена, главным образом, улунтуйской свитой, а перекрывающая ее качергатская свита практически полностью (за исключением 2 м аргиллитов и песчаников) уничтожена вендским размывом. Верхняя часть улунтуйской свиты, судя по данным каротажа и шламу, представлена светло-серыми мраморизованными доломитами, а нижняя — кварцитовидными, полосчатыми за счет чередования светло- и темно-серых разновидностей, песчаниками, в которых широко развиты структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза.

Регенерационные каемки отделяются от зерен пленкой глинисто-железистого состава (первичный пленочный цемент). Присутствует глинистый (3–10 %), редко глинисто-железистый порово-пленочный цемент, а в полевошпат-литито-кварцевых разновидностях наблюдается пойкилитовый доломитовый цемент ($\leq 1\%$), который частично поглощает некоторые обломки кварца и полевого шпата. Довольно часто в породах отмечаются поры (1–7 %), выполненные черным битуминозным веществом. Основной структурный тип — мелкозернистый, хо-

рошо и средне отсортированный, на втором месте мелко-среднезернистый и значительно реже отмечаются средне-крупнозернистые и разнозернистые плохо сортированные разновидности. В песчаниках широко развита субгоризонтальная и пологая косою слоистость с хорошо выраженными сериями до 4 см (знаки волновой ряби), подчеркнутая темными глинистыми слоями. В некоторых прослоях отмечаются более крупные (до 12 см) разнонаправленные косые серии. На отдельных интервалах наблюдаются циклы (мощностью от 6 до 50 см) с уменьшением зернистости вверх по разрезу от среднекрупнозернистых песчаников к мелкозернистым.

В заключение необходимо отметить, что результаты литологического описания базальных терригенных пород по Правобережной скв. 1 углубляют представления о строении базальных терригенных отложений Ангаро-Ленской нефтегазоносной области. По мнению специалистов ОАО «Тверьгеофизика» объект боханского горизонта по этой скважине является недоиспытанным и следует продолжать мероприятия по интенсификации притока.

Корреляционная изученность территории требует дальнейшего детального изучения, положение Правобережного участка в зоне гигантского Ковыктинского газоконденсатного месторождения возможно принесет положительные результаты продуктивности базальных терригенных отложений.

Литература

Примина С.П. К вопросу корреляции базальных терригенных отложений Ангаро-Ленской нефтегазоносной области / С.П. Примина, Ма Сюмин // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : сб. науч. тр. — Иркутск, 2005. — С. 81–83.

Скузоватов М.Ю. Ресурсы природного газа и конденсата Ангаро-Ленской газоносной области // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 3–4. — С. 617.

Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. — Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1989. — 64 с.

Моисеев С.А. Оперативный подсчет запасов и ресурсов газа по Ангаро-Ленскому месторождению в Иркутской области. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Ангаро-Ленском лицензионном участке / ИФ ФБУ «ТФГИ по СФО».— Новосибирск, Иркутск.— 2008. — 69 с.

Андреева Ю.С. Прогноз нефтегазоносности базальных терригенных отложений Ангаро-Ленской ступени юга Сибирской платформы / Ю.С. Андреева, С.П. Примина, С.С. Шульгин // Потенциал современной науки. — 2016. — № 5. — С. 38–41.

Пушкарева М.М., Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Литологическая характеристика парфеновского и ботубинской антеклизы / Бобкова Геология нефти и газа № 6, 2016.

References

Primina S.P., Ma Xiumin On the correlation of basal terrigenous deposits of the Angara-Lena oil and gas region // *Geology and Mineral Resources of Eastern Siberia : a collection of scientific articles* / S.P. Primina, S.P. Primina, Ma Xiumin. — Irkutsk, 2005. — P. 81–83.

Skuzovatov M.Y. Natural gas and condensate resources of the Angaro-Lenskaya gas-bearing region

Ндени Кивили Доминик,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
аспирант,
республика Кот д'Ивуар,
email: ndenikiwili@gmail.com.

Ndeni Kiwili Dominique,
664003 Irkutsk, Lenin str. 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
graduate student,
Republic of Cote d'Ivoire,
email: ndenikiwili@gmail.com.

Примина Светлана Павловна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

// *Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, No. 3-4, p. 617.

Decisions of the Fourth Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Clarification and Addition of the Vendian and Cambrian Stratigraphic Schemes of the Interior of the Siberian Platform. — Novosibirsk: SNIIGiMS, 1989. — 64 p.

Moiseev S.A. Operational calculation of gas reserves and resources of the Angaro-Lenskoye field in the Irkutsk Region. Report on the results of geological exploration in the Angaro-Lenskiy license area / IF FBU "TFGI for SFD".- Novosibirsk, Irkutsk.— 2008. — 69 p.

Andreeva Yu.S. Forecast of oil and gas content of basal terrigenous deposits of the Angaro-Lenskaya stage of the south of the Siberian Platform / Yu.S. Andreeva, S.P. Primina, S.S. Shulgin // Potential of modern science. — 2016 г. — No. 5. — P. 38–41.

Pushkareva M.M., Khabarov E.M., Varaksina I.V. Lithologic characterization of the Parthenovskoye and Botuobinskaya antecline / Bobkova *Geology of Oil and Gas* No. 6, 2016.

*Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
декан геологического факультета, заведующая кафедрой геологии нефти и газа, доцент,
тел.: (3952)243-278,
email: svetlana.primina@gmail.com.*

Primina Svetlana Pavlovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
dean of Geological Faculty, Head of Oil and Gas Char, assistant professor,
tel.: (3952)243-278,
email: svetlana.primina@gmail.com.

Возможности прогнозирования перспективных зон развития коллекторов осинского горизонта на Среднеботуобинском месторождении

С.С. Пронкина¹, П.В. Калинин¹, Е.Е. Маслова¹,
А.С. Чиргун^{1,2}, А.В. Юхневич^{1,2}

¹ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча», Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Прогнозирование коллекторских свойств в осинском горизонте по площади, является одной из основных задач при доразведке Среднеботуобинского месторождения. На данный момент существует значительная статистика по данным ГИС, описанию и исследованию керна. Сделаны предположения о формировании и строении осинского горизонта в пределах Среднеботуобинского месторождения. Подготовлена петрофизическая модель и выполнена интерпретация данных ГИС в осинском горизонте. На основе имеющейся информации выполнено петрофизическое обоснование расчета инверсии. При реализации оптимального подхода к прогнозу свойств по сейсмическим данным с использованием инверсионных преобразований предполагается более точный прогноз эффективных параметров пласта Б1 и минимизация рисков текущего эксплуатационного бурения.

Ключевые слова: карбонатные отложения, осинский горизонт, кольцевая аномалия, зоны с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС), углеводороды (УВ).

Forecasting Possibilities for Promising Zones of Collectors Development in the Osinsky Horizon of the Srednebotuobinsky Deposit

S.S. Pronkina¹, P.V. Kalinin¹, E.E. Maslova¹, A.S. Chirgun^{1,2}, A.V. Yukhnevich^{1,2}

¹LLC Taas-Yuryakh Neftegazodobycha, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. The prediction process of reservoir properties is one of the significant targets during an exploration stage on the Srednebotuobinskoye field. At the moment, there are a lot of well data, including log and core data. The authors get conclusions regarding a formation and structure of the osinsky horizon within the Srednebotuobinskoye field. The petrophysical model and the log data interpretation in osinsky horizon based on actual information were completed. The petrophysical basis of seismic inversion was completed. It is proposed that the employment of the optimal approach to seismic inversion process can help to get more precise prediction reservoir maps than earlier and to minimize exploitation drilling risks.

Keywords: carbonate deposits, Osinsky horizon, ring anomaly, zones with improved porosity and permeability properties (PPP), hydrocarbons (HC).

Введение

С началом эксплуатации нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий Океан (ВСТО) начался новый виток в развитии нефтегазового комплекса Восточной Сибири и Рес-

публики Якутия. Ресурсная база углеводородов региона основана на крупных месторождениях, приуроченных к Непско-Ботуобинской антеклизе, таких как Ярактинское, Верхнечонское, Среднеботуобинское, Талаканское. Наиболее продуктивные

терригенные коллектора этих месторождений практически полностью охвачены эксплуатационным бурением и активная их разработка требует интенсификации геолого-разведочных работ для компенсации добычи углеводородов новыми запасами. На сегодняшний день вовлечение в разработку неосновных объектов, таких как осинский горизонт, является одним из приоритетных направлений. Достаточная степень изученности и успешность бурения способствовала увеличению фонда запланированных скважин. Основная проблема планирования разработки осинского горизонта заключается в сложности понимания распространения зон улучшенных фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Это обусловлено литологической неоднородностью, особенностями строения пустотного пространства и невысокой проницаемостью данных карбонатных отложений.

Исследование, базирующееся на современных технологиях и комплексном подходе к анализу данных керна, ГИС и сейсморазведочных работ (СРР) МОГТ-3Д, имеет своими основными целями прогноз перспективных зон на количественном уровне, детализацию распределения ФЕС в осинском горизонте в пределах Среднеботуобинского месторождения и оптимальное планирование эксплуатационного фонда.

Характеристика осинского горизонта

Осинский горизонт представляет собой интервал, сложенный известняками и доломитами с различной степенью преобразованности. Пустотное пространство в большинстве случаев представлено порами и мелкими кавернами (Максимова и др., 2021).

Анализ кернового материала позволяет провести деление осинского горизонта на три цикла седиментации. Основание цикла 1 и цикл 3, согласно фотографиям и описаниям керна и шлифов, представлены в основном доломитами приливно-отливной зоны и, преимущественно, характеризуются низкими значениями ФЕС.

Формирование карбонатных отложений цикла 2 осинского горизонта происходило в мелководно-морских обстановках, на небольших глубинах и при хорошей освещенности (Максимова и др., 2021). На глубине первых метров обитали цианобактерии (Renalcis, Eriphyton и др.), которые формировали внутришельфовые органогенные постройки. Во время периодов падения относительного уровня моря и выхода в зону волновой абразии органогенные постройки разрушались под действием морских волн. Продукты их разрушения являлись источником зернистого карбонатного материала, формирующего отмели. Таким образом, зоны с улучшенными ФЕС можно ожидать как в пределах органогенных построек, так и отмелей (рис. 1).



Рис. 1. Модель формирования карбонатных отложений осинского горизонта в Среднеботуобинском НКМ.

Fig. 1. Model of the formation of carbonate deposits of the Osinsky horizon in the Srednebotuobinsky oil and gas condensate deposit.

Необходимо отметить, что существование органогенных построек не гарантирует наличие коллекторов с высокими ФЕС. Зачастую коллектор составляет только часть постройки, где структура каркасов более «рыхлая», а межкаркасное пространство заполнено зернистым материалом. Самые лучшие коллекторские свойства приурочены к зернистым интервалам, представленным грейнстоунами и пакстоунами, где ожидается хорошая сообщаемость между пустотами.

Также характерным отличием зон улучшенных ФЕС является вещественный состав — здесь преобладает доломит. Причиной этого являются вторичные процессы, которые протекают интенсивнее в интервалах с относительно более высокой первичной пористостью вследствие их большей способности пропускать флюиды. То есть, первичные седиментационные характеристики оказывают решающее влияние на характер пустотного пространства. С одной стороны, взаимодействие с рассолами из вышележащих солевых толщ приводит к частичному уничтожению пустотного пространства вследствие сульфатизации и галитизации. С другой стороны, процессы выщелачивания способствуют увеличению пустотного пространства.

Кольцевые структуры

Новый этап в понимании строения пласта Б1 начался с интерпретации данных СРР-3Д, по результатам которой в границах залежи пласта Б1 закартированы сейсмические аномалии, имеющие в плане кольцевую форму и характеризующиеся отличительными динамическими характеристиками волнового поля (Максимова и др., 2021; Уренко, Вахромеев, 2021; Черепанова и др., 2022).

Комплексный анализ амплитудно-частотных атрибутов (амплитуда ОГ min или ОГ max, мгновенная частота и др.) показал, что для наличия интервала с улучшенными ФЕС должно выполняться два условия одновременно: наличие ОГ min (переход от плотных пород к коллекторам) и ОГ max (обратный переход от коллекторов к плотным карбонатам) (Рис. 2).

Зоны улучшенных ФЕС на картах амплитудно-частотных атрибутов выглядят как кольцевые структуры, которые в разрезе, в большинстве случаев, приурочены к средней части пласта (Рис. 2). Этот вывод сделан на основе интерпретации данных ГИС, поскольку разрешающая способность данных сейсморазведки не позволяет выделить перспективные интервалы с такой же точностью (Черепанова и др., 2022).

В настоящее время идёт эксплуатационное бурение в выделенных кольцевых структурах, наличие улучшенных ФЕС в которых уже подтверждено.

Следует отметить, что поисково-разведочным бурением подтверждена нефтенасыщенность пород осинского горизонта практически по всей площади Среднеботуобинского месторождения. Однако, в связи с низкой проницаемостью пласта Б1, зачастую по результатам испытаний в межкольцевом пространстве получены непромышленные притоки УВ, а в некоторых случаях, притоки смогли получить только после соляно-кислотной обработки (СКО) или подземных ядерных взрывов (ПЯВ).

Таким образом, необходимо всестороннее исследование имеющихся данных по пласту Б1 и выход на прогноз перспективных зон вне кольцевых структур на количественном уровне.

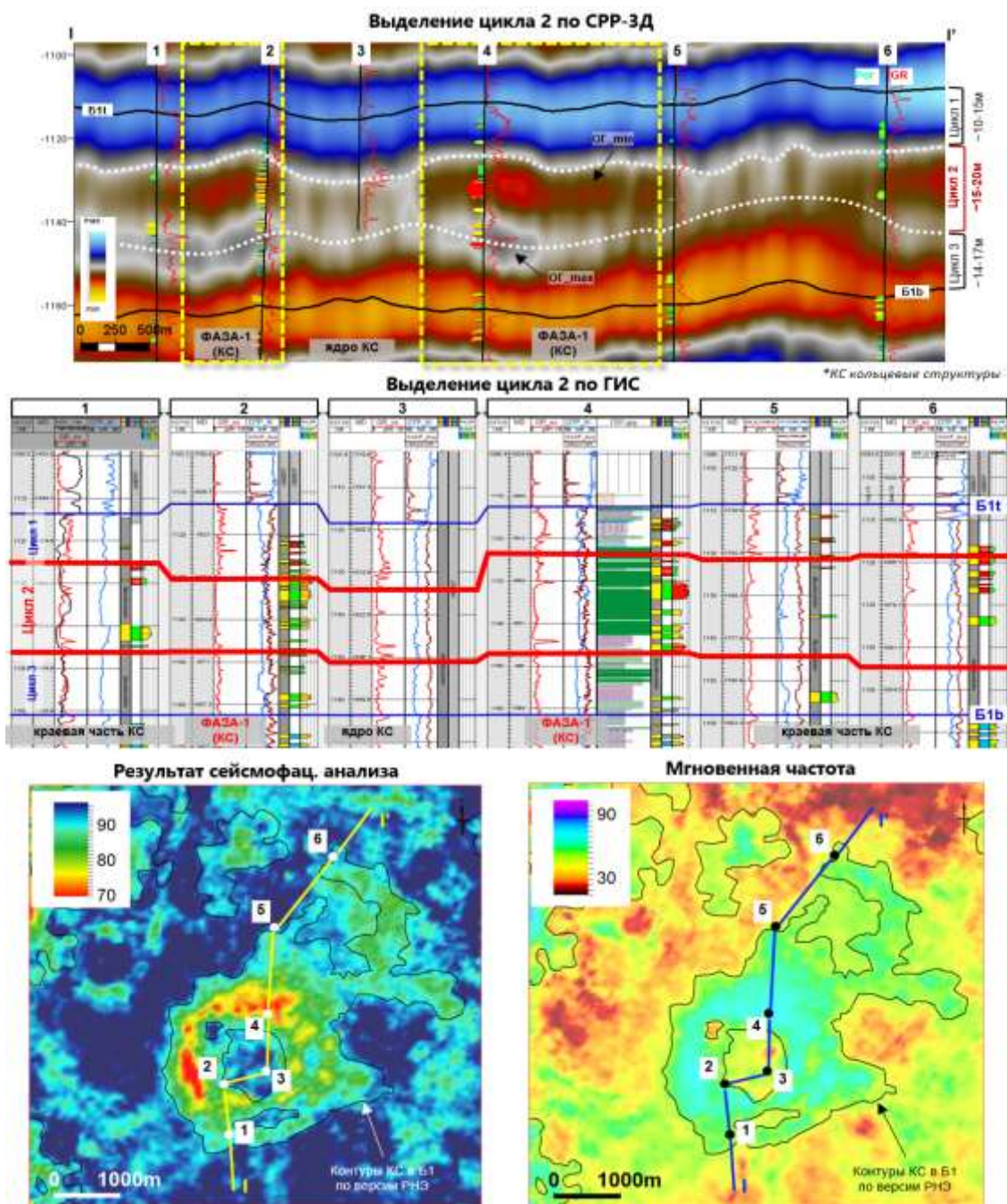


Рис. 2. Выделение кольцевых структур по данным ГИС и СРР-3Д.

Fig. 2. Identification of ring structures according to GIS and SRR-3D data.

Прогнозирование зон улучшенных ФЕС

Анализ данных ГИС в цикле 2 (в интервале, где ожидаются улучшенные ФЕС (Черепанова и др., 2022)) показал достаточно надёжную зависимость между значениями средневзвешенного коэффициента пористости (K_p) и значениями акустического импеданса (АИ, произведение скорости продоль-

ной волны и плотности) (рис. 3). При этом на графике точки скважин, пробуренных в зонах кольцевых структур, укладываются в отдельный тренд. Увеличение пористости коррелирует с преобладанием доломита в отложениях цикла 2 пласта Б1. Таким образом, доломитизация является одним из критериев выделения зон улучшенных ФЕС (Рис. 4, Рис.).

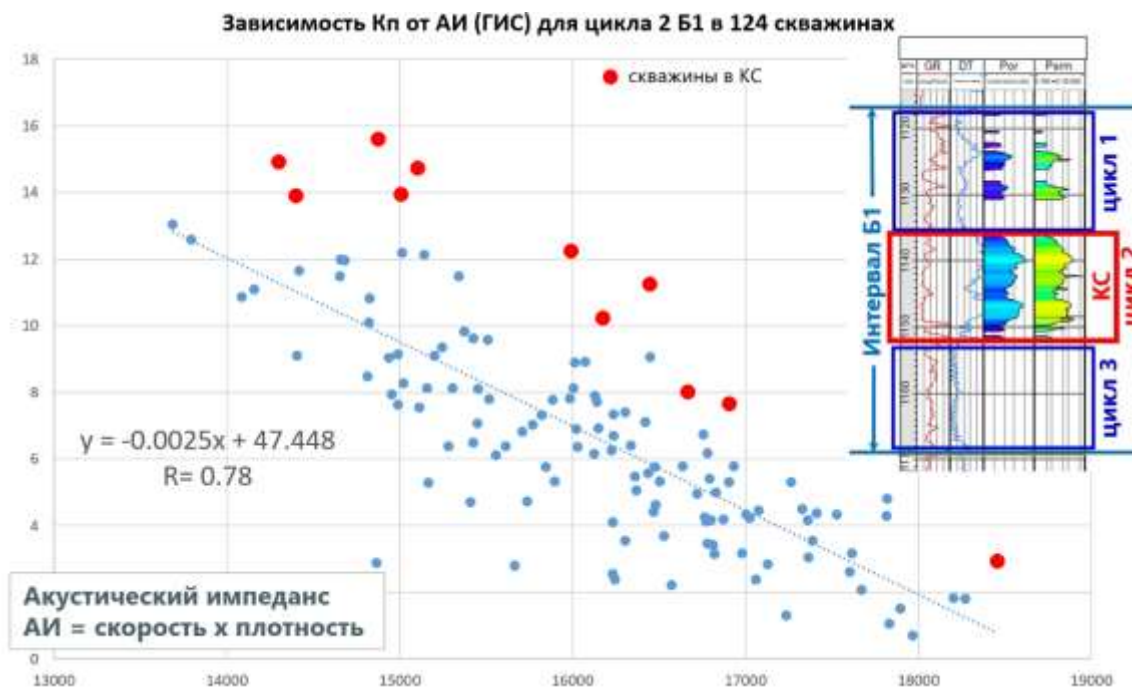


Рис. 3. Зависимость K_p от AI (по ГИС) в цикле 2 осинского горизонта на Среднеботуобинском НГКМ.

Fig. 3. Dependence of K_p on AI (from GIS) in cycle 2 of the Osinsky horizon at the Srednebotuobinsky oil and gas condensate deposit.

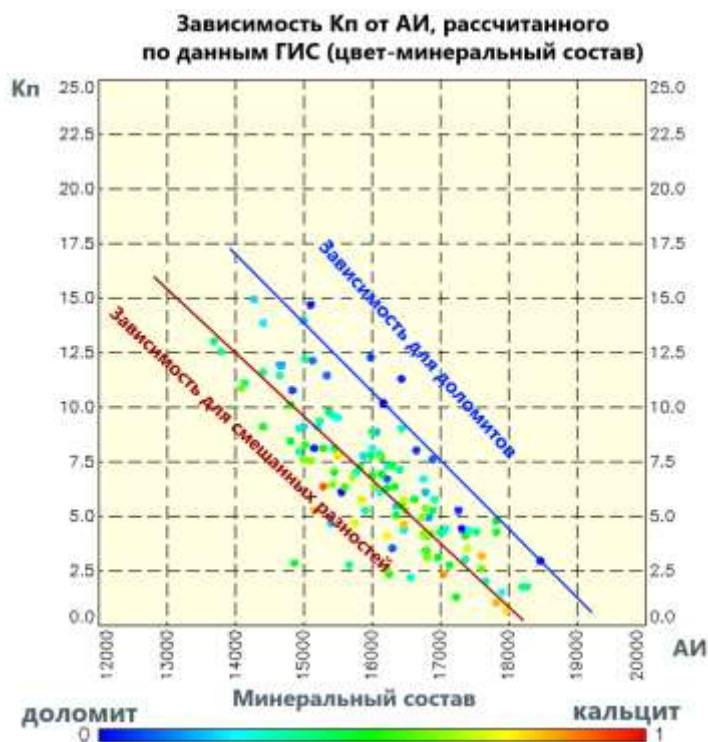


Рис. 4. Зависимости K_p от AI (по ГИС) с учётом минерального состава отложений.

Fig. 4. Dependences of K_p on AI (from GIS), taking into account mineral compositions of sediments.

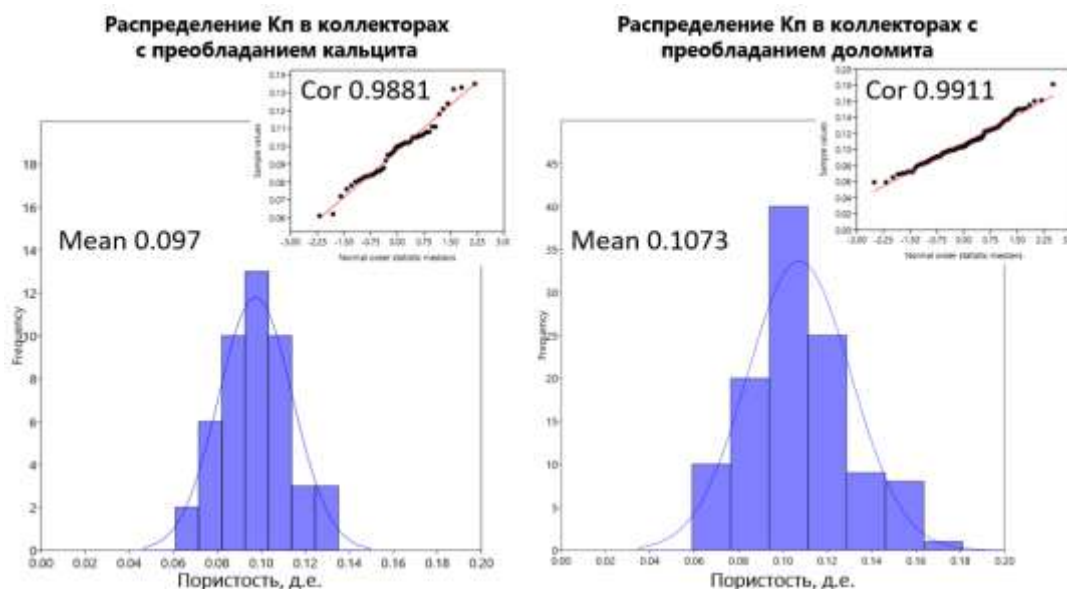


Рис. 5. Гистограммы распределения K_p в коллекторах цикла 2 пласта Б1 с разной степенью доломитизации.

Fig. 5. Histograms of K_p distribution in collectors of cycle 2 of layer B1 with different degrees of dolomitization.

На гистограмме распределения значений акустического импеданса (АИ) по данным ГИС отчетливо прослеживается разделение доминантных значений, соответствующих коллекторам и неколлекторам (Рис. 6). При переходе в сейсмический диапазон частот

(Рис. 7) разделение доминантных значений коллектор/неколлектор сохраняется, а значит, существует потенциальная возможность картирования коллекторов по акустическому импедансу в объеме данных СРР-3Д с определенной степенью вероятности.

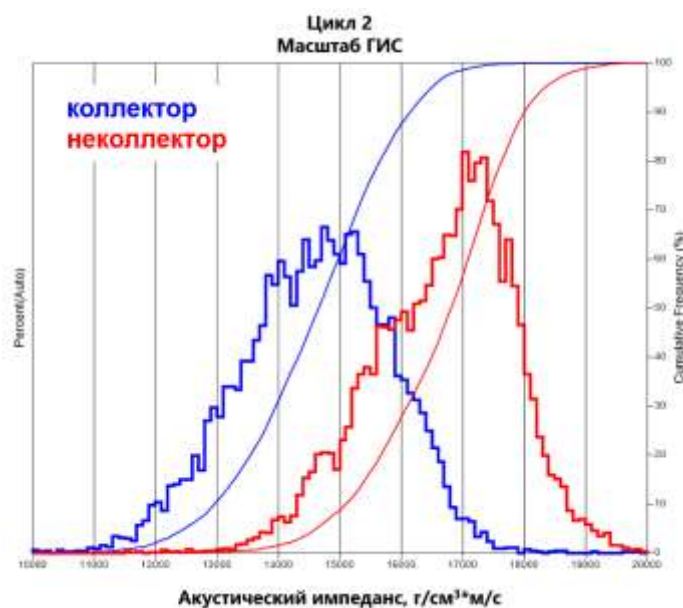


Рис. 6. Разделение коллектор/неколлектор по значениям АИ в масштабе данных ГИС.

Fig. 6. Collector/non-collector discrimination by AI values at the scale of GIS data.

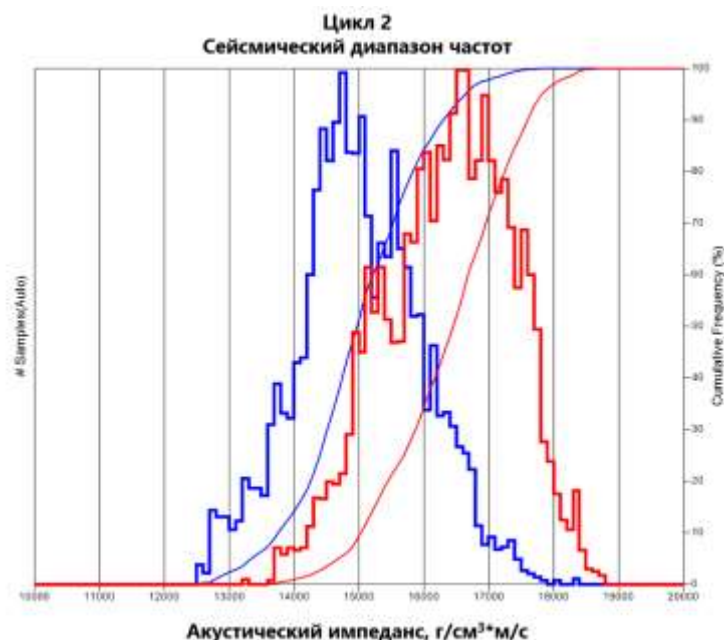


Рис. 7. Разделение коллектор/неколлектор по значениям АИ в сейсмическом диапазоне частот.

Fig. 7. Discrimination of collector/non-collector by AI values in the seismic frequency range.

При этом, в циклах 1 и 3 подобного разделения коллектор/неколлектор в сейсмическом диапазоне частот не наблюдается, а значит, прогноз по данным СРР-3Д возможен только для средней части пласта Б1.

Достоверность прогноза зависит от точности петрофизических зависимостей. К настоящему времени керн из осинского горизонта отобран в 16 скважинах, как в кольцевых структурах, так и в межкольцевом пространстве; проведены расширенные исследования керна; во всех скважинах с отбором керна выполнен расширенный комплекс ГИС. На основе последних актуальных данных обновляется петрофизическая модель (ПФМ) и актуализируется интерпретация данных ГИС (РИГИС), что позволит более надёжно выделять коллектора в осинском горизонте.

В дальнейшем предполагается проведение инверсионных преобразований данных СРР-3Д на основе новых петрофизических данных. При условии построения надёжных зависимостей K_p и $N_{эф}$ от значений АИ в сейсмическом масштабе частот ожидается более оптимальный площадной прогноз перспективных зон с целью постановки эксплуатационного бурения.

Выводы

1. Зоны улучшенных ФЭС осинского горизонта на Среднеботуобинском НГКМ приурочены, преимущественно, к кольцевым аномалиям.
2. Поиск зон улучшенных ФЭС в межкольцевом пространстве для вовлечения запасов УВ в разработку становится все более и более актуальным для обеспечения строительства эффективных эксплуатационных скважин.
3. Обоснованы предпосылки к выделению коллекторов по данным СРР-3Д на количественном уровне, что предполагает возможность площадного прогноза перспективных зон с высокой вероятностью.

Литература

Максимова Е.Н., Чертина К.Н., Бобылев К.Д., Зюзев Е.С., Торгашова Л.В., Крохалева О.А. Литологическое строение осинского подгоризонта и выявление перспективных зон развития коллекторов по методике Дж. Лусиа на примере Среднеботуобинского месторождения // Нефтяная провинция. 2021. № 1(25). С. 18–40. DOI <https://doi.org/10.25689/NP.2021.1.18-40>

Уренко Р.С., Вахромеев А.Г. Выделение органических построек осинского горизонта по

данным 2D- и 3D-сейсморазведки в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Науки о Земле и недропользование. 2021. Т. 44. № 1. С. 30–38. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-1-30-38>

Черепанова К.В., Пормейстер Я.А., Долгова Е.И., Гайдук А.В., Чиргун А.С., Перевозчиков С.Н. Анализ фильтрационно-емкостных свойств и методика выделения кольцевых аномалий осинского горизонта Среднеботуобинского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2022. № 3. С. 8–11. DOI: 10.24887/0028-2448-2022-3-8-11

References

Maksimova E.N., Chertina K.N., Bobylev K.D., Zyuzev E.S., Torgashova L.V., Krokhalova O.A. Lithological structure of the Osinsky subhorizon and identification of promising zones of collectors de-

velopment by the method of J. Lusia on the example of the Srednebotuobinsky field // Oil province. 2021. No. 1 (25). P. 18–40. DOI <https://doi.org/10.25689/NP.2021.1.18-40>

Urenko R.S., Vakhromeev A.G. Identification of organogenic structures of the Osinsky horizon according to 2D and 3D seismic data in the northeastern part of the Nepa-Botuobinsky antecline. Earth sciences and subsoil use. 2021. Vol. 44, No. 1. P. 30–38. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-1-30-38>

Cherepanova K.V., Pormeister Ya.A., Dolgova E.I., Gaiduk A.V., Chirgun A.S., Perevozchikov S.N. Analysis of porosity and permeability properties and a method for identifying ring anomalies of the Osinsky horizon in the Srednebotuobinsky field // Oil economy. 2022. No. 3. P. 8–11. DOI: 10.24887/0028-2448-2022-3-8-11

Пронкина Светлана Сергеевна,

Главный специалист геолого-геофизической службы,
119049 г. Москва, вн. тер. г. муниципальный округ Якиманка, ул. Шаболовка, д. 10,
тел. +8(495)7808050 доб. 4103,
email: sspronkina@rn-exp.rosneft.ru.

Pronkina Svetlana Sergeevna,

Senior specialist of the geological and geophysical service of LLC "RN-Exploration",
119049 Moscow, vet. g. Yakimanka municipal district, Shabolovka str., 10,
tel. +8(495)7808050 ext. 4103,
email: sspronkina@rn-exp.rosneft.ru.

Калинин Павел Владимирович,

Главный специалист геолого-геофизической службы,
ООО «РН-Эксплорейшн»,
119049 г. Москва, вн. тер. г. муниципальный округ Якиманка, ул. Шаболовка, д. 10,
тел. +8(495)7808050 доб. 4168,
email: pvkalinin@rn-exp.rosneft.ru.

Kalinin Pavel Vladimirovich,

Senior specialist of the geological and geophysical service of LLC "RN-Exploration",
119049 Moscow, vet. g. Yakimanka municipal district, Shabolovka str., 10,
Tel. +8(495)7808050 ext. 4168,
email: pvkalinin@rn-exp.rosneft.ru.

Маслова Елизавета Евгеньевна,

Главный специалист геолого-геофизической службы,
ООО «РН-Эксплорейшн»,
119049 г. Москва, вн. тер. г. муниципальный округ Якиманка, ул. Шаболовка, д. 10,
тел. +8(495)7808050 доб. 4235,
email: emaslova@rn-exp.rosneft.ru.

Maslova Elizaveta Evgenievna,

Senior specialist of the geological and geophysical service of LLC "RN-Exploration",
119049 Moscow, vet. g. Yakimanka municipal district, Shabolovka str., 10,
tel. +8(495)7808050 ext. 4235,
email: emaslova@rn-exp.rosneft.ru.

Чиргун Александр Сергеевич

Аспирант,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
Начальник управления геологоразведочных работ, ресурсной базы и лицензирования,
ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча»,
тел.: +7 (3952) 648-620 доп. 3495,
г. Иркутск, ул. Байкальская, 291, БЦ «Солнечный»,
email: ChirgunAS2@tyngd.rosneft.ru.

Chirgun Alexander Sergeevich,

Graduate student,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Department of Geological Exploration, Resource Base and Licensing

ООО Таас-Юрях Нефтегазодобыча,

tel.: +7 (3952) 648-620 ext. 3495,

Irkutsk, st. Baikalskaya, 291, business center "Solnechny",

email: ASChirgun@mail.ru.

Юхневич Алексей Викторович,

аспирант,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Начальник отдела геологоразведочных работ,

ООО «Таас-Юрях Нефтегазодобыча»,

тел.: +7 (3952) 648-620 доп. 3495,

г. Иркутск, ул. Байкальская, 291, БЦ «Солнечный»,

email: white_bear9@mail.ru.

Yukhnevich Alexey Viktorovich,

Graduate student,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Section of Geological Exploration,

ООО Таас-Юрях Нефтегазодобыча,

tel.: +7 (3952) 648-620 ext. 3495,

Irkutsk, st. Baikalskaya, 291, business center "Solnechny",

email: white_bear9@mail.ru.

Выражение Марковско-Ичерской зоны дислокаций Непско-Батуобинской антеклизы в геологическом строении района Дулисьминского НГКМ

С.А. Лазаренко¹, С.В. Рассказов^{1,2}, А.П. Опара¹

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В Непско-Батуобинской антеклизе Сибирской платформы охарактеризована Соснинская валообразная складчато-надвиговая структура, формировавшаяся, предположительно, начиная с позднедевонского-раннекаменноугольного времени в условиях эпизодического проявления значительных тангенциальных напряжений с юго-востока — от структурной неоднородности Байкало-Патомского нагорья, оформившейся в позднем рифее. Присутствовал эффект сдвиговых деформаций. Показано, что тектонические смещения, реализовавшиеся по мощным пластичным слоям каменной соли, обусловили существенное различие геологического строения деформированного верхнего-среднего (надсолевого и солевого) и недеформированного нижнего (подсолевого) структурных комплексов Дулисьминского НГКМ.

Ключевые слова: нефть, газ, тектоническая структура, надвиг.

Expression of the Markovo-Ichera Dislocation Zone of the Nepa-Batuoba Antecline in Geological Structure of the Dulisma Oilgascondensated Deposit

S.A. Lazarenko¹, S.V. Rasskazov^{1,2}, A.P. Opara¹

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. In the Nepa-Botuoba antecline of the Siberian Platform, the Sosninsky swell-like fold-thrust structure is described that was formed, presumably, since the Late Devonian – Early Carboniferous under conditions of episodic displaying of significant tangential stresses from the southeast – i.e. from the structural heterogeneity of the Baikal-Patom highlands, which has formed in the Late Riphean. The effect of shear deformations occurred also. It is shown that tectonic displacements that were recognized along thick plastic layers of salt, caused a significant difference in the geological structure of the deformed lower-middle (supra-salt and saline) and undeformed lower (sub-salt) structural complexes of the Dulisma oil and gas condensate field.

Keywords: Siberian platform, oil, gas, tectonic structure, thrust.

Введение

Осадочный чехол Сибирской платформы имеет сложное строение. В юго-восточной части платформы он осложнен Предбайкало-Патомским надвиговым поясом, охватывающем большую часть Непско-Батуобинской антеклизы, в пределах которой открыты десятки месторождений нефти и газа (рис 1).

На южной переклинали Непско-Батуобинской антеклизы, в районе развития Марковско-Ичерской зоны дислокаций, находится Дулисьминское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ). Марковско-Ичерская зона дислокаций характеризуется развитием надвиговых структур в соленосном комплексе, осложняя строение осадочного чехла на месторождении.



Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых площадей.

Fig. 1. Location scheme of the areas under consideration.

При проведении сейсморазведочных работ в районе развития подобных надвиговых структур изучение геологического строения затруднено, так как осложняется процедура отслеживания отражающих границ из-за многократного преломления сейсмических волн и усиления волн-помех. При этом, изучение геологического строения в пределах зон дислокаций обусловлено перспективностью обнаружения залежей углеводородного сырья. Примером тому является открытое ОАО «Сургутнефтегаз» месторождение углеводородного сырья (УВС) севернее Пилудинского месторождения в устькутском горизонте в пределах Марковско-Ичерской зоны складок.

Цель настоящей работы – определить характер проявления Марковско-Ичерской зоны дислокаций в геологическом строении района Дулисьминского НГКМ.

Проявление Марковско-Ичерской зоны дислокаций на территории месторождения

В центральной части Дулисьминской площади по верхним структурным комплексам локализуется валообразная антиклинальная структура северо-восточного простирания Марковско-Ичерской зоны (Соснинской, по А.В. Малых (1985, 1997) (рис. 2). Зона характеризуется развитием надвиговых структур в соленосном комплексе (по типу чешуйчатого веера), рядом с которыми может находиться слабдеформированный

осадочный чехол (Сметанин, 2000). Данное явление на юге Сибирской платформы практически не изучено.

Ведущие исследователи региона (Малых, 1985, 1997; Сизых, 2001) пришли к выводу об образовании валообразной структуры в результате горизонтального перемещения соленосного и надсолевого комплексов по пластичной галогенной толще, которая при этом интенсивно дислоцировалась с образованием складок волочения и нагнетания солей в ядро принадвиговой антиклинальной складки. Формирование структуры обусловлено процессами пластических деформаций каменной соли, возникших вследствие срыва подошвы соляного уровня, под воздействием тангенциального стресса со стороны складчатого обрамления Сибирской платформы. В формировании структурного рисунка зон складчатости существенную роль могли играть сдвиговые смещения фундамента, правосторонний характер смещения которых определялся вращением Сибирского палеоконтинента (Малых, 1997).

Для всех складок Предбайкало-Патомского надвигового пояса характерна дисгармоничность чехла, в котором подсолевая толща, будучи «припаянной» к фундаменту, слабее деформирована, чем соленосная и надсолевая, а большинство положительных структур имеет соляные ядра на уровне усольской или ангарской свит и не имеют корней в подсолевых отложениях. Так, на Дулисьминском участке толщина отложений усольской свиты до кровли траппов вблизи осевой части антиклинали в скв. 205 и 32 составляет 925 м и 1023 м, а к востоку от ядра, в синклинальной зоне и на крыльях, – 80 м (скв. 4), 127 м (скв. 10), 392 м (скв. 18) (рис. 3).

В процессе формирования складок широко проявилось послойное проскальзывание в более жестких карбонатных породах – в отложениях бельской, булайской и нижеангарской свит – в смежные синклинали, что привело к образованию сдвоенного (местами строенного) разреза в указанных стратиграфических комплексах (см. рис. 2). Аномальные разрезы характеризуются увеличением толщины указанных свит в пробуренных скважинах, отображаются на сейсмическом разрезе в виде возникновения соответствующей «дублирующей» отражающей границы на меньших временах. Так, толщина отложений ниже-среднебельской подсвиты в недислоцированной зоне в скв. 31 и 45М составляет, соответственно, 265 м и 268 м, а в

зоне надвига в скважинах 205, 10 и 33 увеличивается, соответственно, до 425 м, 541 м и 800 м.

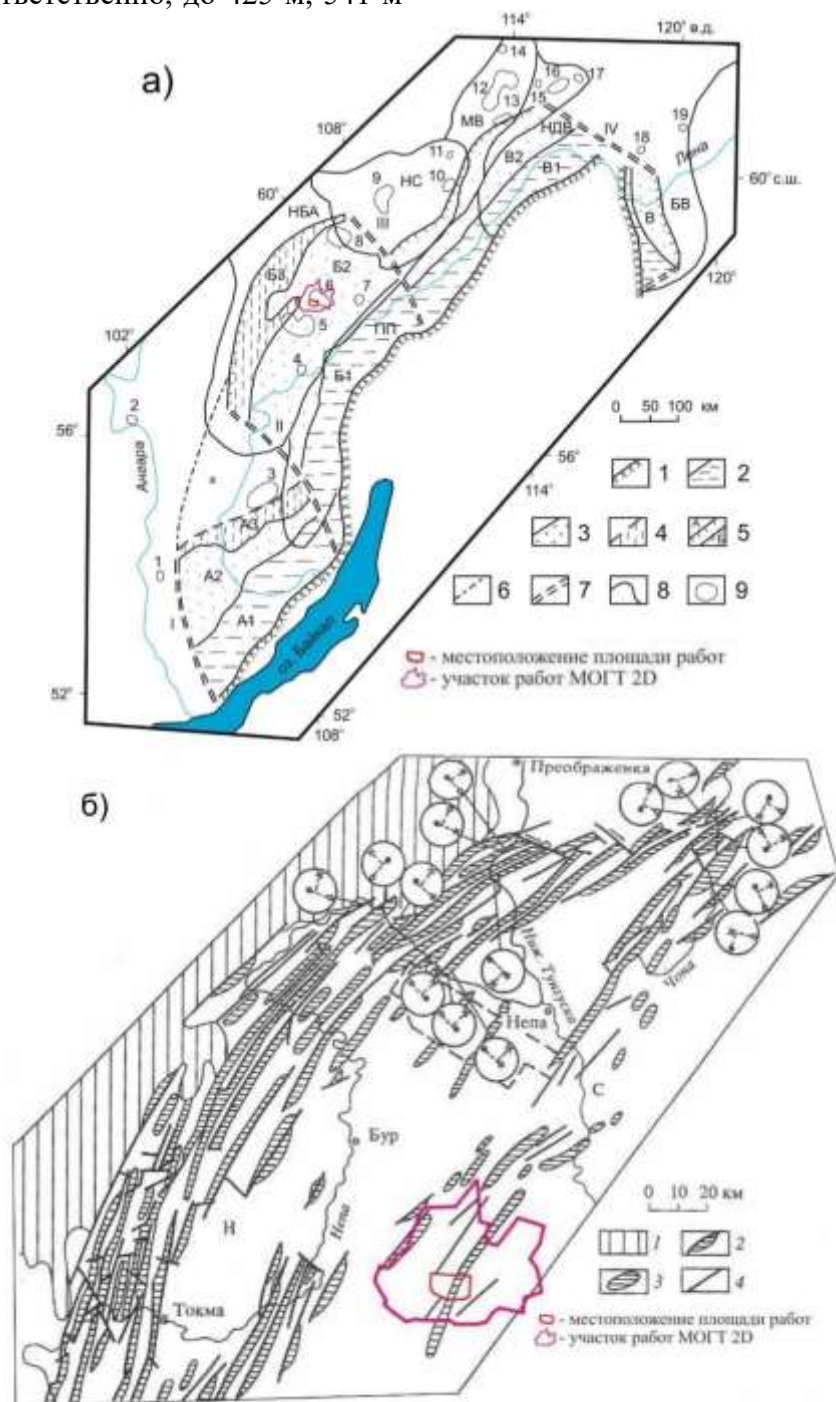


Рис. 2. Схемы Байкало-Патомского надвигового пояса (Сметанин, 2000) (а) и складчато-разрывных дислокаций надсолевой толщи (Малых, 1997) (б).

Панель а: 1 – горный фронт, 2 – прифронтальная зона, 3 – промежуточная зона, 4 – передовая зона надвигового сектора, 5 – фронтальные ограничения платформенных надвиговых секторов с завершённым (а) и незавершённым (б) циклом развития, 6 – прогнозируемая возможная граница надвигового пояса, 7 – боковые ограничения надвиговых секторов, 8 – контуры структур фундамента Сибирской платформы, 9 – месторождения нефти и газа: 1 – Атовское, 2 – Братское, 3 – Ковыктинское, 4 – Марковское, 5 – Ярахтинское, 6 – Дулиминское, 7 – Пилюдинское, 8 – Даниловское, 9 – Верхнечонское, 10 – Нижнехамакинское, 11 – Кюельское, 12 – Среднеботубинское, 13 – Хотого-Мурбайское, 14 – Маччобинское, 15 – Иктехское, 16 – Верхневилуочанское, 17 – Вилуйско-Джербинское, 18 – Березовское, 19 – Кэдэргинское; А1–А3 – зоны Предбайкальского надвигового сектора: А1 – Божехан-

ская, А2 – Верхоленская, А3 – Жигаловская; В–В2 – зоны Предпатомского надвигового сектора: В – Березовская, В1 – Приленская, В2 – Ботуобинская; I–IV – боковые ограничения: I – Приангарское, II – БайкалоУсть-Кутское, III – Ичери-Чайское, IV – Уринское; а – Ковыктинская зона разрушения осадочного чехла. Структуры фундамента: НБА – Непско-Ботуобинская антеклизы, НС – Непский свод; МВ – Мирнинский выступ, ПП – Предпатомский прогиб, НДВ – Нюйско-Джербинская впадина, БВ – Березовская впадина. *Панель б:* 1 – юго-восточный борт Тунгусской синеклизы; 2 – складко-надвиги, складко-взбосы; 3 – симметричные, асимметричные антеклизы; 4 – разрывные нарушения, зоны складок: Н – Непская, С – Соснинская.

Fig. 2. Schemes of the Baikal-Patom thrust belt (Smetanin, 2000) (a) and fold-fault dislocations of the post-salt sequence (Malykh, 1997) (b).

Panel a: 1 – mountain front, 2 – frontal zone, 3 – intermediate zone, 4 – forward zone of the thrust sector, 5 – frontal limits of platform thrust sectors with completed (a) and incomplete (b) development cycle, 6 – predicted possible boundary of the thrust belt, 7 – lateral limits of thrust sectors, 8 – contours of the Siberian platform basement structures, 9 – oil and gas fields: 1 - Atovskoe, 2 - Bratskoe, 3 - Kovykta, 4 - Markovskoye, 5 - Yarakhta, 6 - Dulisma, 7 - Pilyudinskoe, 8 - Danilovskoe, 9 - Verkhnechonskoe, 10 - Nizhnekhamakinskoe, 11 - Kyuelskoe, 12 - Srednebotuobinskoe, 13 - Khotogo-Murbaiskoe, 14 - Machchobinskoe, 15 - Iktekhskoe, 16 - Verkhnevilyuchanskoe, 17 - Vilyuisko-Dzherbinskoe, 18 - Berезovskoe, 19 - Kederginskoe; А1–А3 – zones of the Cis-Baikal thrust sector: А1 – Bozhekhanskaya, А2 – Verkholenkaya, А3 – Zhigalovskaya; В–В2 – zones of the Cis-Patom thrust sector: В – Berезovskaya, В1 – Prilenskaya, В2 – Botuobinskaya; I–IV – lateral boundaries: I – Angara, II – Baikal-Ust-Kutskoe, III – Ichero-Chaiskoe, IV – Urinskoe; (a) Kovykta zone of destruction of the sedimentary cover. Basement structures: NBA – Nepa-Botuoba antecline, NS – Nepa dome; MV – Mirny uplift; PP – Cis-Patom trough; NDV – Nyusko-Dzherba depression; BV – Berезovskaya depression. *Panel b:* 1 – southeastern edge of the Tunguska synecclise; 2 – fold-thrusts, fold-upthrows; 3 – symmetrical, asymmetric antecclises; 4 – discontinuous violations; fold zones: N – Nepa, S – Sosninskaya.

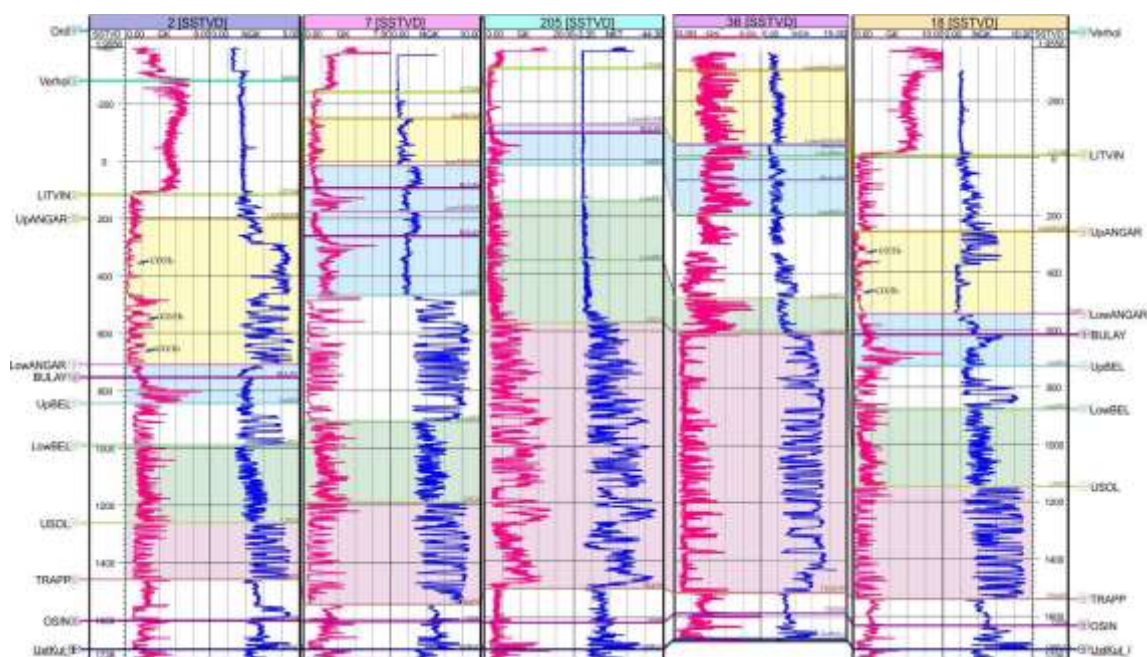


Рис. 3. Схема корреляции слоев в линии скважин 2–7–205–36–18, вскрывающих соленосный комплекс на Дулисьминском участке (Завесин и др., 2013).

Fig. 3. Scheme of correlation of layers along the line of wells 2–7–205–36–18 in the a salt-bearing complex of the Dulisma area (Zavesin et al., 2013).

Процессы формирования валообразной антиклинальной структуры привели также к перераспределению отложений солей ангар-

ской свиты. По мере роста и увеличения амплитуды сводовой части складки происходило «отжимание» или «сползание» солей

перекрывающей верхнеангарской подсвиты на крылья складки и в смежные синклиналильные зоны, что привело к общему уменьшению толщины отложений свиты. По данным бурения в разрезе скважин 7, 6, 34, 205, 36 и др., пройденных в сводовой части валообразной структуры, отмечается уменьшенные толщины подсвиты и отсутствие солей, по сравнению со скважинами ненарушенного блока осадочного чехла (2М, 8, 9, 10, 18, 31, 40 и др.), в которых в нижней части свиты вскрыты мощные отложения солей (см. рис. 3).

Указанный интервал на сейсмических разрезах характеризуется присутствием отражающих границ волнообразно смятой формы в интервале отложений нижеангарской подсвиты (между ОГ Н4 и Н1).

В западной части площади наблюдается система пяти линейно-вытянутых надвигов

северо-восточного простирания на уровне ангарской свиты и верхнебельской подсвиты. С северо-запада структуры ограничены тектоническими нарушениями литрического профиля, затухающими по мере приближения к кровле ниже-среднебельской подсвиты (К₂).

Валообразные складчато-надвиговые структуры Марковско-Ичерской зоны характеризуются северо-восточной ориентировкой осей, повторяющих контур складчатого обрамления Сибирской платформы. Западные крылья валов имеют залегание до 40°, более крутое, чем восточные (Малых, 1985, 1997). Выделяются «чешуи», ограниченные поверхностями надвиговых литрических разломов, имеющими падение на юго-восток (рис. 4).

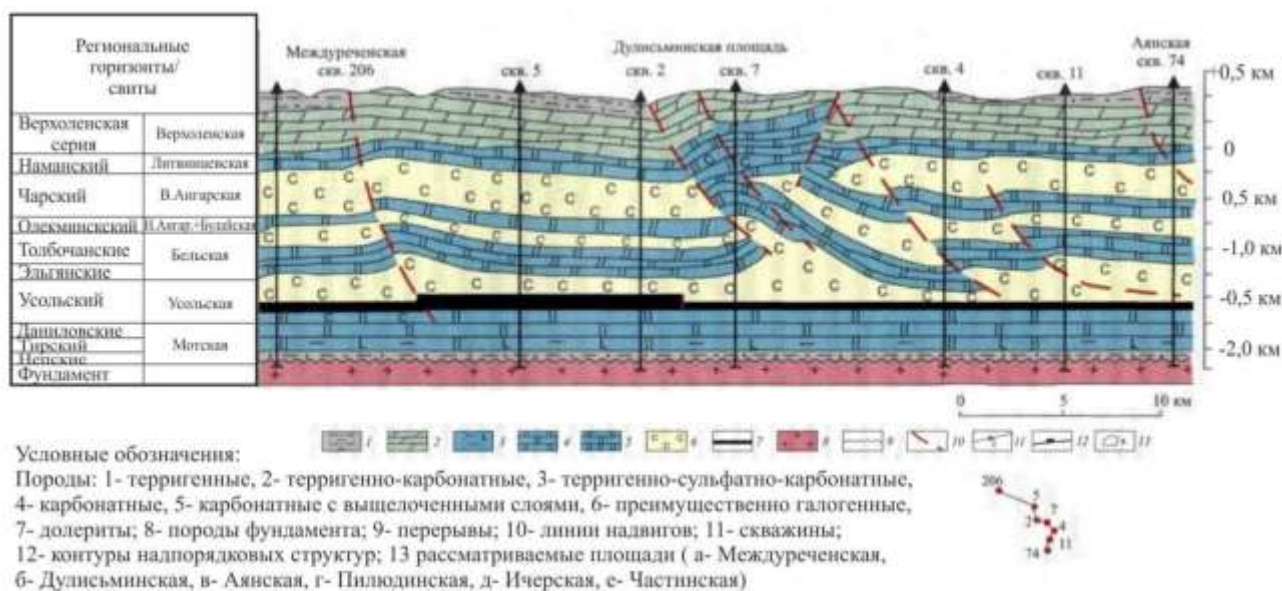


Рис. 4. Геологический разрез через Междуреченскую, Дулиньминскую и Аянскую площади юго-западной части Непско-Ботуобинской антеклизы (Шемин, 2007).

Fig. 4. Geological section through the Mezhdurechye, Dulisma, and Ayan areas of the southwestern part of the Nera-Botuoba anteclise (Shemin, 2007).

Во фронтальной части складчато-надвигового вала по кровлям ниже-среднебельской и нижеангарской подсвит картируются зоны тектонических нарушений с амплитудой смещения от 180 м до 600 м.

В пределах центральной части площади исследований ширина основной надвиговой

складчатой структуры достигает 8 км, амплитуда по отложениям усольской свиты оценивается в 930 м, по отложениям ниже-среднебельской подсвиты – в 1000 м (рис. 4), нижеангарской подсвиты – в 950 м. Ширина зоны надвигов в западной части площади составляет 1.5–3.5 км, амплитуда смещения – до 410 м.

Марковско-Ичерская зона дислокаций на сейсмических разрезах

В центральной части площади качество прослеживания горизонта ухудшается из-за дислоцированности осадочного чехла и интерференции сигнала. Здесь наблюдается зона развития надвиговой тектоники и сдвоенного геологического разреза отложений ниже-среднебельской подсвиты (рис. 4). На площади работ МОГТ 3D участок сдвоенного разреза подсвиты отображается на сейсмическом разрезе в виде возникновения «дублирующей» отражающей границы (двойная толщина пластов в зоне смятия). Корреляция выполнена по верхней отражающей границе, обозначающей кровлю отложений интервала. Информативность и качество профилей 2D в зоне дислокаций значительно ниже, чем куба 3D (Бадеева, Гинзбург, 2011).

На всех уровнях отражающих горизонтов соленосной толщи (ОГ Н1, Н4, К2) по суб-

широтным сейсмическим линиям куба МОГТ 3D в центральной части Дулисьминского участка выделяются тектонические нарушения ковшеобразного (листрического) профиля, с юго-восточным азимутом падения. Нарушения выполаживаются и затухают ближе к подошве комплекса (т.е. к кровле пластовой интрузии, ОГ Т) и веерообразно расходятся вверх (см. рис. 4).

Охарактеризованный тип разрывных нарушений приурочен к фронтальной части складчато-надвиговой структуры, за которой восточнее следует зона сложнодислоцированных отложений, интерференции сейсмического сигнала и ухудшения прослеживаемости отражающих горизонтов солевого комплекса. К северу от участка работ МОГТ 3D тектоническое строение зоны надвига не удается проследить по линиям профилей 2D. Область характеризуется нерегулярной волновой картиной и отсутствием прослеживаемости отражающих горизонтов (рис. 6) (Манухин и др., 2016).

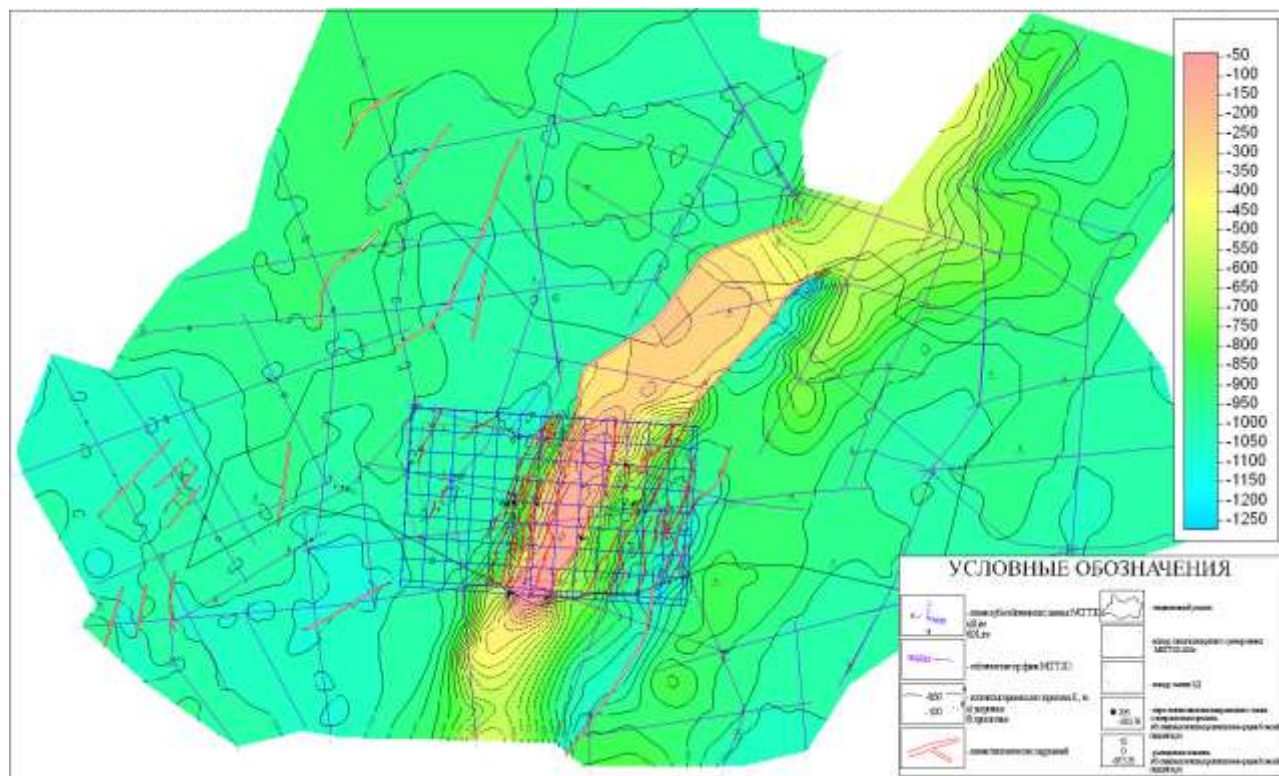


Рис. 5. Структурная карта отражающего горизонта К₂ (кровля ниже-среднебельской подсвиты) (Завесин и др., 2013).

Fig. 5. Structural map of reflecting horizon K₂ (top of the Lower-Srednebel'sky Subformation) (Zavesin et al., 2013).

Карта мощности интервала К2-А (рис. 7) иллюстрирует изменение толщины нижне-среднебельской подсвиты и усольской свиты с учетом траппового комплекса. В центральной части площади выделяется зона увеличенной толщины (1040–1500 м), приуроченная к осевой части Соснинского вала. Величина мощности отложений комплекса на крутых крыльях антиклинальной структуры составляет 750–1100 м.

Ядро складки образовано солями усольской свиты, толщина которых достигает 938 м в скважине 402. Центральная часть площади, характеризуется сдвоенным разрезом (местами строенным) нижне-среднебельской подсвиты. Толщина подсвиты в указанных

зонах достигает 573 м (скв. 502Pilot), 587 м (скв. 6), 431 м (скв. 206), 512 м (скв. 402), 541 м (скв. 10), 534 м (скв. 4), 544 м (скв. 15), 801 м (скв. 33). По изопаките 750 м восточнее зоны Соснинского вала выделяется область повышенной толщины интервала подсвиты в скважинах 21, 18, 11 (до 756–885 м), которая соответствует области валообразного антиклинального поднятия по ее кровле. Процессы образования принадвиговой антиклинали сопровождались перераспределением и нагнетанием усольских солей в ядро складки из смежных синклиналиных зон (Малых, 1985, 1997; Малых и др., 1987; Сизых, 2001).

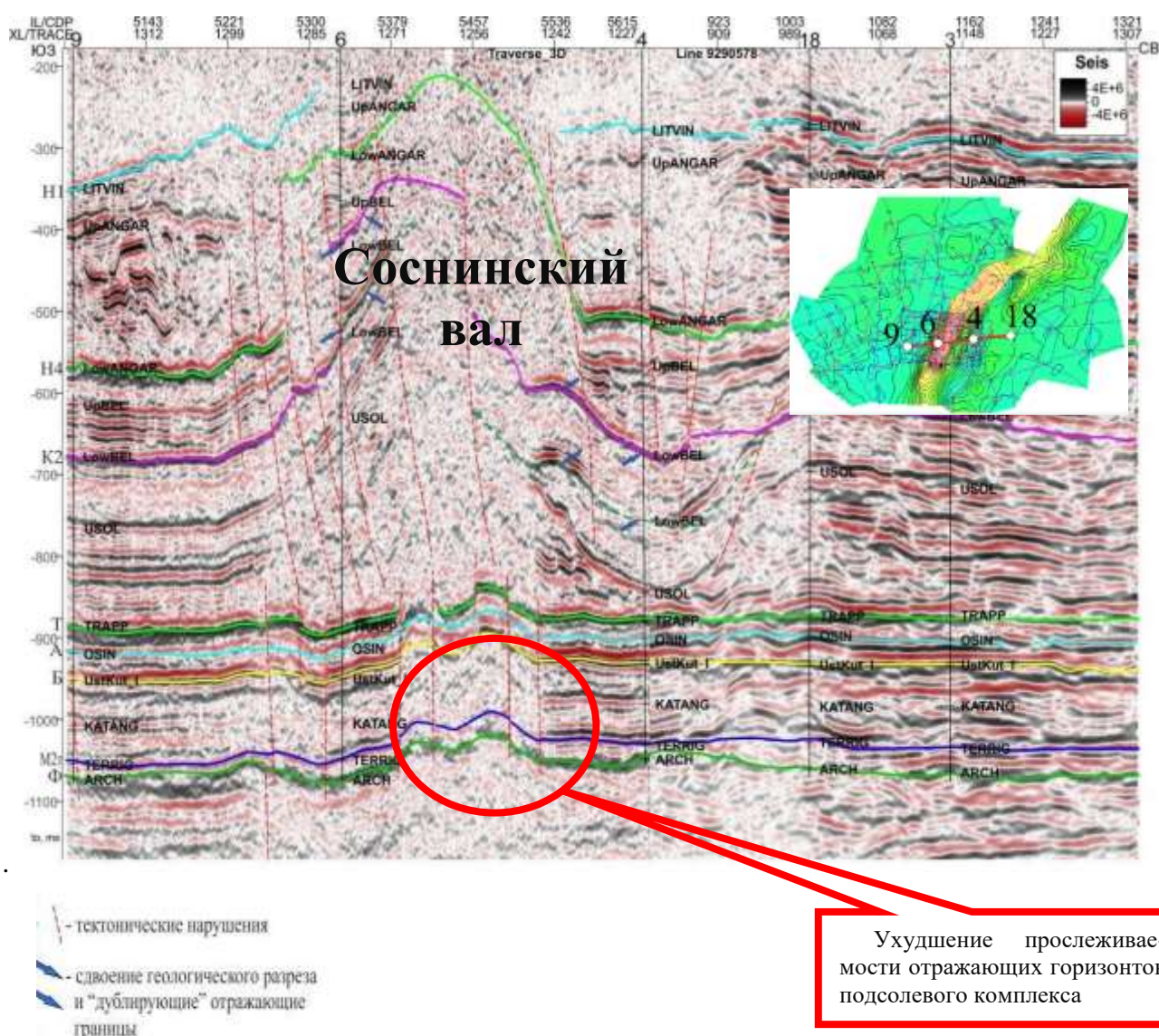


Рис. 6. Вертикальный срез сейсмического куба по траверсу скважин 9–6–4, иллюстрирующий волновую картину на Дулисьминском участке (Завесин и др., 2013).

Fig. 6. Vertical section of the seismic cube along the traverse of wells 9–6–4 that illustrates the wave pattern in the Dulisma area. (Zavesin et al., 2013).

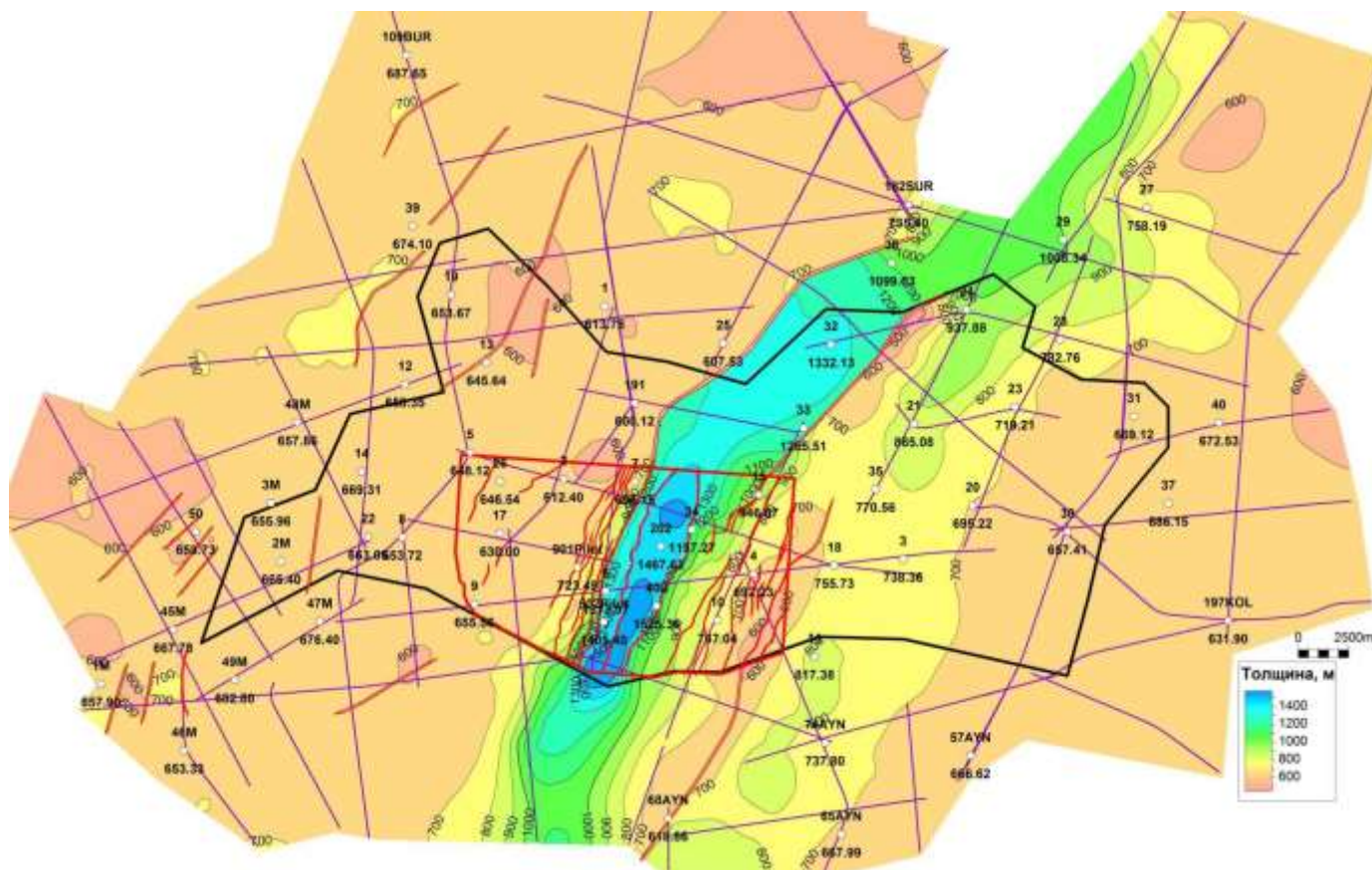


Рис. 7. Карта толщины интервала К₂–А (от кровли ниже-среднебельской подсвиты до кровли осинского горизонта усольской свиты) (Завесин и др., 2013).

Fig. 7. Thickness map of the K₂–A interval (from the top of the Nizhne-Srednebel'sky Subformation to the top of the Osinsky horizon of the Usolye Formation) (Zavesin et al., 2013).

Сокращенная толщина интервала К₂–А на востоке и западе площади исследований до значений 620–720 м связано с уменьшением объема солей усольской свиты по мере приближения к подножию Соснинского вала. Участки характеризуются относительно выдержанной величиной интервала К₂–А и согласным залеганием отложений ниже-среднебельской подсвиты и усольской свиты.

Обсуждение

Время проявления складчато-надвиговых движений в осадочном чехле

На территории исследований нижнекаменноугольные отложения залегают горизонтально и в целом согласно перекрывают кембрий-ордовикские слои, поэтому пред-

полагается развитие складчато-надвиговых деформаций в отложениях нижнего палеозоя на юге Сибирской платформы (палеоконтинента) приблизительно во время финального накопления этих слоев, в позднедевонском – раннекаменноугольном времени (Малых, 1985, 1997; Малых и др., 1987; Сизых, 2001; Акулов, 2003). Логика этого предположения исходит из структурной перестройки, которая привела к тангенциальному сжатию края платформы, резко нарушившему ход седиментации при формировании ее осадочного чехла.

Между тем, Сибирский палеоконтинент находился во взаимодействии с сопредельными геологическими структурами длительное время, в течение всего формирования осадочного чехла, с рифея до кайнозоя. По палеомагнитным данным (Константинов,

1998) в позднем рифее, в результате коллизии края Сибирского палеоконтинента с сопредельным Баргузинским террейном образовалась Байкало-Патомская дуга. Кембрийские соленосные толщи накопились позже (в раннем кембрии), тем не менее структура Байкало-Патомской дуги оказывала влияние на внутриплатформенные деформации в ходе всей послевендской геологической истории как сложившая неоднородность юго-восточного края палеоконтинента. Предполагались фазы активизации в поздней перми – раннем триасе, раннем – среднем триасе, поздней юре – раннем мелу, позднем мелу – палеогене, а также в кайнозое (Малых, 1997).

Существенные надвиговые движения, затронувшие осадочный чехол юга Сибирской платформы, происходили в средней юре (Замараев и др., 1983; Скобло и др., 2001). В конце мела и в кайнозое вдоль юго-восточного края Сибирской платформы сформировалась серия брахиформных впадин, составляющих Предбайкальский прогиб (Кайнозойские коры..., 1976). В пределах этой структуры проявлялись новейшие надвиговые деформации (Саньков и др., 2017).

Обращалось внимание на преимущественно кайнозойские К–Аг датировки сильвинитов из кембрийской толщи платформенного осадочного чехла (Малых и др., 1987). Однако снижение содержания радиогенного аргона в сильвине может быть не связано с тектоническими воздействиями, а может быть следствием его постоянных потерь из кристаллической структуры этого минерала в режиме Лапласа – потерь ничтожно-малых концентраций в течение продолжительного геологического времени. В этом случае кажущаяся К–Аг датировка существенно омолаживается относительно геологического возраста минерала (Рассказов и др., 2005).

Очевидно, что соляная тектоника и деформации, связанные с движениями по компетентным (пластичным) слоям соли в складчато-надвиговых структурах юга Сибирской платформы, могли проявляться неоднократно. Для выявления фаз таких движений требуется постановка специальных

геохронометрических исследований в конкретных геологических структурах.

Заключение

В Непско-Ботуобинской антеклизе, на примере Марковско-Ичерской зоны тектонических дислокаций, рассмотрены валообразные складчато-надвиговые структуры, которые формировались, предположительно, в позднедевонское – раннекаменноугольное время в условиях значительных тангенциальных напряжений со стороны Байкало-Патомского нагорья. Проявлялся эффект сдвиговых деформаций. Тектонические смещения реализовались по мощным пластичным слоям каменной соли и обусловили существенное различие геологического строения верхнего и среднего структурных комплексов и недеформированного нижнего комплекса подсолевых отложений.

Присутствие в разрезе осадочного чехла соляных и складчато-надвиговых структур создает сложности для получения четкой волновой картины при сейсмических работах МОГТ. В нарушенных зонах не удается получить сфокусированного изображения отражающих границ, так как сейсмический луч, в условиях сложно-деформированных слоев и крутых углах наклона, многократно отражается и преломляется на границах, что приводит к возникновению большого количества волн-помех. В центральной части площади работ наблюдается субмеридиональная зона ухудшения качества прослеживаемости отражающих горизонтов на участках профилей 2D и куба 3D, которая соответствует Марковско-Ичерской зоне тектонических дислокаций, представленной в интервале соленосного комплекса Соснинским валом.

Литература

Акулов Н.И. Среднепалеозойская тектономагматическая активизация на Сибирской платформе // Литосфера. 2003. № 2. С. 65–74.

Завесин М.А., Григорьев С.Н. и др. Переобработка и переинтерпретация результатов сейсморазведки 3D масштаба 1:25000, проведенной в центральной части Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения. Москва, 2013. 381 с.

Замараев С.М., Сизых В.И., Мешалкин С.И., Новокшенов Ю.А. Особенности строения Ангарского надвига // Геология и геофизика. 1983. № 5. С. 126–129.

Бадеева Т.П., Гинзбург И.В. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ 3D масштаба 1:25000, проведенных в центральной части Дулисьминского нефтегазоконденсатного месторождения. Иркутск, 2011. 508 с.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / С.Ф. Павлов, С.А. Кашик, Т.К. Ломоносова, В.П. Мазиллов, В.М. Климанова, В.Г. Рыбаков. Новосибирск: Изд-во «Наука». Сиб. отд-ние, 1976. 160 с.

Завесин М.А., Григорьев С.Н. и др. Отчет по теме: «Переобработка и переинтерпретация результатов сейсморазведочных работ МОГТ 3D масштаба 1:25000, проведенных в центральной части Дулисьминского НГКМ». Москва, 2013. 381 с.

Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Иркутск, 1998. 151 с.

Малых А.В. Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985, Т. 26, № 6. С. 31–37.

Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. 2. С. 28–38.

Малых А.В., Замараев С.М., Рязанов Г.В., Гелетий Н.К. Тектоника центральной части Непского свода. Новосибирск: Наука, 1987. 81 с.

Манухин С.В., Стариков М.А. и др. Дополнение к технологической схеме разработки Дулисьминского месторождения. АО «Тандем» по заказу ЗАО «НК «Дулисьма». Тюмень, 2016 г. 595 с.

Расказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В., Ясныгина Т.А., Демонтерова Е.И., Ильясова А.М. Радиоизотопная геология в зада-

чах и примерах. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2005. 268 с.

Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднелайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.

Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001. 141 с.

Сметанин А.В. Предбайкало-Патомский надвиговой пояс // Геология нефти и газа. 2000. № 1. С. 14–20.

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 467 с.

References

Akulov N.I. Middle Paleozoic tectonomagmatic activation on the Siberian Platform // Lithosphere. 2003. No. 2. С. 65–74.

Badeeva T.P., Ginzburg I.V. Report on the results of 3D CDP seismic surveys, scale 1:25000, carried out in the central part of the Dulisma oil and gas condensate field. Irkutsk, 2011. 508 p.

Cenozoic weathering crusts and sedimentary formations of the Western Baikal region / S.F. Pavlov, S.A. Kashik, T.K. Lomonosov, V.P. Mazilov, V.M. Klimanov, V.G. Rybakov. Novosibirsk: Publishing House "Nauka". Siberian Branch", 1976. 160 p.

Konstantinov K.M. Dynamic physical-geological model of the Baikal folded region based on paleomagnetic data. Dissertation for the degree of candidate of geological and mineralogical sciences, Irkutsk, 1998. 151 p.

Malykh A.V. Fields of tectonic stresses in the folds of the Nepa and Sosninsk folding zones in the south of the Siberian Platform // Geology and Geophysics. 1985, Vol. 26, No. 6. P. 31–37.

Malykh A.V. Comparative analysis and genesis of folded structures in the eastern part of the Irkutsk amphitheater // Geotectonics. 1997. No. 2. P. 28–38.

Malykh A.V., Zamaraev S.M., Ryazanov G.V., Gelety N.K. Tectonics of the central part of the Nepa Arch. Novosibirsk: Nauka, 1987. 81s.

Manukhin S.V., Starikov M.A. et al. Addition to the technological scheme for the development of the Dulisma deposit. JSC "Tandem" by order of CJSC "NC" Dulisma ". Tyumen, 2016. 595 p.

Rasskazov S.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., Yasnygina T.A., Demonterova E.I., Ilyasova A.M. Radiogenic isotope geology in problems and examples. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2005. 268 p.

Sankov V.A., Parfeevets A.V., Miroshnichenko A.I., Byzov L.M., Lebedeva M.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Kovalenko S.N. Late Cenozoic faulting and stress state of the southeastern part of the Siberian Platform // Geodynamics and Tectonophysics. 2017. V. 8. No. 1. S. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.

Sizykh V.I. Sharyazh-thrust tectonics of outskirts of ancient platforms. Novosibirsk, Publishing house of SO RAN, 2001. 141 p.

Skoblo V.M., Lyamina N.A., Rudnev A.F., Luzina I.V. Continental Upper Mesozoic of Cisbaikalia and Transbaikalia (stratigraphy, sedimentation conditions, correlations). Publishing House of SB RAS, 2001. 332 p.

Smetanin A.V. Cis-Baikal-patom thrust belt // Geology of Oil and Gas. 2000. No. 1. P. 14–20.

Shemin G.G. Geology and prospects of oil and gas potential of the Vendian and Lower Cambrian of the central regions of the Siberian Platform (Nepa-Botuoba, Baikite anteklises and Katanga saddle). Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2007. 467 p.

Zamaraev S.M., Sizykh V.I., Meshalkin S.I., Novokshonov Yu.A. Structural features of the Angara thrust // Geology and Geophysics. 1983, No. 5. P. 126–129.

Zavesin M.A., Grigoriev S.N. et al. Re-processing and reinterpretation of the results of the 1:25000 scale 3D seismic survey carried out in the central part of the Dulisma oil and gas condensate field. Moscow, 2013. 381 p.

Лазаренко Сергей Алексеевич,
аспирант,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: s.a.lazarenko97@ya.ru.
Lazarenko Sergey Alekseevich,
Graduate student,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: s.a.lazarenko97@ya.ru.

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
зав. лабораторией,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
зав. кафедрой,
email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilyevich,
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of Laboratory,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Chair,
email: rassk@crust.irk.ru.

Опара Алексей Павлович,
аспирант,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
email: opara1997@mail.ru.
Opара Aleksey Pavlovich,
Graduate student,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: opara1997@mail.ru.

Мониторинг окружающей среды

УДК 550.844+546.791.027+632.126
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.36>

Разработка Листвянского, Бугульдейского и Ольхон-Приольхонского мониторинговых полигонов на Байкале: обзорное изучение микроэлементов и изотопов U в речных и подземных водах

Е.П. Чебыкин^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,3}, А.М. Ильясова¹,
С.В. Снопков^{3,4}, С.Н. Коваленко³

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

³Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

⁴Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

Аннотация. Приводятся результаты обзорных исследований микроэлементов и отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($OA4/8$) в подземных и поверхностных водах Листвянского, Бугульдейского и Ольхон-Приольхонского полигонов комплексного мониторинга, организованного с 2020 г. На Листвянском полигоне получен широкий интервал значений $OA4/8$ от 1.67 до 2.5 в зоне Обручевского разлома в районе пос. Б. Коты, на Бугульдейском и Ольхон-Приольхонском полигонах – интервал значений $OA4/8$ от 1.25 до 2.70 в зоне Приморского разлома. Эти значения характеризуют общий деформационный режим в крупных активных разломах центральной части Байкальской рифтовой зоны. Вода р. Бугульдейка отличается по микроэлементному составу и значениям $OA4/8$ от воды ее притока Куртун в связи с расположением бассейнов этих рек в породах обнаженного фундамента Сибирской платформы и ее осадочного чехла, включающего эвапоритовые карбонатные отложения. На о-ве Ольхон определена подземная вода, отличающаяся по элементному составу от глубинной байкальской воды.

Ключевые слова: подземные воды, поверхностные воды, мониторинг, землетрясения, Байкал.

Development of the Listvyanka, Buguldeyka, and Olkhon-Priolkhonye Monitoring Polygons of the Baikal: Prospecting Study of Trace Elements and U Isotopes in Waters from Rivers and Groundwaters

E.P. Chebykin^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,3}, A.M. Ilyasova¹,
S.V. Snopkov^{3,4}, S.N. Kovalenko³

¹Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

²Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia

³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

⁴Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Abstract. The results of prospecting studies of trace elements and activity ratio $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($AR4/8$) in surface waters and groundwaters from the Listvyanka, Buguldeyka, and Olkhon-Priolkhonye polygons of integrated monitoring, organized since 2020, are presented. At the Listvyanka polygon, wide interval of $AR4/8$ from 1.67 to 2.5 is obtained for groundwater in the Bolshie Koty village, at the Buguldeyka and Olkhon-Priolkhonye polygons that are located in the zone of the Primorsky fault – an interval of $AR4/8$ from 1.25 to 2.70. These values is general characteristic of large active faults of the central Baikal Rift Zone. Water from the Buguldeyka River differs in terms of both trace element compositions and $AR4/8$ values from those of its tributary Kurtun due to location of these rivers basins in rocks of the exposed basement of the Siberian Platform and its sedimentary cover, including evaporate carbonate sediments. On the Olkhon island, determined is groundwater that differs in elemental composition from the deep Baikal water.

Keywords: groundwater, surface water, monitoring, earthquakes, Baikal.

Введение

В центральной части Байкальской рифтовой системы с 2020 г. организуется комплексный мониторинг опасных геологических процессов. Пилотная сеть состоит из трех пунктов – «Бугульдейка», «Приольхонье» и «Листвянка», – каждый из которых оснащен современным высокоточным цифровым оборудованием, включающим в себя широкополосную сейсмическую станцию, приемник GPS, деформометры, датчик эманий почвенного радона, станцию наблюдений за электромагнитным полем Земли. Осуществляется сбор количественной информации о деформациях горных пород, современных движениях, вариациях геофизических полей для решения теоретических и прикладных вопросов геодинамики и сейсмологии, в том числе для разработки способов прогноза землетрясений. В окрестностях пунктов проводятся наблюдения за характером проявления некоторых экзогенных процессов (Семинский и др., 2022).

Одно из направлений исследований – гидрогеохимический мониторинг подземных и поверхностных вод. В 2012–2015 гг. авторами разрабатывался Култукский мониторинговый полигон для сеймопрогностических целей. В обзорное опробование было вовлечено более 40 станций подземных и поверхностных вод (Рассказов и др., 2015). К настоящему времени количество станций на Култукском полигоне приближается к 50-ти (Ильясова, Снопков, 2023). Параллельно проводилось опробование природных вод на других территориях Прибайкалья.

В период организации и проведения мониторинга в центральной части Байкальской рифтовой системы произошли сильные и умеренные землетрясения. Цель настоящей работы – провести анализ данных, полученных при обзорном изучении природных вод на Листвянском, Бугульдейском и Ольхон-Приольхонском полигонах (рис. 1) в связи выполнением задач по новому проекту организации комплексного мониторинга опасных геологических процессов на Байкальской природной территории.



Рис. 1. Схема распределения сильных и умеренных землетрясений Байкало-Хубсугульской сейсмической области в 2014–2022 гг. Афтершоки не показаны. Землетрясения 2014–2015 гг.: X – Северо-Хубсугульское, Гл – Голоустное. Землетрясения 2020–2021 гг.: Kr – умеренное Кыренское в Тункин-

ской долине, М – умеренное Муринское в Южно-Байкальской впадине, Б – сильное Быстринское, Кд – сильное Кударинское, Х – сильное Хубсугульское. Использован каталог (Карта..., 2023). Полигоны мониторинга подземных вод: КП – Култукский, ЛП – Листвянский, БП – Бугульдейский, ОПОП – Ольхон-Приольхонский.

Fig. 1. Scheme of distribution of strong and moderate earthquakes in the Baikal-Khubsugul seismic region in 2014–2022. Aftershocks are not shown. Earthquakes of 2014–2015: X – North-Khubsugul, Гл – Goloustnoe. Earthquakes in 2020–2021: Кр – moderate Kyren in the Tunka Valley, М – moderate Murin in the South Baikal Basin, Б – strong Bystraya, Кд – strong Kudara, Х – strong Khubsugul. The catalog (Map..., 2023) is used. Groundwater monitoring polygons: КП – Kultuk, ЛП – Listvyanka, БП – Buguldeyka, ОПОП – Olkhon-Prionkhonye.

Методика отбора хранения проб воды, методика ИСП-МС анализа элементов и изотопов

Этот полигон включает опробование на участке п. Листвянка и Б. Котов (рис. 2). Подземные воды п. Листвянка опробованы в

скважинах вдоль всего поселка. Подземные воды в п. Б. Коты были отобраны из родников (естественные выходы) в долине р. Б. Коты, а также из скважин (глубина 24–45 м) в частном секторе на западном краю поселка.

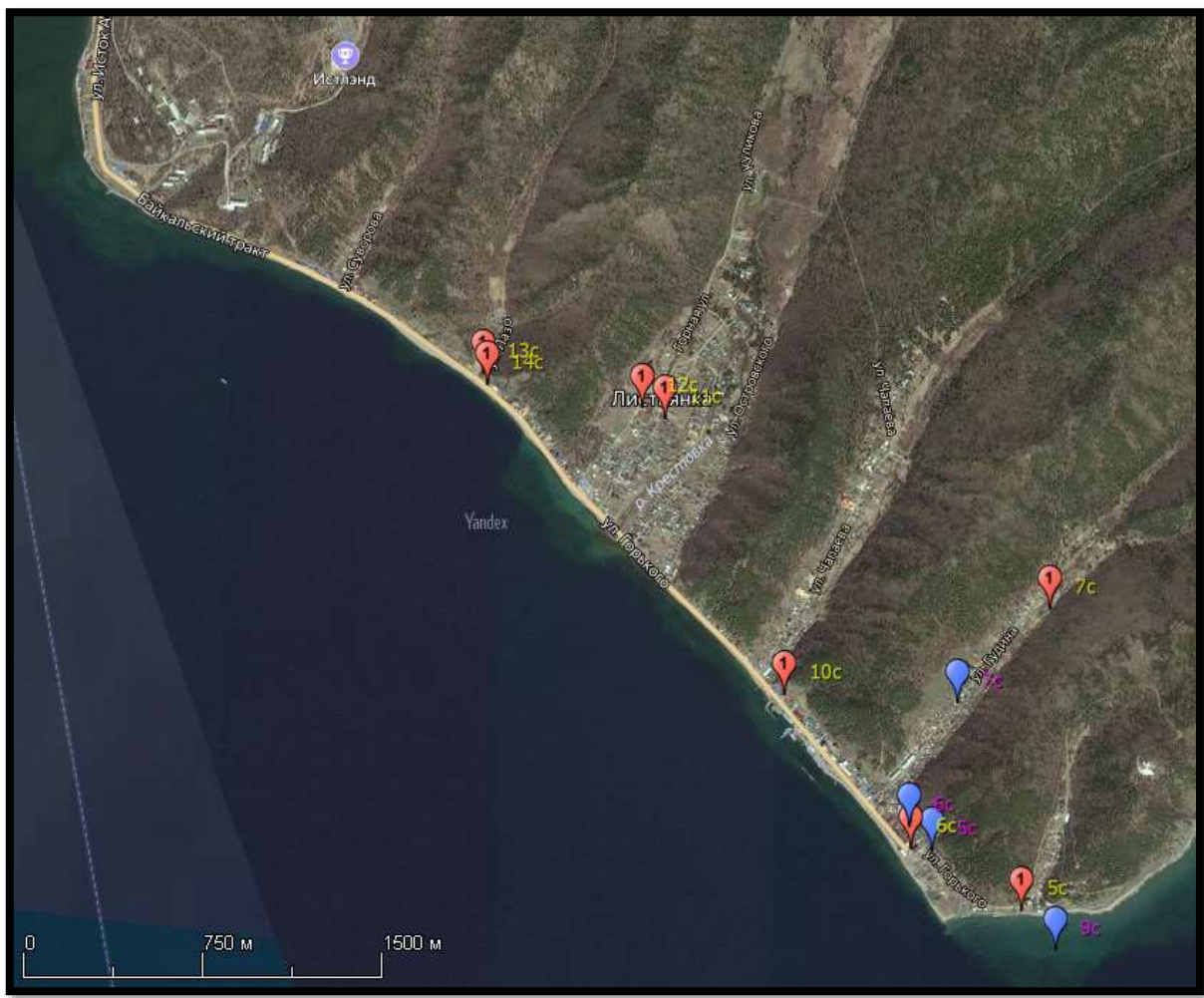




Рис. 2. Карта опробования водопунктов в п. Листвянка (верхняя панель) и космоснимок с указанием мест отбора проб в п. Большие Коты (нижняя панель). Желтые символы – вода из рек, сиреневые – из родников, красные – из скважин.

Fig. 2. Map of water sampling sites in Listvyanka settlement (upper panel) and satellite image with sampling sites in Bolshiye Koty settlement (lower panel). Yellow symbols – water from rivers, lilac – from springs, red – from wells.

По элементному составу эти два типа вод п. Большие Коты сильно различаются (рис. 3). Усредненный элементный состав родников практически идентичен усредненному составу вод р. Б. Коты, т. е. родники являются естественными выходами подруслового стока. Заметное обогащение родниковой воды относительно речной Zn (в 3 раза) и Cl (в 2 раза) определяется вкладом родника ВК9, расположенного вблизи устья р. Б. Коты. Возможно, что повышенная концентрация этих элементов в роднике является индикатором

антропогенного влияния (застройка русла домами частного сектора) или же обусловлена подтоком более глубоких вод, обогащенных Cl и Zn, однако последнее утверждение компрометирует данные по U и W (см. ниже). Повышение концентраций Mn и Fe, а также небольшое повышение концентраций других элементов в родниковых водах, вероятно, возникает в результате более интенсивного взаимодействия «вода-порода», «вода-почва» (экстракция, вынос

тонкодисперсных коллоидов) при инфильтрации речных вод.

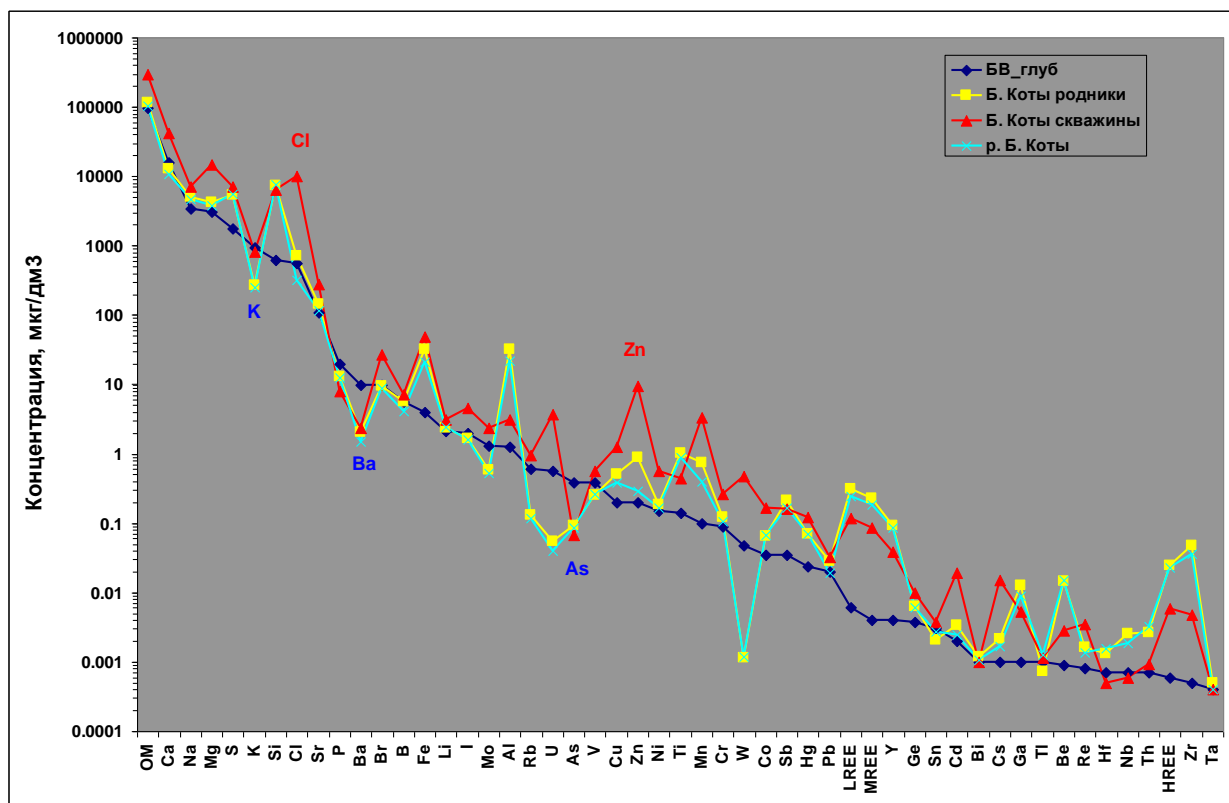


Рис. 3. Средняя концентрация химических элементов в родниках и скважинах пос. Б. Коты и в реке Б. Коты (выше поселка и в устье) в сопоставлении с глубиной водой оз. Байкал. Синим шрифтом отмечены элементы, концентрации которых во всех пробах понижены относительно глубоководной байкальской воды, красным – элементы вероятного антропогенного загрязнения родниковых вод в устьевой части р. Б. Коты.

Fig. 3. The average concentration of chemical elements in waters from springs and wells of the Bolshie Koty village and in those from the the Bolshie Koty River (in its upper current and at the mouth) in comparison with the deep water from Lake Baikal. Element concentrations in all samples that are lower than in the deep Baikal water are marked in blue; those of probable anthropogenic pollution of spring waters in the mouth of the Bolshie Koty River – by red.

Общая минерализация родников 110–120, а рек 100–120 мг/дм³ (р. Б. Коты и р. М. Коты) по элементному составу практически идентичны. Подземная вода, вскрытая скважинами на глубину несколько десятков метров, более минерализована (240–340 мг/дм³) и обогащена относительно родниковой воды примерно половиной химических элементов. Небольшие степени обогащения (до 2 раз по усредненным данным) характерны для Pb, Ba, B, S, Li, Na, Fe, Ti, Ge, Hg, Sn и Sr. Другими элементами скважинная вода обогащена в большей степени: Re, Cr, V, Cu, Co, I, Br, K, Ni, Ca, Mg, Mo и Mn – в 2–5 раз, Cd, Cs, Rb – в 5–7 раз, Zn – в 11 раз, Cl – в 14 раз, U – в 68 раз и W – в 413 раз. В последних

двух случаях высокая степень обогащения обусловлена не столько высокими концентрациями U и W в скважинной воде, сколько их низкими концентрациями в родниковой воде (U ~ 0,06, W ~ 0,001 мг/ дм³), которая на порядок ниже (в 10 и 40 раз, соответственно) даже по сравнению с глубоководной водой оз. Байкал. Родниковая вода обогащена относительно скважинной Si, Bi, Ta, Sb, As и P – до 2 раз, Ti, Ga, Y, REE, Hf, Th, Nb и Be – в 2–5 раз, Zr и Al – в 10 раз.

Подземная вода п. Б. Коты (как родниковая, так и скважинная) обогащена относительно глубоководной байкальской воды (БВ_глуб) большинством химических элементов. Их число и степень обогащения,

очевидно, разные для родниковой и скважинной воды. Общими чертами для этих вод (для всех исследованных образцов) являются пониженные (относительно БВ_глуб) концентрации К, Ва, и As и повышенные концентрации Be, Na, Mg, Al, Si, S, Ti, Mn, Fe, Co, Zn, Ga, Sr, Y, Cs и REE.

В береговой зоне пос. Б. Коты выявляется резкое различие компонентного состава родниковых и скважинных вод зоны Обручевского разлома (рис. 4). В тех и других участвует компонент глубинного резервуара Южного Байкала. В родниковой воде Б. Котовской и М. Котовской речных долин озерный компонент ЮБР обедняется ураном в восстановленной среде с переходом в компонент ВКБВ. Компонент смешения с ВКБВ отличается повышенным $OA4/8$ (до 2.5),

обусловленным деформационным эффектом, и повышенной концентрацией U, свидетельствующей о вскрытии трещинами окисленных пород. В отличие от родников, скважины на западном борту Б. Котовской долины вскрыли байкальскую воду в застойной окисленной среде со смешением компонентов, подобным крутому тренду подземных вод Листвянской зоны (Рассказов и др., 2020). В скважине ВК-6 (глубина 24 м) для воды получено значение $OA4/8 = 1.96$, соответствующее компоненту ЮБР, в скважине ВК-7 (глубина 45 м) – пониженное значение $OA4/8$ (1.67). Концентрации U (соответственно, 2.5 и 3.5 мкг/дм³) почти на порядок превысили содержание в глубинной байкальской воде.

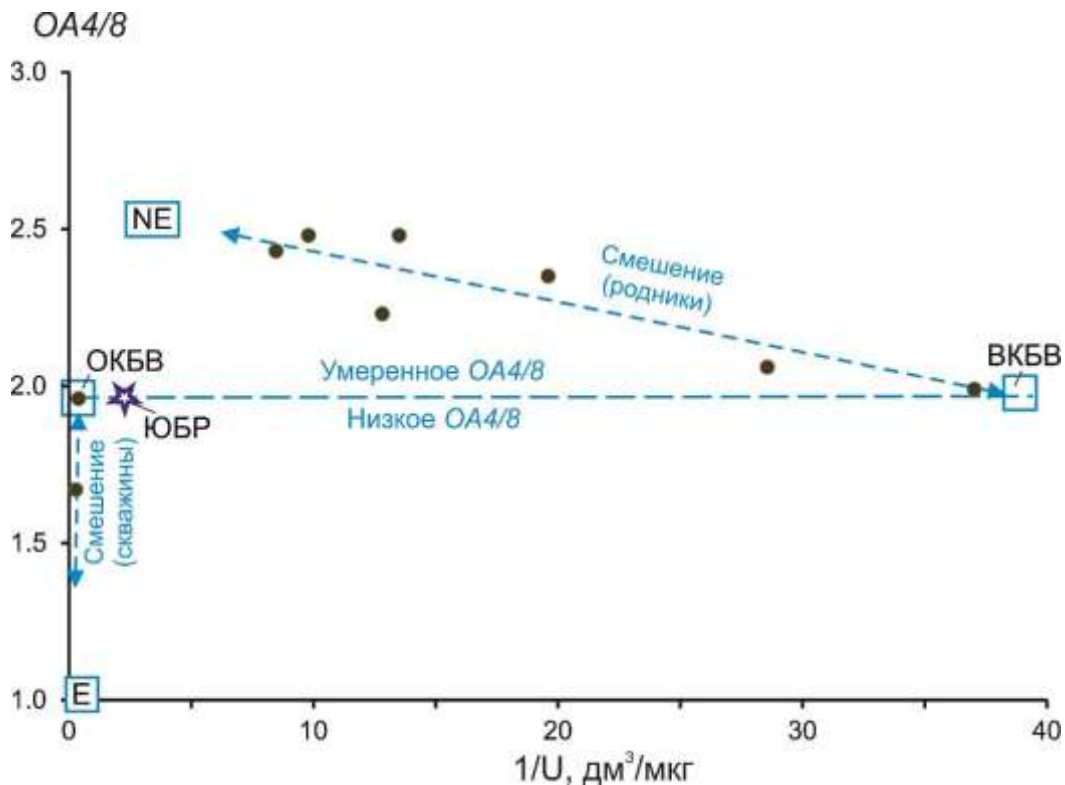


Рис. 4. Диаграмма $OA4/8 - 1/U$ подземных вод Большекотовской гидрогеохимической зоны Листвянского полигона. Компоненты: E, NE – соответственно, равновесного и неравновесного урана (с высокой концентрацией U). ОКБВ – окисленный компонент байкальской воды (с высокой концентрацией U). ВКБВ – восстановленный компонент байкальской воды (с низкой концентрацией U). ЮБР – Южно-Байкальский резервуар (Рассказов и др., 2020).

Fig. 4. Diagram $OA4/8$ vs $1/U$ of groundwaters from the Bolshie Koty hydrogeochemical zone of the Listvyanka polygon. Components: E, NE – equilibrated and non-equilibrated, respectively (with high U concentration); ОКБВ – oxidized component of Baikal water (with high U concentration). ВКБВ – reduced component of Baikal water (with low U concentration). ЮБР – South Baikal Reservoir (Rasskazov et al., 2020).

Бугульдейский полигон

На Бугульдейском полигоне опробовано 7 родников и скважин на территории от Бугульдейки до Еланцов (рис. 5).

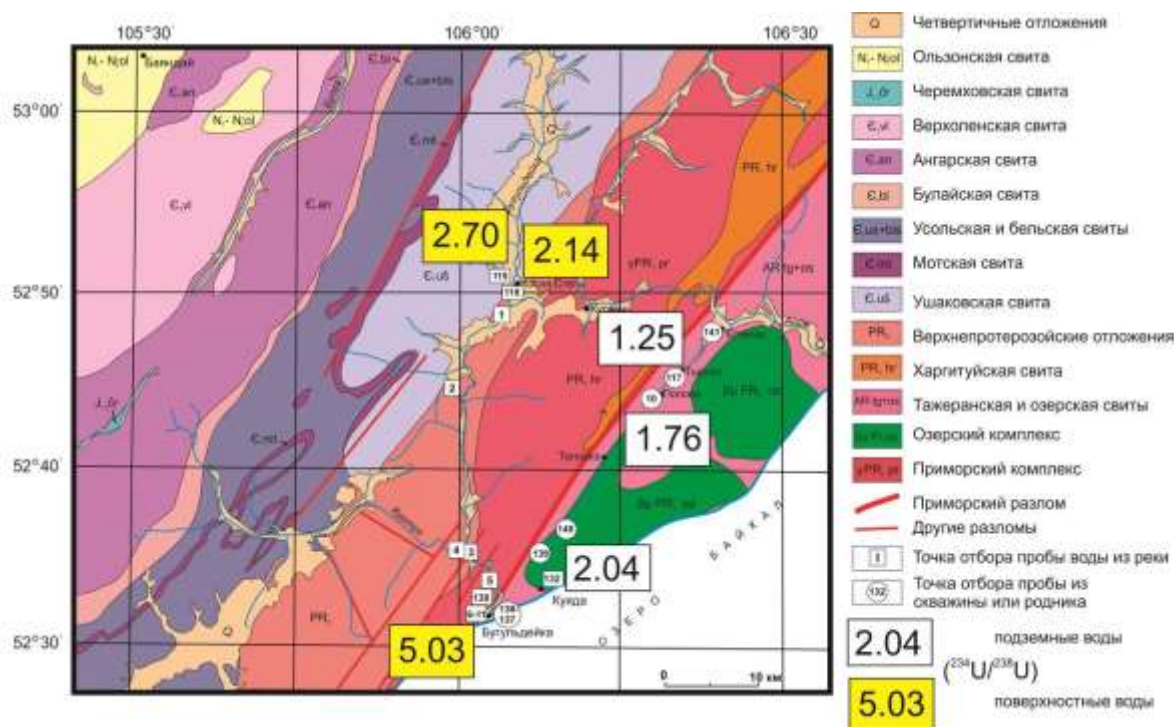


Рис. 5. Схема опробования и результаты измерений *ОА4/8* подземных и поверхностных вод в районе Бугульдейки. Использована основа Государственной геологической карты м-ба 1:200000. На геологической карте показаны осадочные стратоны: четвертичный (пески, галечники, глины), ользонская свита миоцена–нижнего плиоцена (глины, алевриты, пески, ракушняковые известняки), черемховская свита нижней-средней юры (песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты угля), верхоленская свита верхнего кембрия (песчаники, алевролиты с известняковыми и доломитовыми прослоями, содержащими гипс), ангарская свита нижнего кембрия (окремненные доломиты и известняки), булайская свита нижнего кембрия (доломиты), усольская и бельская свиты нижнего кембрия (доломиты, известняки с прослоями соли), мотская свита нижнего кембрия (пестроцветные песчаники, алевролиты и карбонатные породы), ушаковская свита нижнего кембрия (граувакковые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и глинистые сланцы), неопротерозойские (?) отложения (сланцы, песчаники, известняки), харгитуйская свита палеопротерозоя (филлитовидные, кварцево-серицитовые и гранатовые сланцы), тажеранская и озерская свиты архея (гнейсы, кристаллические известняки, кварциты). Интрузивные комплексы: озерский среднего протерозоя (габбро-диабазы) и приморский палеопротерозоя (граниты).

Fig. 5. Sampling scheme and results of *AR4/8* measurements in groundwaters and surface waters from the Buguldeyka area. The state geological map of scale 1:200000 is used. The geological map shows sedimentary strata: Quaternary (sands, pebbles, clays), Miocene-Lower Pliocene Olzon Formation (clays, silts, sands, shell limestones), Lower-Middle Jurassic Cheremkhovo Formation (sandstones, siltstones, mudstones, coal seams), Upper Cambrian Upper Lena Formation (sandstones, siltstones with intercalations of limestones and dolomites with gypsum), Lower Cambrian Angara Formation (silicified dolomites and limestones), Lower Cambrian Bulai Formation (dolomites), Lower Cambrian Usol'e and Belaya Formations (dolomites, limestones with salt interlayers), Lower Cambrian Moty Formation (variegated sandstones, siltstones, and carbonate rocks), Lower Cambrian Ushakovka Formation (greywacke sandstones, gravelstones, conglomerates, siltstones and shales), Upper Proterozoic (?) sediments (shales, sandstones, limestones), Paleoproterozoic Khargitui Formation (phyllite-like, quartz-sericite and garnet schists), Archean Tazheran and Ozersky Formations (gneisses, crystalline limestones, quartzites). Intrusive complex: Middle Proterozoic Ozersk (gabbro-diorite), Paleoproterozoic Primorsky (granites).

С целью изучения гидроизотопного профиля западного побережья Байкала выполнено опробование воды из бассейна р. Бугульдейка (рис. 6, 7). Для сравнения отобрана вода из р. Таловка.

Бугульдейка – одна из наиболее крупных рек, впадающих в Байкал на западном побережье. Ее водосборный бассейн находится на Приморском хребте. Длина р. Бугульдей-

ка составляет 78 км, устье реки находится напротив дельты р. Селенга противоположного берега Байкала. Основной приток р. Бугульдейка (правый) – р. Куртун.

Образцы воды отбирались 30 июня 2015 г. вдоль основного русла реки со среднего течения (47 км от устья) до ее впадения в оз. Байкал. Отобрана вода также из р. Куртун в 540 м выше слияния с р. Бугульдейка.



Рис. 6. Местоположение точек отбора проб воды в бассейне р. Бугульдейка и ее правого притока р. Куртун на космоснимке. Выделены бассейны обеих рек.

Fig. 6. Location of water sampling sites in the basin of the Buguldeyka River and its right tributary Kurtun in the satellite image. The basins of both rivers are outlined.

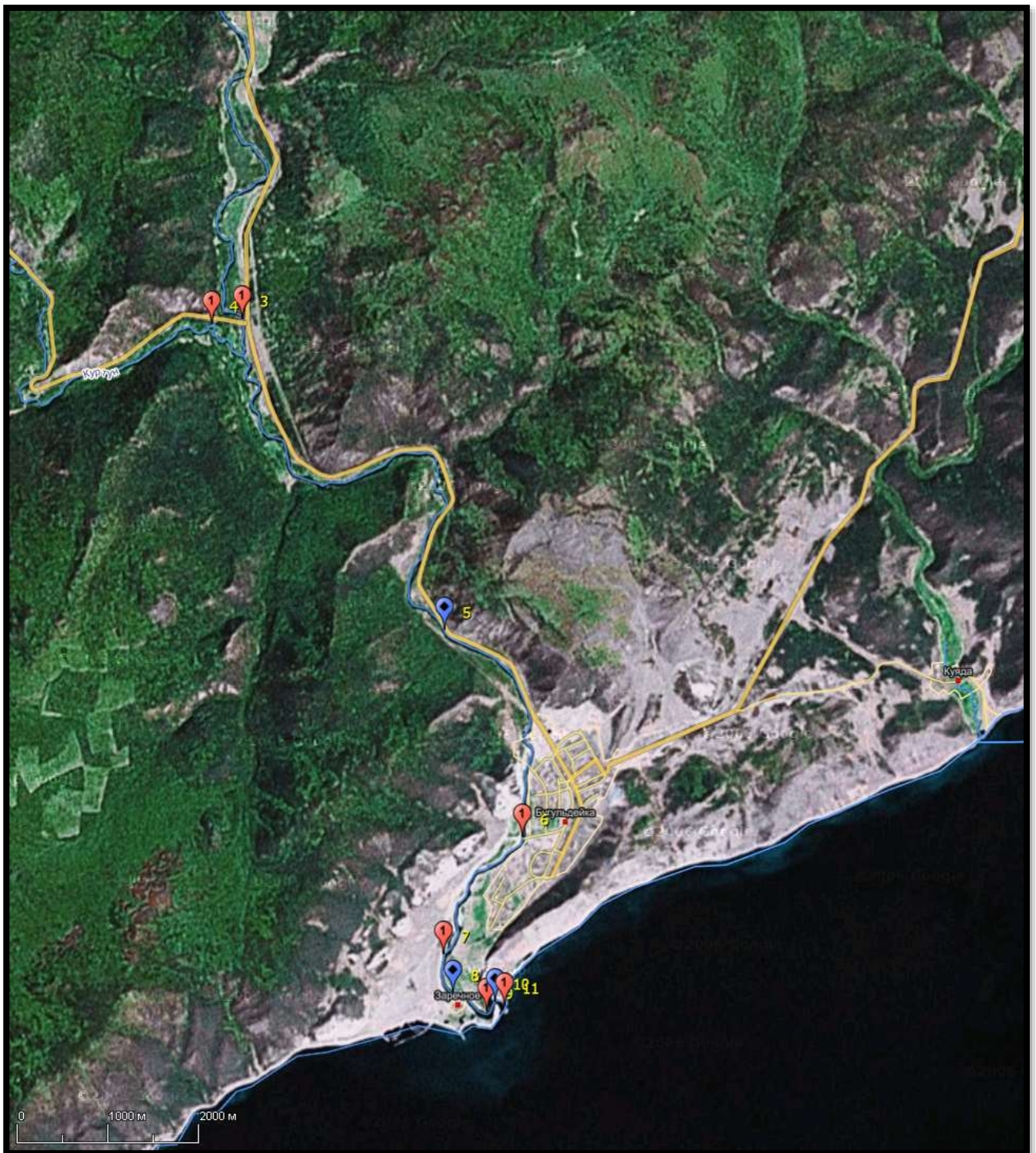


Рис. 7. Местоположение точек отбора проб воды из р. Бугульдейка от слияния с р. Куртун до устья.

Fig. 7. Location of water sampling sites along the Buguldeyka River from its tributary Kurtun to the mouth.

В Приморском разломе района Бугульдейки получен интервал $OA4/8$ подземных вод 1.25–2.04. В верхнем течении р. Бугульдейка отношение $OA4/8$ выше (2.7), а в устье

этой реки вода характеризуется аномально высоким значением $OA4/8 = 5.03$ (рис. 5). По аналогии с профилем Иркутск–Байкал (Расказов и др., 2020), мы связываем значение

$OA4/8 = 2.7$ и его аномальную характеристику (5.03) с проявлением минерализации в карбонатных отложениях осадочного чехла Сибирской платформы.

Причины высокого отношения активностей изотопов урана будут обсуждаться при рассмотрении конкретных данных, когда будут выполнены измерения изотопных отношений урана всех проб бассейна р. Бугульдейка. Предварительные выводы можно сделать на основе уже имеющихся результатов элементного анализа проб воды.

Профили изменения концентраций элементов в воде по руслу р. Бугульдейка, а также в воде р. Куртун показаны на рис. 8. В рассмотрение взяты только те элементы, которые были надежно определены методом ИСП-МС. Нам в, частности, не удалось надежно измерить Cu и Zn из-за контаминации прибора, а другие элементы из-за их очень низкого содержания в пробах и /или повышенных пределов обнаружения. Профили P , Ge , Sb не показаны. Частичная минерализация Min^* представлена суммой основных элементов, вносящих основной вклад в минерализацию – металлов (Na , Mg , K , Ca) и неметаллов (Si , S , Cl). Для расчета полной минерализации не хватает данных по содержанию гидрокарбонатных ионов, которые в данной работе не определялись. Частичная сумма редкоземельных элементов REE представлена первыми четырьмя лантанидами (La , Ce , Pr , Nd), концентрации которых определяются надежно.

Элементные профили были кластеризованы методом Варда с помощью программного

обеспечения Statistica 8 и на рис. 8 структурированы так, чтобы выявить основные закономерности. Участки реки, на которых происходит увеличение концентрации элементов, отмечены прямоугольниками розового цвета, уменьшение концентрации – прямоугольниками голубого цвета.

Из рис. 8 следует, что соотношение элементов на разных участках реки меняется. На первом 16-км участке (43–31 км от устья) происходит увеличение частичной минерализации и концентрации основных элементов, вносящих в нее вклад (Na , Mg , K , Ca , S , Cl), за исключением Si . Концентрации Li , Ba , Sr , Br , B , U и Mo на первом участке также возрастают, W , Y , REE, Al , Si , I , Zr , Be , As , Mn , Fe падают, а Co , Rb , Ni и V практически не меняются. Наибольшее увеличение концентраций (на 40–47 %) характерно для Li , Mg , S , Ca , Ba , а падение (на 71–87 %) для REE, Mn и Fe . Высокие степени падения концентраций (~50%) также характерны для W , Y , Zr и Be .

Значительное падение концентраций Mn и Fe указывает на изменение окислительно-восстановительного потенциала (Eh) среды. Возможно, что воды верхнего участка реки содержат большее количество органического вещества, что сдвигает Eh среды в восстановительную сторону, в которой Mn и Fe более подвижны, и могут быть мобилизованы в раствор из твердой фазы (горные породы, почвы, речные отложения, взвешенное вещество) (Bjorkvald et al., 2008; Pokrovsky et al., 2005, 2006).

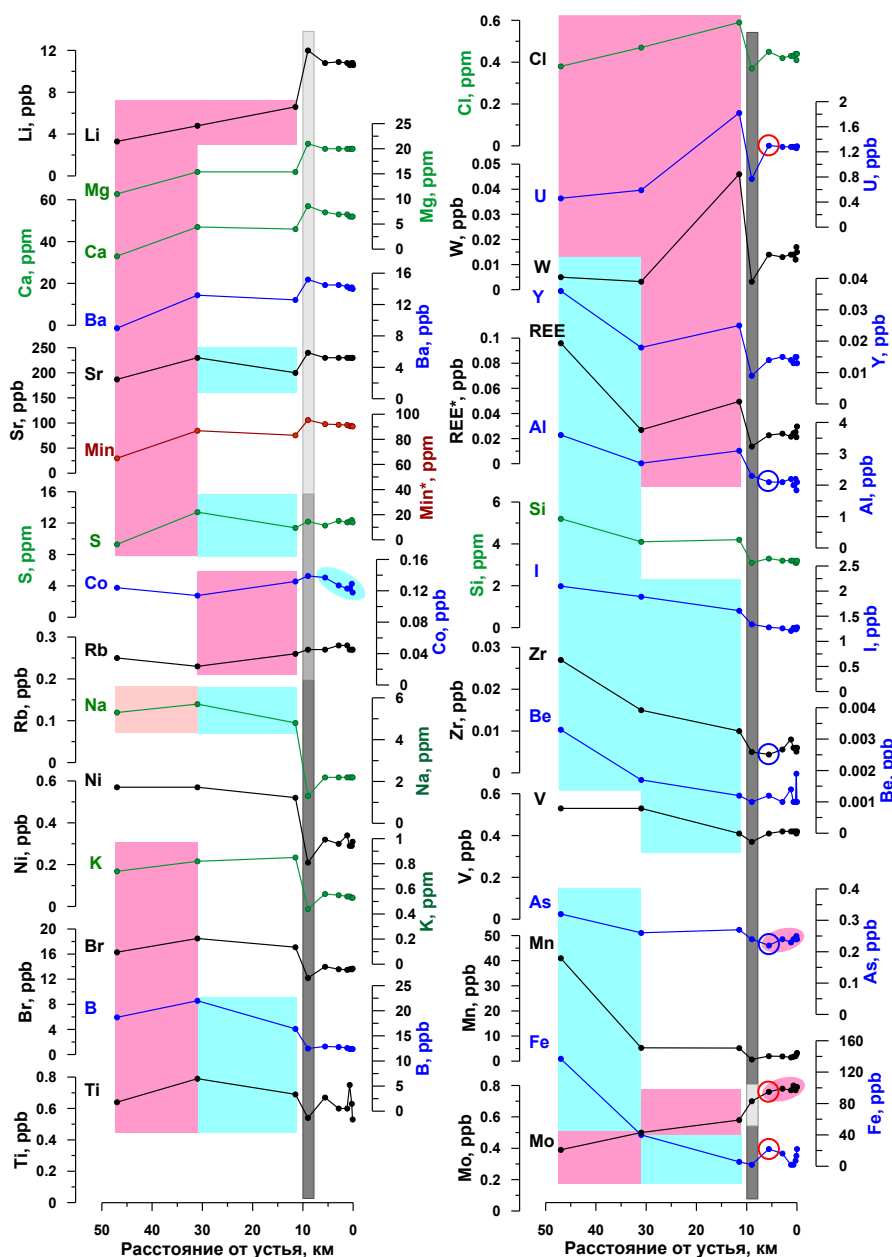


Рис. 8. Изменение концентраций элементов в воде вдоль русла р. Бугульдейка. Серыми прямоугольниками отмечены концентрации элементов в р. Куртун – крупном правом притоке р. Бугульдейка (положение р. Куртун на оси абсцисс – приблизительное). Светло-серыми прямоугольниками отмечены элементы, концентрации которых в р. Куртун заметно (>10 %) больше, а темно-серыми – меньше, чем в р. Бугульдейка перед слиянием. Серым прямоугольником средних тонов отмечены элементы, концентрации которых в р. Куртун незначительно отличаются (разница не более 10 %) от концентраций элементов в р. Бугульдейка перед слиянием. Прямоугольниками теплых и холодных цветовых тонов отмечены участки р. Бугульдейка, на которых происходит заметное (>10 %) возрастание и убывание концентраций элементов соответственно. Кружками отмечены концентрации элементов, которые при слиянии р. Куртун и р. Бугульдейка смешиваются не консервативно (см. текст и табл. 2).

Fig. 8. Change in concentrations of elements in waters along the Buguldeyka River. The gray rectangles mark concentrations of elements in the Kurtun River – a large right tributary of the Buguldeyka River (the position of the Kurtun River on the x-axis is approximate). Light gray rectangles mark the elements, whose concentrations in the Kurtun River is noticeably (>10 %) more, and dark gray – less than in the Buguldeyka River before the merger. The gray rectangle of medium tones marks the elements, whose concentrations in the Kurtun River slightly differ (difference no more than 10 %) from the concentrations of elements in the

Buguldeyka River. before the merger. Rectangles of warm and cold color tones mark sections of the Buguldeyka River, where there is a noticeable (>10 %) increase and decrease in the concentrations of elements, respectively. The circles indicate the concentrations of elements that, at the confluence of the Kurtun and Buguldeyka Rivers are not mixed conservatively (see text and Table 2).

Т а б л и ц а 1

Описание и координаты отбора проб воды из р. Бугульдейка и р. Куртун

Table 1

Description and coordinates of water sampling from Buguldeyka River and Kurtun River

Шифр	Описание	Расстояние от устья, км	N	E
1	р. Бугульдейка, вода, 3.7 км ниже д. Косая Степь	47	N52°48'46.82"	E106°3'43.78"
2	р. Бугульдейка, вода,	31	N52°44'24.06"	E105°59'51.06"
3	р. Бугульдейка, вода	11.5	N52°35'41.83"	E106°1'2.4"
4	р. Куртун, вода, 540 м выше слияния с р. Бугульдейка	~ 11 (в месте слияния)	N52°35'39.84"	E106°0'44.56"
5	р. Бугульдейка, вода	5.6	N52°33'50.94"	E106°3'0.83"
6	р. Бугульдейка, вода	2.9	N52°32'37.63"	E106°3'46.66"
7	р. Бугульдейка, вода	1.2	N52°31'55.62"	E106°3'0.07"
8	р. Бугульдейка, вода	0.7	N52°31'41.73"	E106°3'5.86"
9	р. Бугульдейка, вода	0.28	N52°31'35.28"	E106°3'25.53"
10	р. Бугульдейка, вода	0.12	N52°31'38.95"	E106°3'30.7"
11	р. Бугульдейка, вода	0	N52°31'37.26"	E106°3'36.38"

Т а б л и ц а 2

Концентрации элементов (ppb) и их частичных сумм (Min*, REE, см. текст) в фильтрованной воде (0,45 мкм) р. Куртун и р. Бугульдейка по результатам ИСП-МС анализа. Концентрация Na, Mg, Si, S, Cl, K, Ca, Min* дана в ppm

Table 2

Concentrations of elements (ppb) and their partial sums (Min*, REE, see text) in filtered water (0.45 µm) Kurtun River and Buguldeyka River based on the results of ICP-MS analysis. Concentrations of Na, Mg, Si, S, Cl, K, Ca, Min* are presented in ppm

Шифр Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	3.3	4.8	6.6	12	10.8	10.9	10.8	10.6	10.8	10.8	10.6
Be	0.0033	0.0017	0.0012	0.001	0.0012	0.001	0.0014	0.001	0.001	0.0019	0.001
B	18.7	22.0	16.4	12.5	12.9	12.8	12.6	12.4	12.4	12.4	12.4
Na	5.30	5.70	4.80	1.31	2.20	2.20	2.20	2.20	2.20	2.20	2.10
Mg	11.0	15.4	15.4	21.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
Al	3.6	2.7	3.1	2.3	2.1	2.1	2.2	2	2.2	1.84	2.1
Si	5.2	4.1	4.2	3.1	3.3	3.2	3.2	3.2	3.1	3.1	3.2
P	39	23	14	20	10	28	14	8.2	20	17	10
S	9.30	13.4	11.4	12.2	11.7	12.3	12.1	12.2	12.4	12.1	12.2
Cl	0.38	0.47	0.59	0.37	0.45	0.42	0.43	0.43	0.44	0.41	0.44
K	0.74	0.82	0.85	0.44	0.56	0.55	0.54	0.54	0.53	0.53	0.53
Ca	33	47	46	57	54	53	53	52	52	52	52
Ti	0.64	0.79	0.69	0.54	0.67	0.6	0.6	0.75	0.63	0.53	0.54
V	0.53	0.53	0.41	0.37	0.41	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.42
Cr	0.10	0.11	0.08	0.10	0.063	0.11	0.10	0.12	0.071	0.069	0.12
Mn	41	5.3	5.2	0.68	2.0	1.9	1.5	1.7	2.0	2.7	3.3
Fe	137	40	5.7	2	22	16	2	2	7.2	13	22

Co	0.124	0.114	0.132	0.139	0.137	0.127	0.123	0.123	0.129	0.118	0.125
Ni	0.57	0.57	0.52	0.21	0.32	0.3	0.34	0.29	0.29	0.31	0.25
Ga	0.0042	0.0026	0.0030	0.0025	0.0017	0.0022	0.0021	0.0018	0.0021	0.0025	0.0035
Ge	0.01	0.007	0.007	0.006	0.004	0.007	0.004	0.006	0.006	0.005	0.004
As	0.32	0.26	0.27	0.24	0.22	0.24	0.23	0.24	0.24	0.25	0.24
Br	16.3	18.5	17.1	12.2	14.0	13.6	13.5	13.6	13.6	13.7	13.8
Rb	0.25	0.23	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27
Sr	187	230	200	240	230	230	230	230	230	230	230
Y	0.036	0.018	0.025	0.009	0.014	0.015	0.014	0.013	0.015	0.015	0.013
Zr	0.027	0.015	0.010	0.005	0.0044	0.0056	0.0080	0.0060	0.0060	0.0051	0.0060
Mo	0.39	0.50	0.58	0.70	0.76	0.78	0.77	0.80	0.77	0.79	0.79
Sb	0.038	0.027	0.025	0.025	0.019	0.023	0.020	0.020	0.024	0.022	0.015
I	2.10	1.89	1.61	1.34	1.28	1.26	1.21	1.27	1.24	1.25	1.28
Ba	9.0	13.2	12.6	15.2	14.5	14.5	14.3	14.1	14.2	14	13.9
La	0.024	0.0069	0.014	0.0039	0.0063	0.0062	0.0050	0.0059	0.0064	0.0060	0.0068
Ce	0.039	0.011	0.016	0.0046	0.009	0.009	0.007	0.009	0.009	0.009	0.011
Pr	0.006	0.002	0.0035	0.0012	0.0014	0.0018	0.0016	0.0014	0.0018	0.0012	0.0019
Nd	0.027	0.007	0.016	0.004	0.006	0.007	0.008	0.008	0.008	0.005	0.01
W	0.0050	0.0032	0.046	0.0032	0.014	0.013	0.014	0.014	0.012	0.017	0.015
U	0.46	0.59	1.82	0.77	1.3	1.28	1.28	1.28	1.28	1.26	1.29
Min*	65	87	83	95	92	92	91	91	91	90	90
REE	0.096	0.027	0.050	0.014	0.023	0.024	0.022	0.024	0.025	0.021	0.030

Повышенные концентрации труднорастворимых элементов (REE, W, Y, Zr и Be) на начальном участке реки также свидетельствуют в пользу повышенного содержания органического вещества в воде, которое способно комплексовать практически нерастворимые металлы в органо-минеральные растворимые комплексы (Pokrovsky et al., 2006; Bagard et al., 2011 и ссылки в этой работе). Корреляция органического вещества с такими металлами хорошо пролеживается в сезонной динамике на ряде сибирских рек (Pokrovsky et al., 2006; Bagard et al., 2011) и р. Селенге (Чебыкин и др., 2012). Антогонистом Mn по поведению в окислительно-восстановительных условиях является Mo. Эту пару элементов используют, в частности, для реконструкции интенсивности вентилиации глубинных океанических вод (Yarincik et al., 2000). В нашем случае, также видно, что профили Mn-Fe и Mo имеют взаимно обратную форму. Т.е., по мере продвижения к Байкалу, окислительно-восстановительный потенциал среды в реке должен возрастать.

На втором 19.5 км участке реки (31–11.5 км от устья) концентрации Li, Cl, U и Mo продолжают нарастать. Среди них особенно сильно возрастает концентрация U (в три ра-

за). Другие элементы, для которых характерно увеличение концентраций на данном участке – Co, Rb, W, Y, REE, и Al. Среди них в наибольшей степени возрастает концентрация W (в 14 раз). Уменьшение концентраций характерно для Sr, S, Na, B, Ti, I, Zr, Be, V и Fe. Среди них в наибольшей степени падает концентрация Fe (на 86%), высокие степени падения характерны для Zr (на 33%) и Be (на 29%). Концентрация остальных элементов (Mg, Ca, Ba, Min*, Ni, K, Br, Si, As, Mn) на данном участке практически не меняется.

Концентрации и соотношения элементов в р. Куртун и р. Бугульдейка значительно различаются. Концентрации Li, Mg, Ca, Ba, Sr, Mo и частичная минерализация Min* в р. Куртун больше, чем в р. Бугульдейка перед слиянием (отмечено светло-серым прямоугольником на рис. 8) на 82, 36, 24, 21, 20, 21 и 15 % соответственно. Концентрации S, Co, Rb практически одинаковые (различие менее 10%). Концентрации других элементов в р. Куртун меньше, чем в р. Бугульдейка перед слиянием (отмечено темно-серым прямоугольником на рис. 8) (в скобках разница концентраций): Na (73 %), Ni (60 %), K (48 %), Br (29%), B (24 %), Ti (22 %), Cl (37%), U (58 %), W (93 %), Y (64 %), REE (72%), Al

(26%), Si (26%), I (17%), Zr (50%), Be (17%), V (10%), As (11%), Mn (87%), Fe (65%). Таким образом, по ряду элементов (Li, Na, Ni, U, W, Y, REE, Zr, Mn и Fe) различие концентраций составляет более чем в два раза.

После слияния рек концентрации большинства элементов на четвертом 5.6 км участке р. Бугульдейка (5.6–0 км от устья) практически не меняются, за исключением Co, As и Mo. Концентрация Co имеют небольшую тенденцию к уменьшению, а As и Mo – к увеличению (рис. 8, выделено цветом). Концентрации Ti, Zr, Be и Fe заметно флуктуируют.

Используя концентрацию Na (как наиболее консервативный элемент) в р. Куртун и в р. Бугульдейка до смешения и в 5.6 км после смешения (точка № 5, см. рис. 7, табл. 2) было рассчитано соотношение речных потоков. Оказалось, что поток р. Куртун в 3 раза больше потока р. Бугульдейка. Расчеты показывают, что при таком соотношении потоков большинство элементов также смешиваются консервативно (физическое разбавление), за исключением Al, As, Zr, концентрация которых оказалась ниже расчетной и Fe, Mo и U, концентрация которых оказалась выше расчетной (особенно Fe – в 7 раз). Возможно, что на этом участке (после смешения и до точки № 5, длиной 5.9 км, 11–5.6 км от устья) продолжают меняться физико-химические условия, происходит осаждение тонкодисперсной взвеси, маркируемой Al и мобилизация в раствор Fe, Mo, U из коллоидных частиц или привнос этих элементов из других источников.

Различие в элементном составе р. Бугульдейка и р. Куртун в значительной степени определяется геологическим строением их бассейнов (рис. 5). Большая часть бассейна р. Куртун находится в нижнекембрийской бельской и усольской свитах. Это доломиты с гипсом, ангидритом и прослоями соли, которые насыщают дренирующие их воды Ca, Mg, сульфатами и генетически связанными с ними элементами (Ba, Sr, Mo). Повышенное содержание Li, возможно, генетически связано с прослоями солей. В то же время концентрация Na в р. Куртун заметно ниже, чем в р. Бугульдейка, что косвенно указывает на

то, что соленосные толщи в бассейне р. Куртун имеют большее отношение Li/Na.

Геологическое строение бассейна р. Бугульдейка более сложное (рис. 5). В верхней его части центральное место занимает нижнекембрийская ушаковская свита (граувакковые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и глинистые сланцы), а на краях нижнекембрийская бельская и усольская свиты. Основное русло реки обрамляют четвертичные отложения (пески, галечники, глины). Последние, а также породы ушаковской свиты, вероятно, сказываются на повышенной концентрации в р. Бугульдейка Si, Al и ряда других металлов (Na, K, Ni) (точка № 1, 47 км от устья, рис. 6), которые могут быть извлечены из полевых шпатов и глинистых минералов по ионообменному механизму. Повышены также концентрации неметаллов и металлоидов (I, Br, V, As), что, возможно, связано с поступлением элементов из соленосных кембрийских отложений и/или с ионным обменом (некоторые глинистые минералы способны обменивать анионы (Перельман, 1982).

На участке реки между точками 1 и 2 (43–31 км от устья, рис. 6) впадают три правых притока – рр. Алтар Харгы, Байса, сливающаяся перед впадением с р. Му Турунга, и ХиДуса. Бассейны этих притоков лежат в нижнекембрийской ушаковской свите и частично в нижнекембрийской мотской свите (пестроцветные песчаники, алевролиты и карбонатные породы), основное русло реки на этом участке обрамляют четвертичные отложения (пески, галечники, глины) и верхнепротерозойские (непротерозойские?) отложения (сланцы, песчаники, известняки) (рис. 6). Возможно, увеличение на данном участке концентраций Mg, Ca, Ba, Sr, S, Mo, U связано с влиянием карбонатных пород, которые распространены как в бассейне притоков, так и по основному руслу. Здесь же происходит увеличение Li, Cl и ряда других элементов (рис. 8), поступающих из кембрийских соленосных отложений.

На участке реки между точками 2 и 3 (31–11.5 км от устья, рис. 6) впадает один левый приток – р. Кундуй, бассейн которой сложен

вреднепротерозойскими отложениями и три левых притока – рр. Борлог, Светлый, Сухой. Левые притоки дренируют верхнепротерозойские отложения и, в верховьях, раннепротерозойский Приморский интрузивный комплекс (граниты). На этом участке продолжает возрастать концентрация Li, Cl, U, Mo. Немного увеличивается содержание Co, Rb, Y, REE, Al. В наибольшей степени возрастает концентрация U и W (рис. 8). Возможно, что увеличение концентрации этих элементов частично связано с гранитами.

Участок реки после смешения с р. Куртун (11–0 км от устья) практически полностью

лежит в обрамлении Приморского интрузивного комплекса (граниты). На этом относительно коротком участке концентрации большинства элементов практически не меняются.

Для выбора пунктов гидрогеохимического мониторинга Бугульдейского полигона опробованы поверхностные воды из бассейнов рек Бугульдейка и Таловка, а также подземные воды родников и скважин на отрезке зоны Приморского разлома от пос. Бугульдейка до пос. Еланцы. Образцы воды отбирались с мая по сентябрь в 2012–2020 гг. Измерялись концентрации урана и $OA4/8$ (табл. 3).

Таблица 3

Результаты измерений концентраций U и $OA4/8$ в подземных и поверхностных водах Бугульдейского и Ольхон-Приольхонского полигонов

Table 3

Results of measurements of U concentration and $RA4/8$ in groundwater and surface water of Buguldeyka and Olkhon-Prionkhonye polygons

Ст.	Дата	Время	Серия	Объект	Широта	Долгота	U, мкг/дм ³	$OA4/8$	Отн. ошибка, % (1σ)
Бассейн среднего течения р. Бугульдейка (выше устья р. Куртун)									
118	29.06.2014	20:35	50	р. Бугульдейка	52°50.414'	106°95.034'	0.083	2.14	1.20
119	29.06.2014	20:45	50	рч. Харик	52°50.900'	106°03.968'	0.36	2.7	0.60
Бассейн нижнего течения р. Бугульдейка (ниже устья р. Куртун)									
138	11.06.2015	12:50	65	р. Бугульдейка	52°33.123'	106°03.872'	1.09	5.03	0.46
144	04.06.2016	13:10	77	Бугульдейка	52°32.896'	106°03.815'	1.21	4.95	0.52
Krt-1	10.09.2017	14:46	92	р. Куртун	52°35.356'	105°59.058'	0.74	7.15	0.42
Krt-2	10.09.2017	15:10	92	р. Куртун	52°36.161'	105°59.058'	0.71	7.23	0.41
Krt-3	10.09.2017	15:30	92	р. Куртун	52°35.827'	105°57.935'	0.70	7.30	0.40
Р. Таловка									
132	21.05.2015	15:30	64	Низовье	52°33.658'	106°07.896'	3.4	2.04	0.77
Приморский разлом									
136	11.06.2015	12:25	65	Скважина	52°32.924'	106°04.310'	10.0	2.99	0.56
137	11.06.2015	12:40	65	Скважина	52°33.155'	106°04.136'	4.0	3.38	0.52
139	12.06.2015	10:00	65	Родник	52°34.921'	106°07.204'	10.3	2.26	0.66
140	11.06.2015	12:20	65	Родник	52°37.706'	106°09.707'	3.0	1.89	0.73
10	29.06.2014	20:10	50	Родник	52°44.429'	106°18.421'	7.5	1.70	0.74
117	22.02.2016	16:00	74	Скважина	52°45.932'	106°20.869'	17.9	1.19	1.10

Примечание: Ст. – станция опробования.

На рис. 9 показаны вариации концентраций U в опробованных водопунктах, варьирующие от 0.083 (проба 118 района Косой

Степи) до 18 мкг/дм³ (проба 117 в 80-метровой скважине района Тыргана).

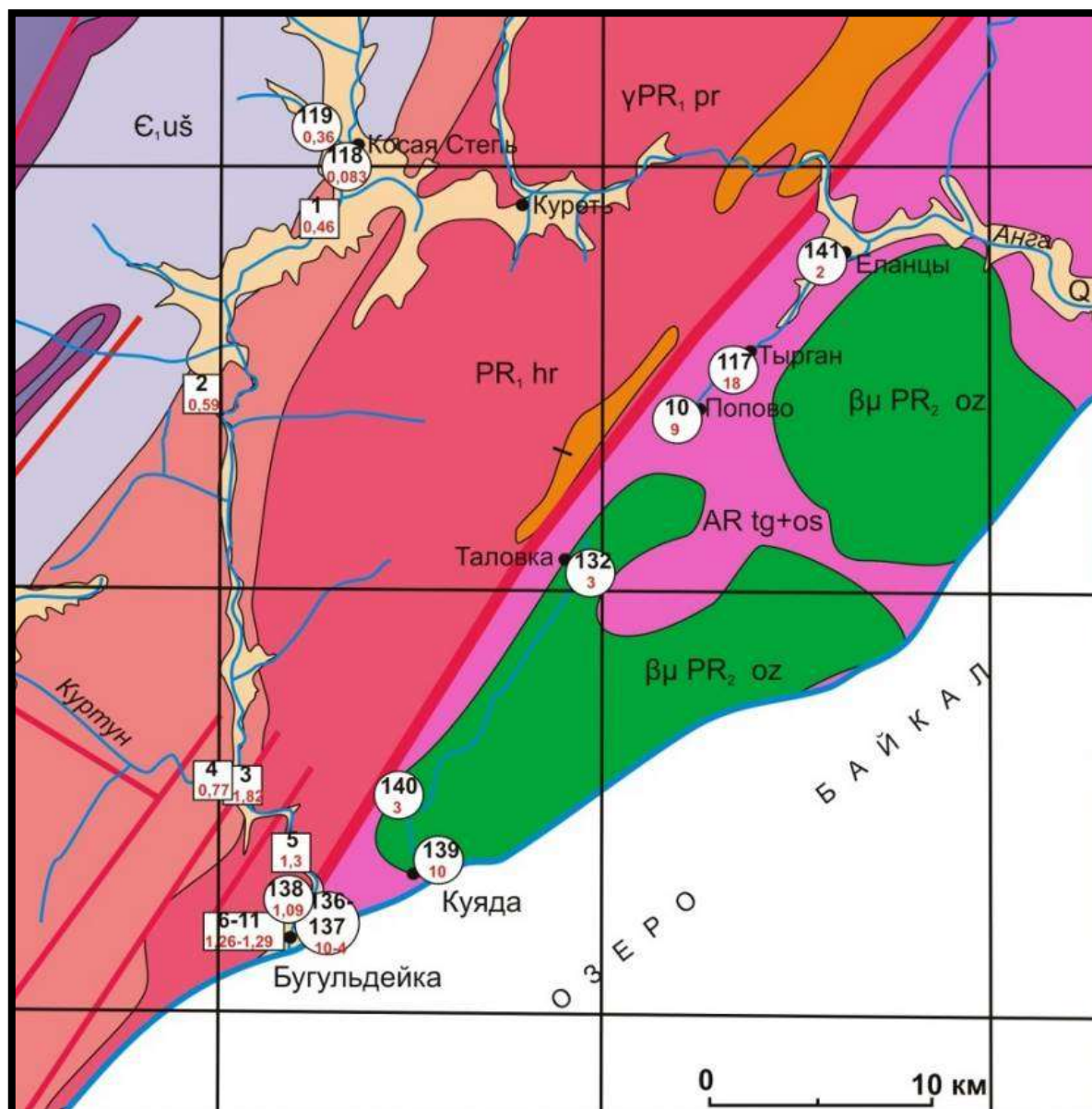


Рис. 9. Вариации концентрации U в опробованных водопунктах Бугульдейского полигона (в кружках сверху – номер пробы, внизу – концентрация U в $\mu\text{г}/\text{дм}^3$).

Fig. 9. Variations in the U concentration in the sampled water sites of the Buguldeyka polygon (in the circles at the top is the sample number, at the bottom is the U concentration in $\mu\text{g}/\text{dm}^3$).

Подземные воды участка Куяда Бугульдейского полигона имеют значения $OA4/8$ выше значения окисленного компонента байкальской воды (ОКБВ), а участка Тырган Ольхон-Приольхонского полигона – ниже. Значения $OA4/8$ и $1/U$ возрастают от под-

земных вод участка Тырган через подземные воды участка Куяда и поверхностные воды р. Таловка к поверхностным водам р. Бугульдейка и р. Куртун. Относительно подземных вод поверхностные воды обеднены ураном с возрастанием $OA4/8$ (рис. 10).

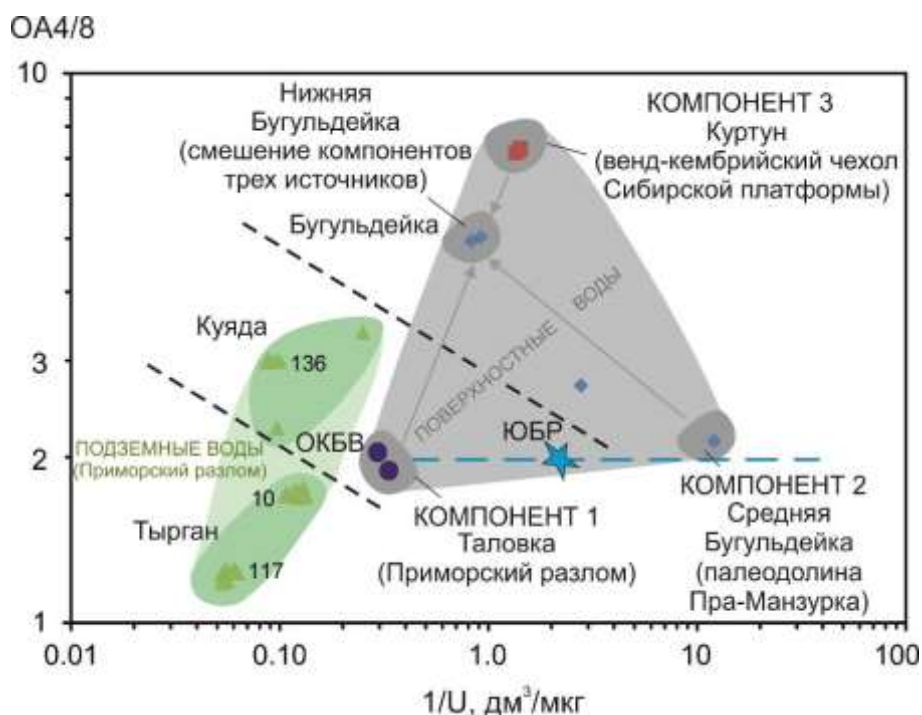


Рис. 10. Диаграмма $OA4/8 - 1/U$ поверхностных и подземных вод Бугульдейского и Ольхон-Приольхонского полигонов. Составы глубинной воды ЮБР (Южно-Байкальского резервуара) и ОКБВ (окисленного компонента байкальской воды с повышенным содержанием U, показаны по работе (Рассказов и др., 2020). Станции 10, 117 и 136 обозначают совокупности точек неоднократных измерений разновременных проб подземных вод.

Fig. 10. Diagram $AR4/8$ versus $1/U$ of surface waters and groundwaters in the Buguldeyka and Olkhon-Priolkhonye polygons. Compositions of South Baikal reservoir (ЮБР) and oxidized component of Baikal water (ОКБВ) with an elevated U content are shown after (Rasskazov et al., 2020). Stations 10, 117, and 136 designate sets of points of repeated measurements of different time groundwater samples.

Выделяются три конечных компонента смешения поверхностных вод. Компонент 1 с минимальным значением $OA4/8$ при максимальной концентрации U (минимальном значении $1/U$) дает вода бассейна р. Таловка, который дренирует участок Куяда, принадлежащий к зоне Приморского разлома. Этот состав соответствует окисленному компоненту байкальской воды (Рассказов и др., 2020). Компонент 2 с минимальным значением $OA4/8$ при минимальной концентрации U (максимальном значении $1/U$) представлен водой среднего течения р. Бугульдейка в полосе кембрийских терригенных отложений ушаковской свиты и плиоцен-четвертичного аллювия долины р. Пра-Манзурка. Компонент 3 с максимальным значением $OA4/8$ при промежуточной концентрации U проявлен в воде р. Куртун, взаимодействующей с венд-кембрийскими минерализованными (эвапоритовыми) отложениями усольской,

бельской и мотской свит. Состав урана поверхностных вод, имеющих минимальные значения $OA4/8$, сопоставляется с составом урана глубинной воды Южно-Байкальского резервуара с характерными значениями $OA4/8$ 1.95–1.99 и концентрацией U 0.44–0.46 мкг/дм³. Такое соответствие может свидетельствовать о проникновении глубинной воды этого резервуара под побережье оз. Байкал.

В целом гидрогеохимическое опробование выявило существенное территориальное различие изотопного состава урана в поверхностных и подземных водах Бугульдейского полигона. Предполагается, что в смешении урановых компонентов природных вод отразилось распространение под побережье Южного Байкала глубинной воды Южно-Байкальского резервуара. Отклики $OA4/8$ на Голоуспенское землетрясение, полученные по рядам наблюдений на станциях

10 и 117 (Семинский и др., 2022), свидетельствуют о возможности использования гидрогеохимического мониторинга этих станций для регистрации сейсмогенных деформаций коры.

Ольхон-Приольхонский полигон

К Ольхон-Приольхонскому полигону относятся водопункты по латерали Малого моря: на побережье (в Приольхонье) и на о. Ольхон. Представляет интерес сравнения гидрогеохимических параметров подземных

водах из зоны Приморского разлома (Приольхонье) и Морского разлома, ограничивающего в акватории о-в Ольхон с юго-востока (не показан).

В Приольхонье опробованием охвачено 8 родников на территории от Черноруда до Курмы. Выполненные измерения проб подземных вод в районе Сармы дали интервал $OA4/8$ от 1.54 (Щучья) до 2.63 (Сарма) (рис. 11).

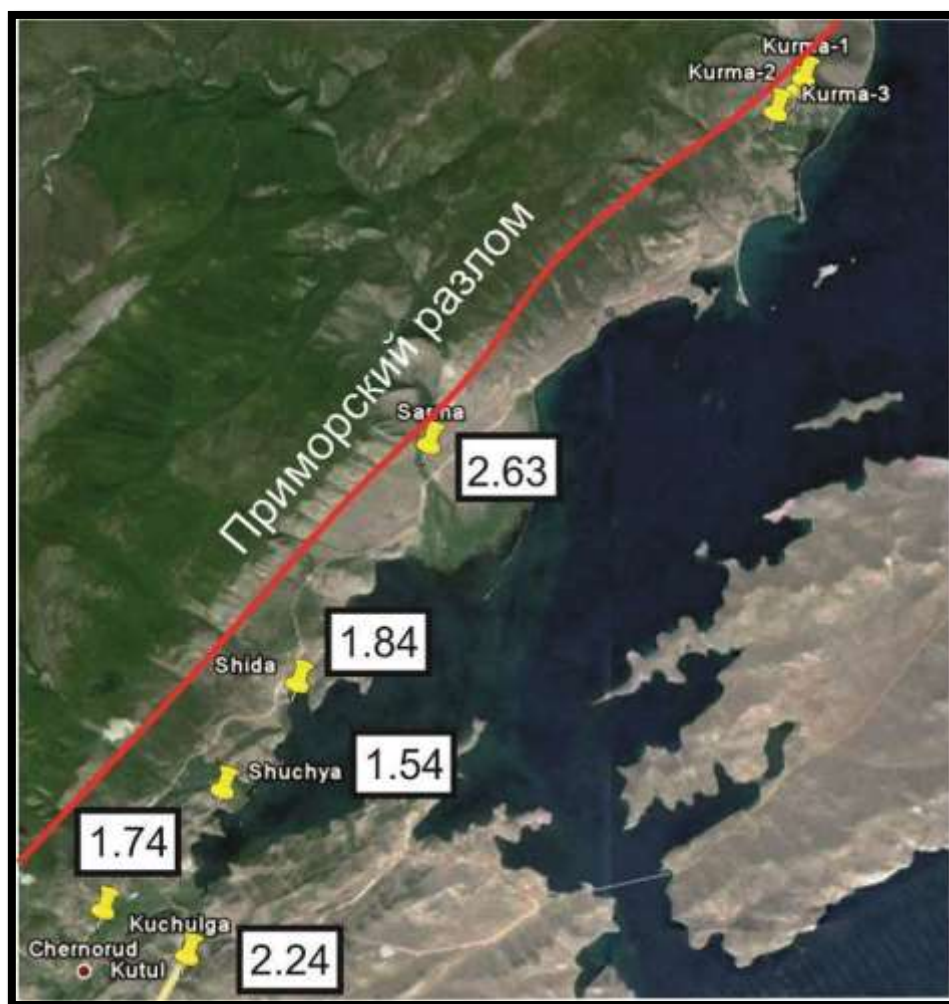


Рис. 11. Схема опробования и результаты измерений $OA4/8$ (в прямоугольниках) в водах родников района р. Сармы.

Fig. 11. Sampling scheme and $AR4/8$ measurement results (in rectangles) in waters of springs in the Sarma River area.

На о-ве Ольхон в основном опробованы водопункты северо-западного берега в удалении от Морского разлома (рис. 12). Полученные концентрации элементов существен-

но отличаются от концентраций глубинной байкальской воды (рис. 13).

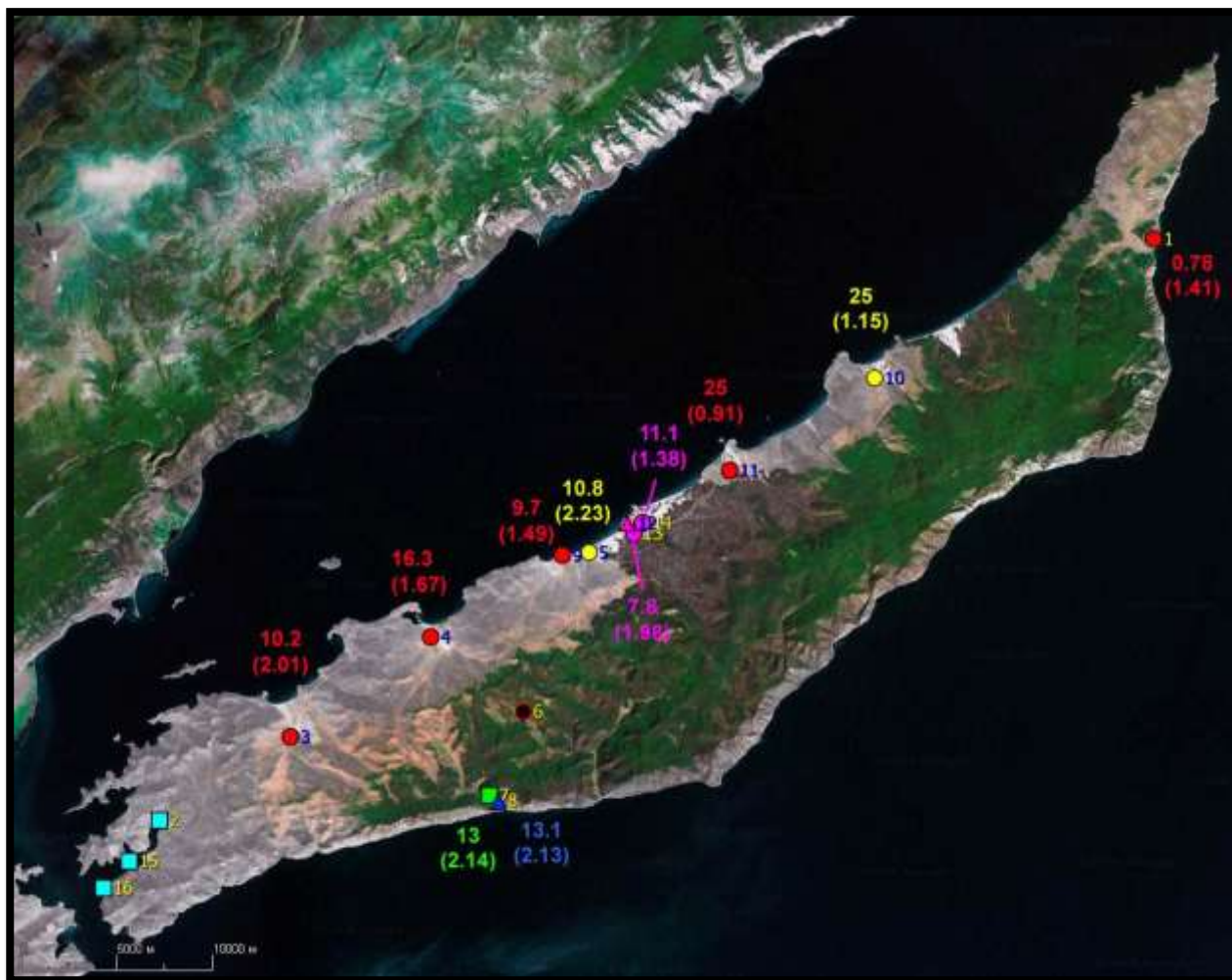


Рис. 12. Схема опробования водопунктов о-ва Ольхон 30 июля – 04 августа 2019 г. Голубые квадраты – прибрежная вода в заливах (ст. 2 – оз. Нурское, ст. 15 – залив Загли, ст. 16 – Ольхонские ворота, у причала паромной переправы), зеленый (ст. 7) – ручей в пади Идиба; красные кружки – вода из скважин в частных домах (ст. 1 - п. Узуры, скв. 14 м, запах H_2S ; ст. 3 – ферма, глубина скв. неизвестна; ст. 4 – п. Ялга, скв. 45 м; ст. 9 – п. Малый Хужир, глубина скв. неизвестна; ст. 11 – п. Харанцы, взято погружным насосом с глубины 7 м), желтые – на турбазах (ст. 5 – т/б «Baikal View», скв. ~ 80 м; ст. 10 – т/б «Халгай», глубина скв. неизвестна), розовые – водокачки в п. Хужир (ст. 13 – водокачка № 2, скв. ~ 70 м (45 м – по другим данным); ст. 14 – водокачка № 1, скв. 60-70 м), черный – оз. Шара Нур; синий треугольник – родник в пади Идиба (ст. 8), розовый треугольник (ст. 12) – привозная вода в частном доме п. Хужир из водокачки № 2. Цифрами в цвет символов даны концентрации урана (мкг/л), в скобках даны значения $OAA/8$.

Fig. 12. Scheme of water sampling sites in Olkhon Island for the period July 30 – August 04, 2019. Blue squares – coastal water in the bays (st. 2 – Nurskoe Lake, st. 15 – Zagli bay, st. 16 – Olkhonskie vorota, near the ferry terminal), green (st. 7) – stream in Idiba valley; red circles – water from wells in private homes (st. 1 – Uzury village, hole 14 m, H_2S smell; st. 3 – Farm, hole depth unknown; st. 4 – Yalga village, hole 45 m; st. 9 – Malyi Khuzhir village, hole depth unknown; st. 11 – Kharantsy village, taken by a submersible pump from a depth of 7 m), yellow – at camp sites (st. 5 – camp «Baikal View», hole ~ 80 m; st. 10 – camp «Khalgay», hole depth unknown), pink – water pumps in the Khuzhir village (st. 13 – water pump № 2, hole ~ 70 m (45 m according too other information); st. 14 – water pump № 1, hole 60-70 m), black – lake Shara Nur; blue triangle – a spring in the Idiba valley (st. 8), pink triangle (st. 12) – brought water into a private house in the Khuzhir village from water pump No. 2. Digits the same color as the symbols show uranium concentration (mg/l), values of $OAA/8$ are given in brackets.

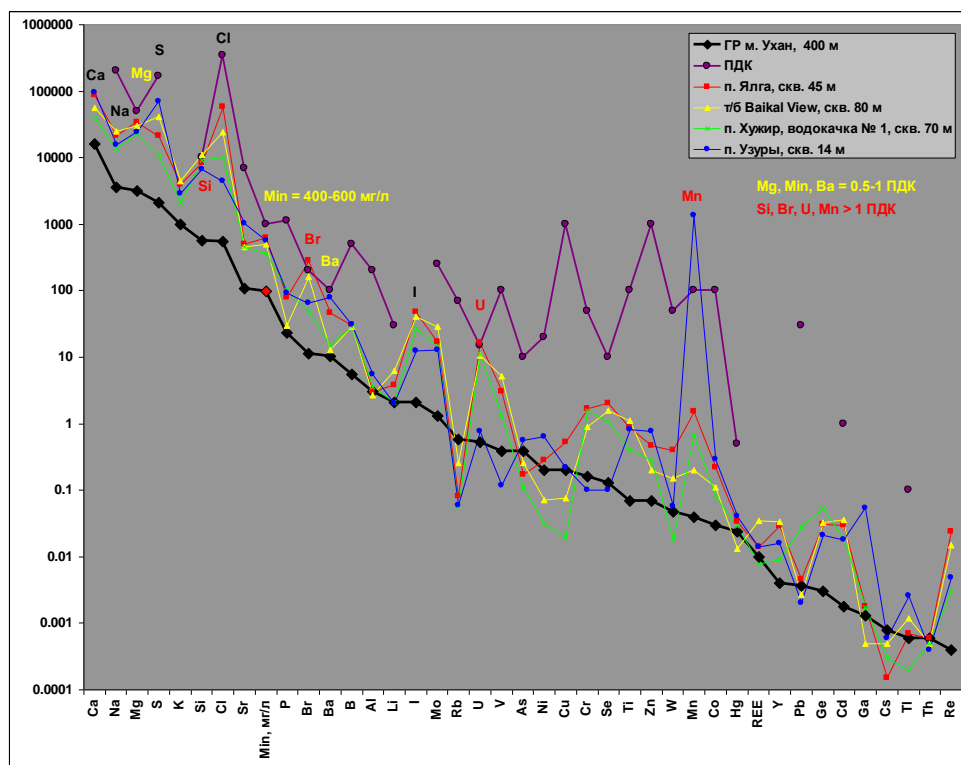


Рис. 13. Концентрации элементов выборочных проб воды о-ва Ольхон в сопоставлении с концентрациями в глубинной байкальской воде (ГР м. Ухан, 400 м) и значениями ПДК.

Fig. 13. Concentrations of elements in selected water samples from Olkhon Island in comparison with concentrations in deep Baikal water (Cape Ukhan, 400 m) and Maximum Allowable Concentration values.

Подземная вода и водотоки о. Ольхон характеризуются высокой минерализацией – 330–720 мг/дм³, существенно превышающей минерализацию воды оз. Байкал (около 100 мг/дм³). В составе катионов преобладает Ca, в составе анионов – гидрокарбонат-ион, за исключением ст. 1 (с Узурь), в воде которой концентрация сульфатов (210 мг/дм³) немного превышает концентрацию гидрокарбонат-ионов (187 мг/дм³). Особенностью вод острова является высокое содержание Mg, Si, Br, U, и в некоторых подземных водах – Ba. Содержание Mg в поверхностной воде (ст. 7, 8) и в воде некоторых скважин (ст. 4, 5, 10, 11) составляет 0.6-0.9 ПДК хозяйственно-питьевых объектов (50 мг/дм³) (Гигиенические нормативы..., 2003). Содержание Si во всех водах, за искл. скв. в п. Харанцы на территории аэродрома (ст. 11), составляет более 0.7 ПДК (10 мг/л), а в скважине на территории т/б «Baikal View» превышает ПДК в 1.1 раза. Превышение ПДК по Br (200 мг/дм³) обнаружено в п. Ялга – 1.4 ПДК и на

т/б в п. Халгай – 3.1 ПДК (там же высокое содержание Se – 0.6 ПДК). В п. Малый Хужир и на т/б «Baikal View» содержание Br составляет 0.6 и 0.8 ПДК соответственно, а в поверхностной воде (ст. 7, 8) ~0.5 ПДК. В остальных скважинах – 0.3 ПДК. Превышение ПДК по U (15 мг/дм³) обнаружено в п. Ялга (1.1 ПДК), в п. Харанцы (1.7 ПДК) и на т/б в п. Халгай (1.7 ПДК). В остальных случаях, за исключением п. Узурь, концентрация урана в воде находится на опасном уровне (0.5–0.9 ПДК). В п. Узурь вода из скважины 14 м имеет запах сероводорода и очень высокие концентрации Mn – 1370 мг/дм³, что в 13.7 выше ПДК (100 мг/дм³). Превышение ПДК по Ba (100 мг/дм³) обнаружено в скважине на аэродроме в п. Харанцы – 1.5 ПДК. Содержание Ba достигает высокого уровня в п. Ялга (0.5 ПДК) и в п. Узурь (0.8 ПДК). По общей жесткости (сумма мг-экв Ca и Mg) значение ПДК (7 мг-экв/л) превышает вода из общественной водокачки п. Ялга (7.2 мг-экв/дм³), а все другие образцы воды острова

характеризуются величинами более 0.5 ПДК.

Во всех исследованных скважинах, кроме п. Узуры (ст. 1), обнаружены высокие концентрации урана, которые варьируют в интервале 10.2–25 мкг/л, при этом значения $OA4/8$ варьируют в интервале 0.91–2.23 (рис. 12). Вода с обедненным изотопным составом $OA4/8 = 0.91$ и максимальным содержанием U (25 мкг/л) обнаружена в подземных водах п. «Харанцы» вблизи летного поля (ст. 11). Высокие концентрации урана (~13 мкг/дм³) характерны также для поверхностных и родниковых вод пади Идиба (ст. 7, 8), которые имеют изотопный состав $OA4/8 = 2.13–2.14$, близкий к значению глубинной байкальской воды ($OA4/8 = 1.96$). Наименьшая концентрация урана обнаружена в п. Узуры – 0.78 мкг/дм³ с величиной $OA4/8 = 1.41$.

Обсуждение

Выполнено обзорное исследование поверхностных и подземных вод на Листвянском, Бугульдейском и Ольхон-Приольхонском полигонах. Предполагается, что в смешении изотопных урановых компонентов природных вод отразилось распространение под побережье Южного Байкала глубинной воды Южно-Байкальского резервуара.

Для организации гидроизотопного сейсмопрогностического мониторинга на Листвянском полигоне наиболее перспективны скважины в долине р. Большие Коты. Здесь имеет место тренд смещения компонента воды из зоны Обручевского разлома с высоким $OA4/8$ (~2.5) и компонента ВКБВ.

На Бугульдейском полигоне в повторное опробование вовлечены ст. 10, 117 и 136, позавшие отклики на Голоустное землетрясение 2015 г. (Семинский и др., 2022). С этой частью Приморского разлома перекликаются данные по временным вариациям компонентов на его маломорском отрезке, в Приольхонье. Здесь весьма перспективен на опробование родник р. Сарма, в котором определено максимальное значение $OA4/8$ (2.63).

Полученные гидрогеохимические данные для подземных вод северо-западной прибрежной части о-ва Ольхон пока имеют

предварительный характер. Для регистрации откликов на сейсмогенные деформации в Морском разломе необходимо вовлечение в дополнительное опробование водопунктов его юго-восточной прибрежной части.

Заключение

На Листвянском полигоне наиболее существенное изменение состава подземных вод обнаружено в пос. Б. Коты. Вода из скважин на бортах речных долин существенно отличается по составу от воды из скважин и естественных выходов родников в долинах рек Б. Коты и М. Коты. На Бугульдейском и Ольхон-Приольхонском полигонах, в зоне Приморского разлома, получен интервал значений $OA4/8$ от 1.25 до 2.63, характеризующий общий деформационный режим в крупных активных разломах центральной части Байкальской рифтовой системы. На о-ве Ольхон определена подземная вода, существенно отличающаяся по элементному составу от глубинной байкальской воды и характеризующаяся интервалом $OA4/8$ с более низким верхним пределом значений (2.23), чем в подземных водах Приольхонья в зоне Приморского разлома. Кроме того, на о. Ольхон обнаружена вода с составом, обедненным нуклидом ²³⁴U при $OA4/8$ (0.91) и максимальном содержании U (25 мкг/л).

Аномально высокое значение $OA4/8 = 5.03$ в воде р. Бугульдейка на ее устье соответствует аномальным концентрациям элементов в притоке р. Куртун, бассейн которого дренирует породы осадочного чехла с карбонатами, содержащими гипс и ангидрит. Эта аномалия изотопов урана сопоставляется с аномалией, выявленной на гидроизотопном профиле Иркутск–Байкал. Определено существенное территориальное различие изотопного состава урана в поверхностных и подземных водах. Вода р. Бугульдейка отличается по микроэлементному составу и значениям $OA4/8$ от воды ее притока Куртун в связи с переходом от пород обнаженного фундамента Сибирской платформы к ее осадочному чехлу, включающего эвапоритовые карбонатные отложения.

Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2020-787 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории»).

Литература

Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03 "Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования" (утв. Главным государственным санитарным врачом РФ 27 апреля 2003 г.) Дата введения 15 июня 2003 г. (ред. от 13.07.2017)

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические вариации термфильного элемента Si подземных вод на западном побережье оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 72–105.

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2023. <http://www.seis-bykl.ru>

Перельман А.И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 154 с.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 632–650.

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. 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 // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–554.

Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспеев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты //

Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 5. С. 0677.

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604–616.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачев М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития, 2012, Т. 20, № 5, С. 613–631.

References

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in the bottom sediments of Lake Baikal // *Geology and Geophysics*. 2007. Vol. 48, No. 6. P. 604–616.

Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ monitoring in waters from active faults on the western coast of the Southern Baikal // *Doklady of Earth Sciences*. 2015. V. 460, No. 4. P. 464–467.

Chebykin E.P., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Vodneva E.N., Rasskazov S.V., Khodger T.V., Grachev M.A. The current state of the waters of the river. Selenga in Russia on the main components and trace elements // *Chemistry for Sustainable Development*. 2012. Vol. 20, No. 5. P. 613–631.

Hygienic standards GN 2.1.5.1315-03 "Maximum Permissible Concentrations (MPC) of chemicals in the water of water bodies for drinking and domestic water use" (approved by the Chief State Sanitary Doctor of the Russian Federation on April 27, 2003) Date of introduction June 15, 2003 (as amended on July 13, 2017)

Ilyasova A.M., Snopkov S.V. Coseismic variations of the thermophilic element Si in groundwaters on the western coast of Lake Baikal // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 72–105.

Map of earthquake epicenters. Irkutsk: Baikal Branch of the Federal Research Center Unified Ge-

ophysical Service of the Russian Academy of Sciences, 2023. <http://www.seis-bykl.ru>

Perelman A.I. Geochemistry of natural waters. M.: Nauka, 1982. 154 p.

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Orgil'yanov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E. .P. Hydrogeochemical zonation of uranium isotopes ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in the south of the Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the formation of groundwater // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2020. V. 11, No. 3. P. 632–650.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechelnitsky V.V., Gileva N.A. Development of the Kultuk seismic prognostic polygon: ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in groundwater from active faults on the western coast of the Baikal // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. V. 6, No. 4. P. 519–554.

Seminsky K.Zh., Dobrynina A.A., Bornyakov S.A., Sankov V.A., Pospiev A.V., Rasskazov S.V., Perevalova N.P., Seminskiy I.K., Lukhnev A.V., Bobrov A.A., Chebykin E.P., Edemskiy I.K., Ilyasova A.M., Salko D.V., Sankov A.V., Korol S.A., 2022. Integrated monitoring of hazardous geological processes in Pribaikalye: Pilot network and first results // *Geodynamics & Tectonophysics*. Vol. 13, No. 5. P. 0677. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0677

Aries, S., Valladon, M., Polve, M., Dupre, B., 2000. A Routine Method for Oxide and Hydroxide Interference Corrections in ICP-MS Chemical Analysis of Environmental and Geological Samples. *Geostandard. Newslett.* 24, No. 1, 19-31.

Bagard, M.-L., Chabaux, F., Pokrovsky, O.S., Viers, J., Prokushkin, A.S., Stille, P., Rihs, S., Schmitt, A.-D., Dupre, B., 2011. Seasonal variability of element fluxes in two Central Siberian rivers draining high latitude permafrost dominated areas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 3335-3357.

Bjorkvald, L., Buffam, I., Laudon, H., Morth, C.-M., 2008. Hydrogeochemistry of Fe and Mn in small boreal streams: the role of seasonality, landscape type and scale. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2789–2804.

Pokrovsky, O.S., Schott, J., Kudryavtzev, D.I., Dupre, B., 2005. Basalt weathering in Central Siberia under permafrost conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 69. P. 5659–5680.

Pokrovsky, O.S., Schott, J., Dupre, B., 2006. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 70. P. 3239–3260.

Suturin, A.N., Paradina, L.E., Epov, V.N., Semenov, A.R., Lozhkin, V.I., Petrov, L.L., 2003.

Preparation and assessment of a candidate reference sample of Lake BAIKAL deep water. *Spectrochimica Acta Part B*. Vol. 58. P. 277–288.

Yarincik, K.V., Murrae, R.W., Lyons, T.W., Peterson, L.C., Haug, G.H., 2000. Oxydation history, of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over past 578,000 years: results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn, and Fe). *Paleoceanography*. Vol. 15. P. 593–604.

Чебыкин Евгений Павлович,

кандидат химических наук, старший научный сотрудник,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, 664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Лимнологический институт СО РАН, email: epcheb@yandex.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,

Candidate of Chemical Sciences, Senior Researcher,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033 Irkutsk, Ulan-Batorskaya st., 3, Limnological Institute SB RAS, email: epcheb@yandex.ru.

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.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, Lenin st., 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char, 664033 Irkutsk, Lermontov st., 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies, tel.: (3952) 51–16–59, email: rassk@crust.irk.ru.

Ильасова Айгуль Маратовна,

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
email: ila@crust.irk.ru.

Пыасова Аигул Маратовна,
candidate of geological and mineralogical sciences,
leading engineer,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
email: ila@crust.irk.ru.

Снопков Сергей Викторович,
кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент,
664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,
Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, ведущий научный сотрудник,
email: snopkov_serg@mail.ru.
Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, assistant professor,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
664074, Irkutsk, Kurchatov str., 3,
Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Leading Researcher,
email: snopkov_serg@mail.ru.

Коваленко Сергей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
доцент,
email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergei Nikolaevich,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, Lenin, str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
assistant professor,
email: igpug@mail.ru.

Вулканизм, новейшая геодинамика

УДК 551.21+551.248.2 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.60>

Современные сейсмотектонические деформации на вулканическом плато Асхатэ и их роль в структуре вулканического поля Дариганга, Юго-Восточная Монголия

И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. По данным инструментальных измерений в Юго-Восточной Монголии и сопредельной территории Китая определяется слабая сейсмичность. Однако в западной части вулканического поля Дариганга, на краю плато Асхатэ, образовавшегося в результате эрозионного расчленения щитовой постройки возрастом 4.8–4.3 млн лет, обнаружена 7.5-километровая система рвов, которая может иметь сейсмическую природу. Мы предполагаем связь современной сейсмотектонической активности на вулкане Асхатэ с тектоническими движениями в позднекайнозойском Тамцагском предгорном прогибе хр. Нукут-Дабан, оформление которого пространственно связано с новейшей активизацией Солонкерского структурного шва.

Ключевые слова: вулканизм, кайнозой, Азия, Монголия, геодинамика, неотектоника, современные движения.

Recent Seismotectonic Deformations on the Ashate Volcanic Plateau and their Role in Structure of the Dariganga Volcanic Field, Southeastern Mongolia

I.S. Chuvashova^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,2}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. From instrumental measurements in southeastern Mongolia and adjacent China, weak seismicity is determined. However, 7.5-kilometer long system of ditches, probably of seismic nature, was detected in the western part of the Dariganga volcanic field, on the edge of the Ashate Plateau that resulted from erosional dissection of the 4.8–4.3 Ma shield edifice. We propose that the modern seismotectonic reactivation of the Askhate volcano is related to tectonic motions in the Late Cenozoic Tamtsag foredeep of the Nukut-Daban range, spatially associated with neotectonic reactivation of the Solonker suture.

Keywords: Volcanism, Cenozoic, Asia, Mongolia, geodynamics, recent tectonics, present-day motions.

Введение

При объяснении распространения позднекайнозойского вулканизма в Центральной и Восточной Азии обычно обсуждаются гипотезы

глубинного происхождения магматических расплавов. Литосферный структурный контроль вулканизма либо не обсуждается, либо уходит на второй план. Между тем,

изучение структурно-тектонических условий на вулканоактивных территориях имеет смысл в связи с инструментальными наблюдениями сейсмической активности, непосредственно сопровождающей вулканические извержения в континентальных рифтовых системах, и в связи с датированием вулканических событий позднего кайнозоя и особенно среднего-позднего плейстоцена и голоцена. Открывается возможность пространственно-временных реконструкций вулканических последовательностей в связи со структурным контролем вулканизма и определения соотношений современных вулканических извержений с сейсмотектоническими процессами.

Вулканические и сейсмотектонические процессы развиваются параллельно, поэтому с самого начала сейсмотектонических исследований в Центральной Азии В.П. Солоненко и др. уделяли особое внимание анализу «живой тектоники» в районах современной вулканической деятельности (Живая тектоника..., 1966). Из прямых сопоставлений пространственно-временного распределения эпицентров землетрясений с активизацией деятельности вулкана Олдонио Ленгаи в 2007 г. также был сделан вывод о структурном контроле проникновения магматических расплавов в кору южной части Кенийского рифта [Calais et al., 2008].

Цель настоящей работы – выявить характер развития современных деформаций в слабо сейсмически активной области Юго-Восточной Монголии на плато Асхатэ и определить положение тектонически-активного центра в структуре вулканического поля Дариганга.

Вулканическое поле Дариганга и новейшие структуры территории

Позднекайнозойское вулканическое поле Дариганга пространственно обособлено от вулканических полей Центральной Монголии и сближено с вулканическими полями, распространенными на континентальной окраине Восточной Азии – в Восточном Китае, Корее и на Дальнем Востоке России. В отличие от вулканических пород Централь-

ной Монголии, в которых проявляется калиевая специализация, вулканические породы Дариганги имеют умеренно калиевый (кали-натровый) состав. Предполагалось, что различие по содержанию калия вулканических пород обусловлены более глубинными процессами магмообразования под первой территорией и менее глубинными – под второй (Кебезинская, 1979). Это предположение вызвало сомнения в связи с находками на вулканах Дариганги в составе глубинных включений пикроильменита, характерного для ассоциации включений из кимберлитов (Салтыковский, Геншафт, 1985).

Лавы южной части вулканического поля Дариганга подняты на расчлененном рельефе хр. Нукут-Дабан, протягивающегося в северо-северо-восточном направлении вдоль границы Монголии и Китая. Лавы вулканов центральной и северной частей поля представляют собой аккумулятивное сооружение между Тамцагской и Онгонской впадинами (рис. 1).

Кайнозойская Тамцагская впадина вытянута вдоль хр. Нукут-Дабан и в этом отношении должна рассматриваться как предгорная структура. Под названием «Тамцагский» рассматривается также более обширный позднемезозойский нефтеносный бассейн (синеклиза). Эта структура занимает крайнюю, северо-восточную часть Гобийского прогиба и значительной своей частью расположена на территории Китая. В границах Монголии находится ее юго-восточная часть, вырисовывающаяся в виде прогиба, имеющего северо-восточную ориентировку, заполненного отложениями верхней юры – нижнего мела мощностью до 4 км. В ряде мест верхнемеловые отложения перекрыты неогеновыми и четвертичными отложениями изменчивой мощности (от 20 до 200 м). Протяженность Тамцагской синеклизы с юго-востока на северо-запад (в границах Монголии) – около 300 км, с севера на юг – до 150 км. С юга она ограничена Нукутдабанским поднятием, с запада – Северо-Монгольским поднятием (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977).

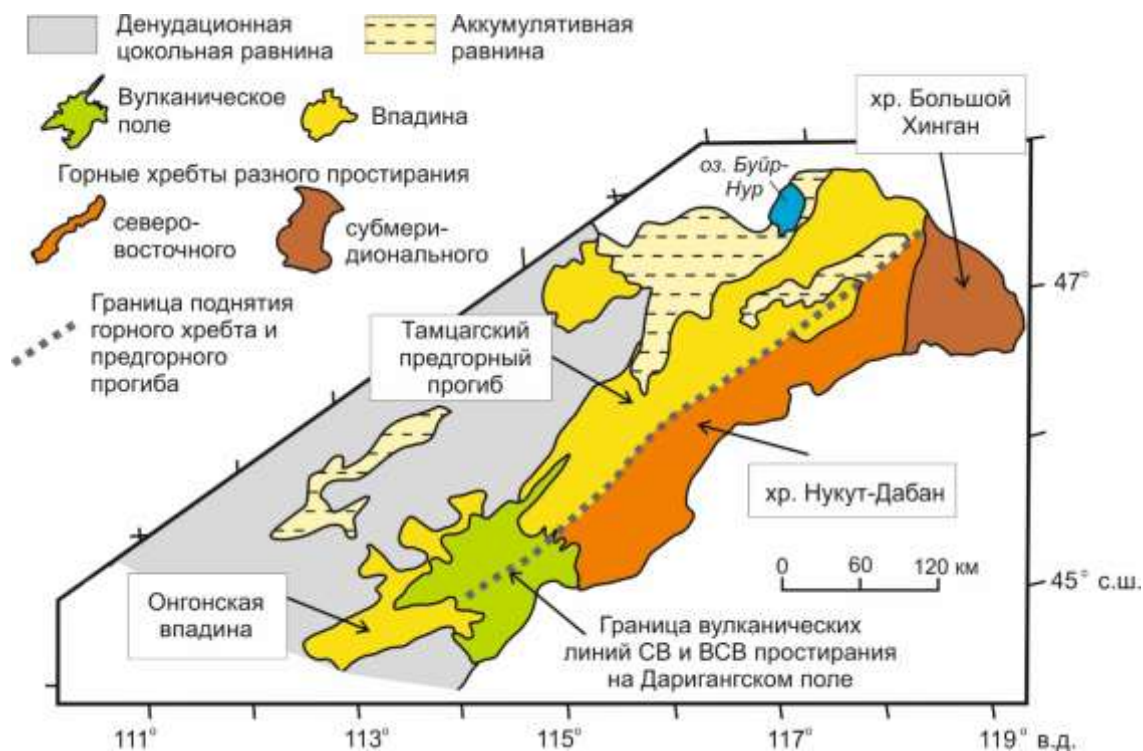


Рис. 1. Местоположение Даригангского вулканического поля в Юго-Восточной Монголии между Онгонской и Тамцагской впадинами. Границы новейших структур приведены по работе (Сырнев, 1982). Граница территорий с разнонаправленными вулканическими линиями поля Дариганга показана как продолжение границы между поднятием хр. Нукут-Дабан и Тамцагским предгорным прогибом (Чувашова и др., 2012). Образование хр. Нукут-Дабан и Тамцагского предгорного прогиба связывается с активизацией Солонкерского структурного шва, расположенного на сопредельной территории Китая.

Fig. 1. Location of the Dariganga volcanic field in Southeastern Mongolia between the Ongon and Tamtsag basins. Boundaries between neotectonic structures are adopted from (Syrnev, 1982). Border between areas with differently directed volcanic lines of the Dariganga field is shown as a continuation of the one between the Nukut-Daban uplift and Tamtsag foothill foredeep (Chuvashova et al., 2012). Formation of the Nukut-Daban range and Tamtsag foredeep is associated with reactivation of the Solonker suture, located in the adjacent China.

Уместно провести аналогии развития вулканизма и седиментационных бассейнов территории с развитием вулканизма и мезозойских и кайнозойских впадин Прибайкалья и Забайкалья (Флоренсов, 1960). Мезозойский этап вулканизма, сопровождавшего формирование бассейнов Забайкалья, сменялся переходным этапом конца мела и палеогена, во время которого оформились Селенгино-Витимский и Приморский передовые прогибы Южно-Байкальского орогена. Вулканизм сопутствовал развитию Селенгино-Витимского прогиба. Байкальская полоса поднятий и впадин (рифтовая зона) начала фрагментарно проявляться в позднем олигоцене и резко обозначилась, начиная с миоцена, в последние 20 млн лет. Горячая тран-

стенция была запущена на северо-востоке Байкальской рифтовой системы 16–14 млн лет назад. Ядро Байкальской рифтовой зоны (Южно-Байкальской впадины) заложились вдоль Приморского шва, отделяющего фундамент Сибирского палеоконтинента от аккрецированных террейнов.

Подобные этапы различаются в развитии мезозойских и кайнозойских седиментационных структур и вулканизма Юго-Восточной и Южной Монголии. После юрско-мелового этапа вулканизма и седиментации, получил развитие вулканизм с фрагментарным формированием бассейнов седиментации Южной и Средней Гоби переходного этапа позднего мела и палеогена. Структура рассматривалась как «Гобий-

ская плита» (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977). В позднем кайнозое какое-то время происходил снос материала в Тамцагский бассейн с юга (со стороны Китая) (Сырнев и др., 1986). Затем образовался хр. Нукут-Дабан и структура Тамцагского бассейна оформилась как Тамцагский предгорный прогиб этого хребта. На этом (неотектоническом) этапе проявился вулканизм Дариганского поля, начиная, приблизительно, с 18 млн лет назад. Близкий по времени вулканизм имел место на полях Абага и Далинур, протягивающихся от Дариганского поля до Солонкерского шва палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое. Хр. Нукут-Дабан и сопряженный с ним Тамцагский предгорный прогиб сформировались, таким образом, как новейшие структуры, пространственно связанные с активизацией Солонкерского шва.

По пространственному распределению вулканических построек поле Дариганга разделяется на две половины: северо-западную, в которой постройки контролировались разломами северо-восточной ориентировки (азимут 45°), и юго-восточную, в которой постройки контролировались разломами восточно-северо-восточной ориентировки (азимут 30°). В отдельных фрагментах северо-западной половины поля можно видеть короткие (до 15 км) линии построек с азимутом 30° и 70° (Влодавец, 1950, 1955). Северо-западная половина поля связывается нами со структурами рифтовых впадин, а юго-восточная – с поднятием хр. Нукут-Дабан (Чувашова и др., 2012).

В пределах Дариганского вулканического поля выделяются две зоны высоко-Mg вулканических пород – базанитов (11.0–15.8 мас. % MgO): субширотная (СШ-зона) и северо-восточная (СВ-зона). СШ-зона трассируется от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние не менее 110 км, а СВ-зона – от вулкана Авгойт-Ула на юго-западе до вулкана Бурхант на северо-востоке, на расстояние 85 км. Ширина обеих зон достигает 10 км. Первая зона находится в основном в юго-восточной половине поля и протягивается в юго-западную часть северо-западной половины. Вторая зона полностью соответствует северо-западной половине поля и, та-

ким образом, пространственно соответствует Тамцагскому предгорному прогибу хр. Нукут-Дабан.

По всей протяженности СШ-зоны вулканические породы содержат включения граната. На вулканах северо-восточной зоны включения граната отсутствуют, кроме находки на вулкане Авгойт-Ула, расположенном на взаимном пересечении зон высоко-Mg вулканических пород. Распространение мантийных включений этого типа свидетельствует о поднятии более глубинного литосферного материала в СШ-зоне высоко-Mg вулканических пород, чем в СВ-зоне. Именно в СШ-зоне находятся наиболее крупные вулканические постройки и самая высокая из них – постройка Шилин-Богд (1778 м).

СВ-зона высоко-Mg вулканических пород продолжается по простиранию умеренно-Mg базальтами, образующими апофизы поля Дариганга: юго-западную – около 25 км и северо-восточную – до 90 км. Апофизы распространяются вдоль Тамцагского предгорного прогиба в северо-восточном направлении на 200 км. СШ-зона высоко-Mg вулканических пород характеризуется резким ограничением на западе, но, возможно, продолжается на востоке в пределах вулканического поля Абага территории Китая. Двустороннее дистальное распределение извержений северо-восточной зоны отражает развитие вулканизма вдоль предгорного прогиба, а их резкое западное ограничение в субширотной зоне свидетельствует о резком ограничительном контроле вулканизма этой же структурой.

Плато Асхатэ и его сейсмотектонические рвы

Плато находится в СВ зоне высоко-Mg вулканических пород (см. рис. 1). Оно было отмечено В.В. Кепежинским (1979) как «редкий случай вертикального размаха рельефа» (не менее 100 м). Краткая характеристика плато приводилась нами в коротком сообщении (Расказов и др., 2010).

Морфологически Асхатэ представляет собой поднятое столовое сооружение, обнаженность которого отражает его современную тектоническую активность. Следы активности выявляются вдоль юго-юго-

восточного фаса плато в виде системы рвов. Общая протяженность этой системы в уступе плато Асхатэ составляет 7.5 км при ширине до 1 км. Ближе к восточно-северо-

восточному окончанию системы рвов их ориентировка становится северо-северо-восточной (азимут 30°). Местами рвы образуют левосторонние кулисы (рис. 2).

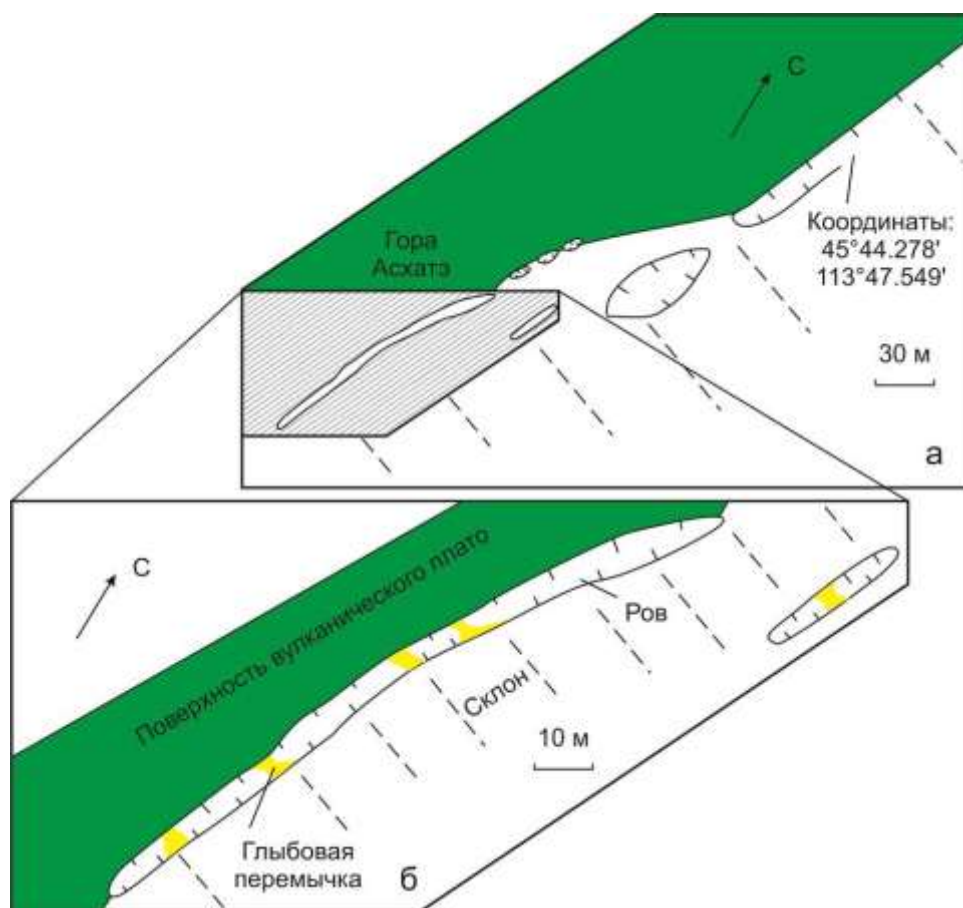


Рис. 2. Схема кулисообразного соотношения сейсмостектонических рвов на юго-восточном краю плато Асхатэ (а) и более детальная схема рвов с глыбовыми перемычками (б) (см. текст).

Fig. 2. Scheme of echelon relationship between seismotectonic ditches in the southeastern edge of the Ashate plateau (a) and more detail scheme of ditches with blocky bridges (b) (explanations in the text).

В верхней части склона глубина рвов составляет 3–5 м при ширине в среднем около 5–8 м. Ниже по склону рвы становятся менее глубокими и достигают в ширину нескольких десятков метров. Рвы проходят по коренным породам и по развалам глыб (рис. 3). В верхней части склона рвы разделены

глыбовыми перемычками на ячейки длиной от 10 до 50 м (рис. 4). Морфологически сейсмостектоническая структура наиболее отчетливо выражена в центральной части (рис. 5), но хорошо прослеживается к северо-востоку и юго-западу (рис. 6, 7).



Рис. 3. Ров в коренном обнажении лавового потока (*a*) и в развалах глыб (*б*).

Fig. 3. A ditch in bedrock outcrop of lava flow (*a*) and in blocks (*b*).



Рис. 4. Глыбовая перемычка.

Fig. 4. Blocky bridge.



Рис. 5. Уступ плато Асхатэ, отпрепарированный сейсмоструктурным рвом (центральная часть структуры) (ров отмечен белыми стрелками).

Fig. 5. Ledge of the Ashate plateau, prepared by a seismotectonic ditch (central part of the structure) (the ditch is marked with white arrows).



Рис. 6. Плато Асхатэ в северо-восточной части сейсмоструктурной структуры (ров отмечен белыми стрелками). На переднем плане находится фрагмент дайки.

Fig. 6. Ashate plateau in the northeastern part of the seismotectonic structure (the ditch is marked with white arrows). Observed in the foreground is a dyke fragment.



Рис. 7. Юго-западная часть сеймотектонического рва (отмечена белыми стрелками), отделяющая поверхность плато (слева) от пологого склона (справа).

Fig. 7. The southwestern part of the seismotectonic ditch (it is marked with white arrows), separating the surface of the plateau (to the left) from the gentle slope (to the right).

Северо-восточная часть плато обрывается широкой (1.0–1.5 км) субмеридиональной долиной, на восточном борту которой находятся базальтовые дайки протяженностью 200–250 м субширотной (азимут 90°) и северо-восточной (азимут 50°) ориентировки (рис. 8). Восточная часть субширотной дайки выклинивается, приобретая северо-восточную ориентировку. Породы даек ха-

рактеризуются видимыми зернами оливина, петрографически идентичны между собой и по-видимому, внедрялись одновременно с накоплением вулканической толщи плато Асхатэ. Здесь для базальтов получены К–Аг датировки в интервале 4.8–4.3 млн лет (Коннова и др., 1988).



Рис. 8. Коренное обнажение даек в восточном борту субмеридиональной долины, обозначенным вулканическим сооружением напротив северо-восточной части сеймотектонического рва плато Асхатэ (см. фотографию рис. 6).

Fig. 8. Outcrop of dikes in the eastern side of north-south valley marked by a volcanic edifice in opposite to the northeastern part of seismotectonic ditch in the Ashate plateau (see photograph in Fig. 6).

Тектонические уступы и системы рвов с азимутами простирания 30° и 70° протяженностью от 5 до 22 км распространены на вулканическом плато Дариганга в районе горы Асхатэ и восточнее ее в субширотной полосе протяженностью не менее 60 км и шириной около 30 км (рис. 9). Эта территория находится в северо-западной половине поля, в которой, как показано В.И. Влодав-

цом, вулканы контролировались зонами северо-восточной ориентировки. Активизация разрывов с простиранием 30° может свидетельствовать о том, что деформации, свойственные юго-восточной половине плато и выраженные в линейном восточно-северо-восточном распределении вулканических аппаратов, проявляются на современном этапе в его северо-западной половине.

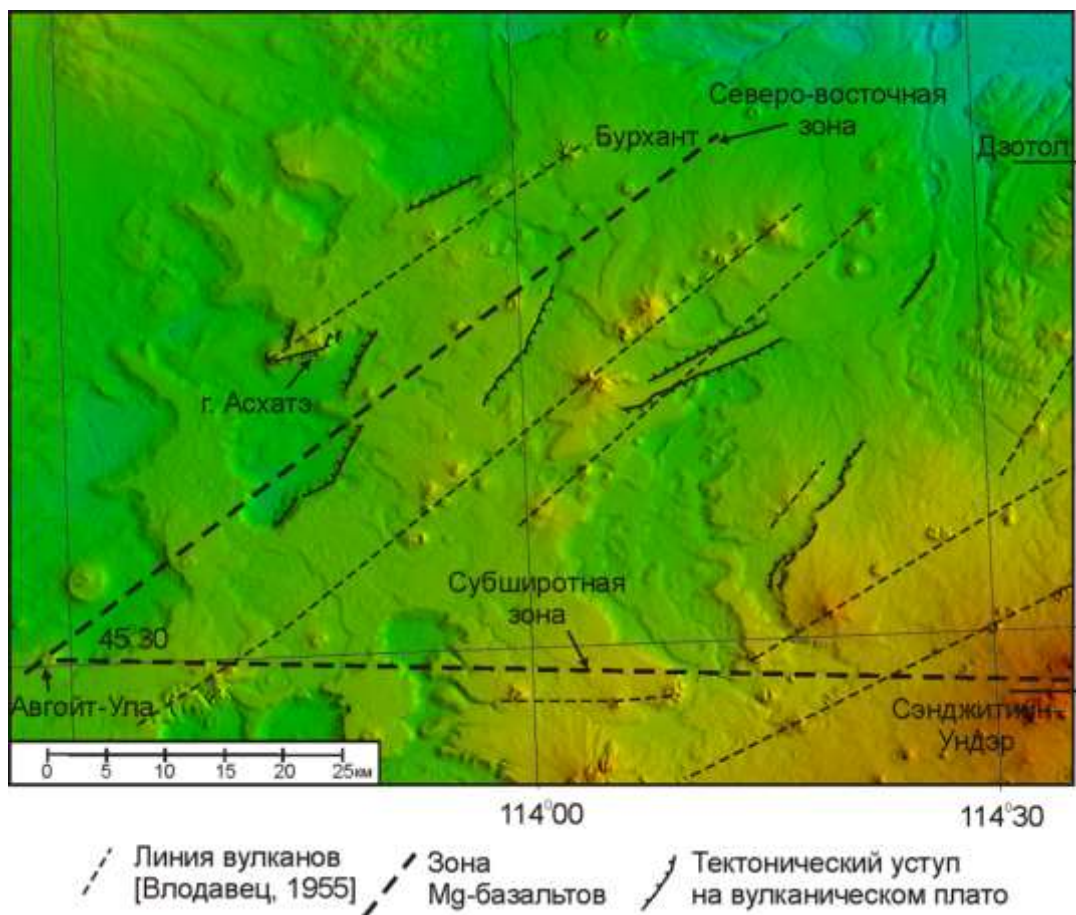


Рис. 9. Схема местоположения сеймотектонического уступа г. Асхатэ в СВ зоне высоко-Mg вулканических пород АвгойтУла – Бурхант и подобных тектонических уступов центральной и западной частей Даригангского вулканического поля (объяснения в тексте).

Fig. 9. Scheme of location of seismotectonic scarp of the Ashate plateau in the NE (Avgoyt Ula-Burkhan) zone of high-Mg volcanic rocks and similar tectonic scarps in the central and western parts of the Dariganga volcanic field (explanations in the text).

Обсуждение

Сеймотектонические структуры, связанные с вулканизмом Внутренней Азии

Вслед за В.П. Солоненко и др. (Живая тектоника..., 1966) высокий уровень тектонической активности на Удоканском вулканическом поле северо-востока Байкальской

рифтовой системы подчеркивался в работах М.Г. Демьяновича (1973, 1980), С.В. Рассказова (1982, 1985, 1999) и Ф.М. Ступака (1987). На фоне преобладающего северо-западного и субмеридионального растяжения коры была выявлена смена тектонических напряжений с растяжением в северо-восточном направлении во время структур-

ной перестройки на рубеже плиоцена–плейстоцена (2.6–2.4 млн лет назад). Эта структурная перестройка сопровождалась сменой ориентировки даек с субширотной и северо-восточной на северо-западную при переходе на северном краю вулканического поля от извержений недифференцированных лав умеренно щелочного состава к извержениям высокощелочных недифференцированных лав. Другое подобное азимутальное отклонение от преобладающего северо-западного и субмеридионального растяжения коры имело место во время предголоценовой–голоценовой структурной перестройки в зоне юного вулканизма (14.4–8.8 календарн. тыс. лет назад). В этом случае перестройка повлекла за собой пространственно-временное перераспределение недифференцированных и дифференцированных магм умеренно щелочной серии. Пример Удоканского вулканического поля свидетельствует о существенном контроле эволюции вулканизма трансензионными тектоническими деформациями коры и литосферной мантии (Чувашова и др., 2007; Рассказов, Чувашова, 2018).

Отчетливый структурный контроль вулканизма отмечался в Тункинской долине юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Эпицентр сильного Быстринского землетрясения, произошедшего в восточной части долины 21 сентября 2020 г., находился в плоскости Главного Саянского разлома и пространственно совпадал со среднемиоценовым Анчугским вулканом Камарско-Становой зоны трансенсии, которая была активной в интервале 18–12 млн лет назад (Rasskazov et al., 2021).

Еще один пример яркого проявления тектонического контроля вулканизма – изменение компонентного состава магматических расплавов в зоне Удаляньчи Северо-Восточного Китая. В центральной части поля Удаляньчи установлено последовательное продвижение вулканических извержений от

лавового потока Лаошантоу, излившегося около 2.5 млн лет назад, через извержения на вулканах Уохушан и Бидзиашан к историческим извержениям вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1721 гг. и в 1776 г. При извержении двух последних вулканов проникновение магматических расплавов сквозь земную кору контролировалось тектоническим разрывом с коренной сменой магматических источников на уровне подошвы литосферы (Rasskazov et al., 2016). Интервал заключительных вулканических событий на поле Удаляньчи совпал по времени с эндогенной катастрофой на Камчатке в 1736–1742 гг. (Рассказов и др., 2009).

На территории Монголии крупные сейсмические события последнего столетия были сосредоточены в ее центральной и западной частях, в окружении Хангайского нагорья (Dugarmaa, Shlupp, 2003). В Тарятской впадине Хангая устанавливается смена субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый (возраст около 50 тыс. лет) линией построек северо-восточного простирания вулкана Хорго (возраст около 9 тыс. лет). Эта смена воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры Чулутынской зоны горячей трансенсии, активной в последние 10 млн лет (Чувашова и др., 2022).

Тектонический контроль вулканизма Дариганского поля и сейсмичность

В юго-восточной части Монголии землетрясения с магнитудой до 5.5 редки. Эпицентр одного из таких землетрясений определен вблизи вулканического поля Дариганга, на поле Абага сопредельной территории Китая. На карте мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии показаны сейсмоактивные разломы, протягивающиеся из Южной Гоби через северный край Дариганского вулканического поля до района населенного пункта Нумрэг самой восточной части территории Монголии (рис. 10).

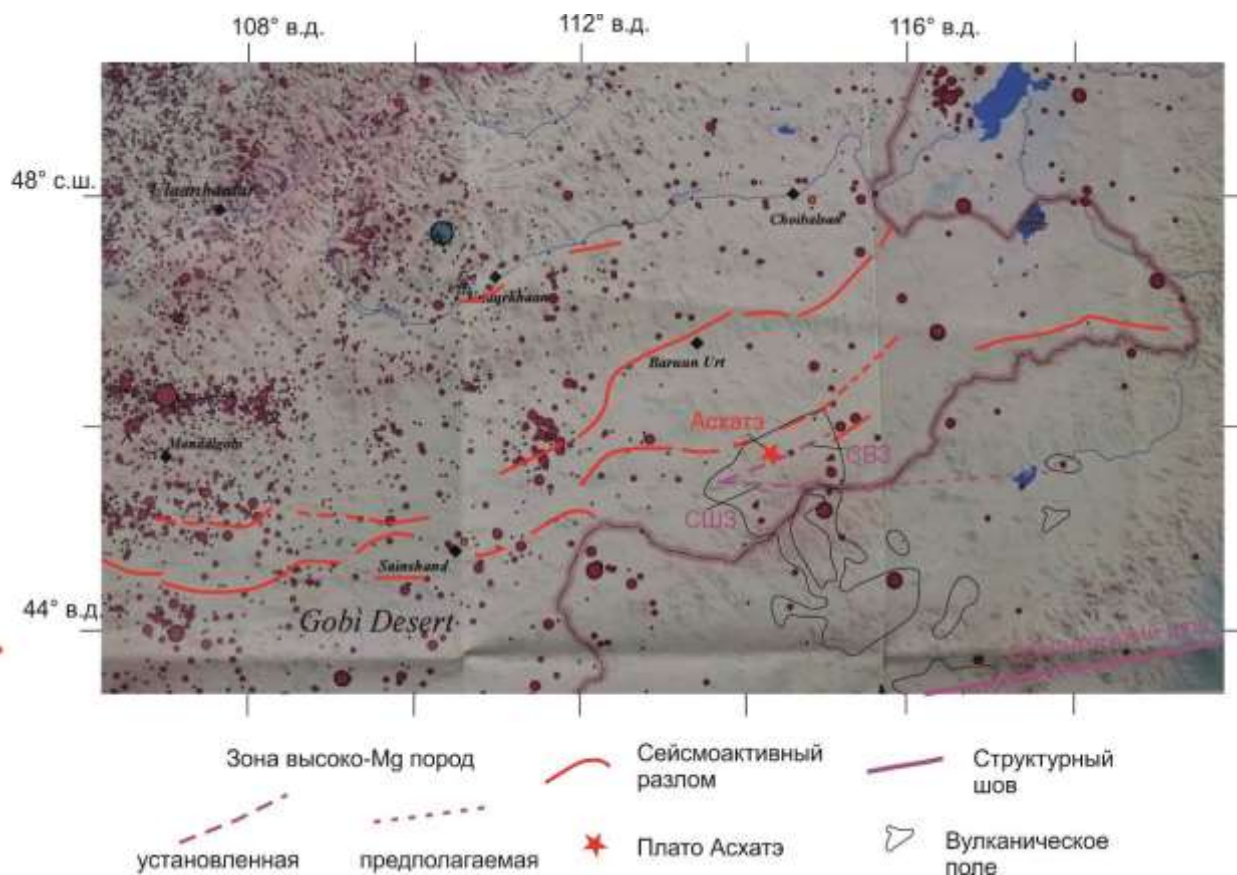


Рис. 10. Схема сейсмоактивных структур Юго-Восточной Монголии. В качестве основы использован фрагмент карты «One century of seismicity in Mongolia» (Dugarmaa, Schlupp, 2003). Сейсмоактивные разломы показаны по карте (Нагибина, 1975). Зоны высоко-Mg пород: СШЗ – субширотная, СВЗ – северо-восточная. Солонкерский шов обозначен разломом Линси. Пространственное распределение вулканических полей на территории Китая показано по работе (Hou et al., 2023).

Fig. 10. Scheme of seismically active structures in Southeastern Mongolia. A fragment of the map "One century of seismicity in Mongolia" (Dugarmaa, Schlupp, 2003) was used as a basis. Seismically active faults are shown after the map (Nagibina, 1975). Zones of high-Mg rocks: СШЗ – west-eastern, СВЗ – northeastern. The Solonker suture is marked by the Linxy Fault. Spatial distribution of volcanic fields in China is shown after (Hou et al., 2023).

На территории Юго-Восточной Монголии наиболее молодые извержения Даригангского поля определяются по морфологической сохранности сооружений вулкана Дзотол, «долинных» потоков урочищ Арагол, Баин-Булак и долины р. Цамхак. Самой молодой постройкой считается вулкан Дзотол (Влодавец, 1955; Кепежинская, 1979). Расположение молодых построек на северо-восточном краю Даригангского поля может свидетельствовать о горячем потенциале района его перехода к Тамцагскому предгорному прогибу хр. Нукут-Дабан. На сопредельной территории Китая, от границы с Монголией протягиваются молодые «долинные» потоки. Финальные извержения опре-

деляются самой молодой К–Аг датировкой пород вулканического поля Абага 160 тыс. лет (Zhang, Guo, 2016).

Заключение

В районах Внутренней Азии рассмотрены случаи, свидетельствующие о тесной связи вулканизма с развитием новейшей структуры в позднем кайнозое. Такая связь выявляется в пространственно-временном перераспределении вулканической деятельности и отражается в смене компонентного состава изливающихся расплавов. Вулканические и сеймотектонические процессы связаны

между собой на обширных территориях и на конкретных вулканах.

По данным инструментальных наблюдений в Юго-Восточной Монголии и в сопредельном Китае определяется слабая сейсмичность. В западной части Даригангского вулканического поля охарактеризована активная сейсмотектоническая структура края плато Асхатэ. Щитовая постройка, образовавшаяся в плиоцене, 4.8–4.3 млн лет назад, активно эродируется. На ней прослежена 7.5-километровая система рвов, которая может иметь сейсмическую природу. Современные движения на вулкане Асхатэ сопряжены с тектоническими движениями в горячей структуре предгорного прогиба хр. Нукут-Дабан. С этой структурой пространственно связаны наиболее молодые (средне-позднеплейстоценовые) вулканические извержения.

Выявление следов юной сейсмотектонической и вулканической активности на Даригангском вулканическом поле свидетельствует о вероятности будущих вулканических и сейсмических событий на этой территории. Вулканизм Даригангского поля Монголии и полей Абага и Далинуор сопредельного Китая маркирует ослабленную зону литосферы в активизированной части Солонкерского структурного шва палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое. Вулканизм сопровождал новейшую активизацию шва с образованием хр. Нукут-Дабан и Тамцагского предгорного прогиба.

Благодарности

Исследования частично выполнены при выполнении госзадания ИЗК СО РАН на 2021–2025 гг. «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии» (FWEF-2021-0009).

Литература

Влодавец В.И. Даригангская вулканическая область // ДАН СССР. 1950. Т. 72, № 5. С. 933–935.

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Демьянович М.Г. Структурно-геологическая особенность проявления кайнозойского вулканизма на Становом нагорье // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1973. С. 33–36.

Демьянович М.Г. Структурно-геологические особенности и сейсмотектоника Удоканского поля кайнозойских базальтов // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980. С. 63–71.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 231 с.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 310 с.

Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // ДАН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии / Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии / Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Юные вулканы хребта Удокан // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982а. С. 125–136.

Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ершов К.В. Новые данные о юных вулканах и сейсмотектонике Центральной и Юго-Восточной Монголии // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Труды VIII Российско-Монгольской конференции по астрономии и геофизике. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. С. 66–72.

Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.

Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1987. 169 с.

Сырнев И.П. Восточно-Монгольская равнина // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 166–176.

Сырнев И.П., Малаева Е.М., Крамаренко Г.С., Лефлат О.Н. К палеогеографии Тамцагской впадины на востоке МНР в среднем плейстоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1986. № 55. С. 35–44.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОИВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

References

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Tracing of a potential seismic structure in the Taryat depression of Central Mongolia by volcanic eruptions from an OIB-like source 50–9 thousand years ago // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: asynchronous decompression and fluid melting of the mantle // *Volcanology and Seismology*. 2007. No. 6. P. 19–45.

Demyanovich M.G. Structural-geological feature of the manifestation of Cenozoic volcanism on the Stanovoy Upland // *Questions of Geology of the Baikal and Transbaikalia*. Chita, 1973. P. 33–36.

Demyanovich M.G. Structural-geological features and seismotectonics of the Udokan field of

Cenozoic basalts // *Seismotectonics and seismicity of the BAM construction area*. M.: Nauka, 1980. P. 63–71.

Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region / *Trudy East Siberian department SB AS USSR*. Issue. 19. Series geol. M.–L.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. 258 p.

Living tectonics, volcanoes, and seismicity of the Stanovoy Upland / V.P. Solonenko, A.A. Treskov, R.A. Kurushin et al. M.: Nauka, 1966. 231 p.

Kepezhinskas V.V. Cenozoic alkaline basaltoids of Mongolia and their deep-seated inclusions. M.: Nauka, 1979. 310 p.

Kononova V.A., Ivanenko V.V., Karpenko M.I. et al., New data on the K–Ar ages of Cenozoic continental basalts of the Baikal Rift System // *Doklady Earth Sci*. 1988. Vol. 303, No. 2. P. 454–457.

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia / *Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11. M.: Nauka, 1975. 307 p.

Nagibina M.S., Shuvalov V.F., Martinson G.G. The main features of stratigraphy and the history of the development of the Mesozoic structures in Mongolia / *The main problems of the geology of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 22. Moscow: Nauka, 1977. P. 76–91.

Rasskazov S.V. Young volcanics of the Udokan Range // *Late Pleistocene and Holocene of the south of Eastern Siberia*. Novosibirsk: Nauka, 1982. P. 125–136.

Rasskazov S.V. Basaltoids of Udokan. Novosibirsk: Nauka, 1985. 142 p.

Rasskazov S.V. Middle Holocene change in tectonic stresses in the volcanic zone of the Udokan Range, Eastern Siberia // *Volcanology and Seismology*. 1999. No. 2. P. 70–74.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Ershov K.V. New data on young volcanoes and seismotectonics of Central and Southeastern Mongolia // *Modern geodynamics and dangerous natural processes in Central Asia*. Proceedings of the VIII Russian-Mongolian conference on astronomy and geophysics. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2010. P. 66–72.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Geodynamics of Cenozoic volcanism in the southeast of Mongolia. M.: Nauka, 1985. 135 p.

- Stupak F.M. Cenozoic volcanism of the Udokan Range. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1987. 169 p.
- Syrnev I.P. East Mongolian Plain // Geomorphology of the Mongolian People's Republic. M.: Nauka, 1982. P. 166–176.
- Syrnev I.P., Malaeva E.M., Kramarenko G.S., Leflat O.N. On the paleogeography of the Tamtsag Depression in the east of the Mongolian People's Republic in the Middle Pleistocene // Bulletin of the commission for the study of the Quaternary period. 1986. No. 55. P. 35–44.
- Vlodavets V.I. Dariganga volcanic region // Doklady Earth Sci. 1950. Vol. 72, No. 5. S. 933–935.
- Vlodavets V.I. On some features of Cenozoic volcanism in the Dariganga region of Mongolia // Problems of Geology of Asia. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. Vol. 2. P. 679–685.
- Calais E., d'Oreye N., Albaric J. et al. Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, East Africa // Nature. 2008. V. 456. P. 783–787.
- Dugarmaa T, Schlupp A. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000). Ulanbaatar: RCAG – DASE, 2003.
- Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // Front. Earth Sci. 2023. V. 11. P. 1131393. doi: 10.3389/feart.2023.1131393
- Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in Northeast China and possible link to Japan sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. P. 385–401.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y-m., Yang Ch., Xie Zh., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Zhengxing F. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics, 2016. V. 7, N 4. P. 495–532.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // Minerals. 2021. V. 11, N 5. P. 487.
- Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite – peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // Gondwana Research. 2016. V. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.gr.2016.05.014

Чувашова Ирина Сергеевна,

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

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Dynamic Geology chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

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.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Pb–изотопная оценка возраста модельных источников позднекайнозойских базальтов вулканического поля Чанбайшань (Пектусан) и её значение в общей Pb–изотопной систематике Центральной Азии

Т.А. Ясныгина¹, С.В. Рассказов^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. По соотношению $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ источники позднекайнозойских вулканических пород основного состава поля Чанбайшань, расположенного на границе Северо-Восточного Китая и Северной Кореи, характеризуются двумя интервалами возраста: позднеархейским 3.0–2.8 млрд лет и раннепротерозойским 2.2–1.9 млрд лет. Последний интервал совпадает с оценками возраста участвующего в их генезисе компонента субдуцированных силикатных отложений, а его верхняя граница – с Pb–изотопным возрастом источника плейстоценовых вулканических пород Северо-Восточного Китая.

Ключевые слова: Pb изотопы, Чанбайшань, базальты, возраст источников магм.

Pb-isotope age estimates of model sources for Late Cenozoic basalts from the Changbaishan (Baekdusan) field and its significance for the general Pb-isotope systematics of Central Asia

T.A. Yasnygina¹, S.V. Rasskazov^{1,2}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. From the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, sources of Late Cenozoic basalts from the Changbaishan field, located on the Northeast China – North Korea border, are characterized by two age intervals: Late Archean (3.0–2.8 Ga) and Early Proterozoic (2.2–1.9 Ga). The latter interval coincides with the age estimates of the component of subducted sediments involved in their genesis and its upper boundary coincides with the Pb isotope age of the source of Pleistocene volcanic rocks in Northeast China.

Keywords: Pb isotopes, Changbaishan, basalts, age of magma sources.

Введение

Преимущество Pb–Pb изотопной систематики заключается в том, что используемые в ней изотопы ^{207}Pb и ^{206}Pb (конечные продукты распада урана) при расчете изохронного возраста в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не требуют определений содержания урана. Метод был разработан ещё в середине XX века, с его помощью, в частности, был получен возраст Земли по метеори-

там из Каньона Дьявола (Patterson, 1956). В настоящее время Pb–Pb изотопная систематика широко используется для решения различных геохронометрических задач. В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ получают изохроны для определения возраста карбонатов (известняки, доломиты) (Горохов и др., 2019; Fölling et al., 2000; Rud'ko et al., 2001), нефти, битумов, углеродистого вещества в породах (Zhu et al., 2001; Hurst, 2002). Одно из ее приложений – оценка возраста

источников вулканических пород основного состава. Наклон изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ характеризует возраст протолита в источнике магм. Для того чтобы оценка возраста источника была корректной, породы должны относиться к одному возрастному интервалу развития магматизма. Исключается влияние коровой контаминации и постмагматических изменений.

В Северо-Восточном Китае нами был детально изучен вулканизма поля Удаляньчи. В работе (Рассказов и др., 2019) для его ранней фазы (возрастной интервал 2.5–2.0 млн лет назад) по наклону Pb–Pb изохроны с использованием программы Isoplot рассчитан возраст предполагаемого источника магм 1.884 ± 0.055 млрд лет, MSWD=0.67. Вулканические породы последующих извержений давали в целом более молодые оценки возраста источников (~150 млн лет) и со значительной ошибкой. Предполагается, что на более поздних этапах в интервалах 1.3–0.4 млн лет назад и <0.6 млн лет назад имело место фракционирование в магматических камерах и смешение магм разных источников.

Несмотря на то, что в Азии далеко не каждый массив данных по изотопам свинца

в базальтах подходит для построения таких изохрон, в процессе этого исследования были получены более десятка Pb–Pb оценок возраста источников базальтовых магм различных регионов. Примерно столько же рассчитано по опубликованным данным. Из-за большого количества накопленных данных возникают вопросы, с какими событиями могли быть связаны эти датировки? Каково происхождение протолитов источников? Для пород основного состава вулканического поля Чанбайшань мы попытались найти ответ на эти вопросы путем сопоставления с результатами других радиоизотопных систем.

Геологическое положение, возраст и состав пород

Вулканическое поле поля Чанбайшань (Пектусан) расположено на границе Китая и Северной Кореи (рис. 1). Оно находится на восточной окраине Северо-Китайского кратона. Крупные кайнозойские вулканические поля к северу от Чанбайшаня – Удаляньчи, Нуоминхэ, Абага и т.д. входят в Центрально-Азиатский орогенный пояс.

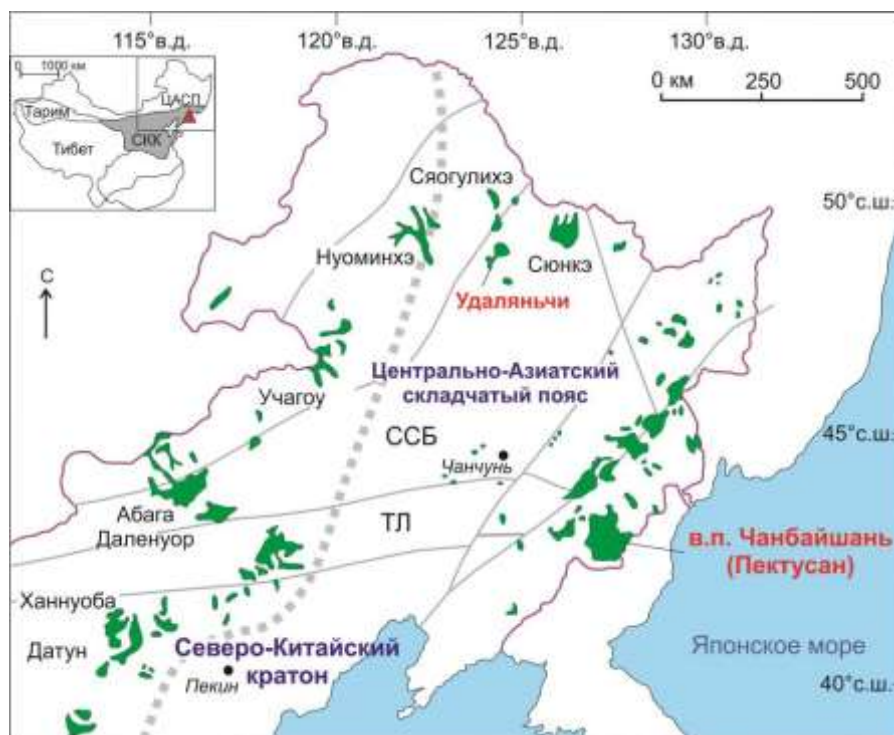


Рис. 1. Пространственное распределение кайнозойских внутриплитных базальтов на территории Северо-Восточного Китая (Zhang et al., 2018, с изменениями). ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс.

тый пояс, СКК – Северо-Китайский кратон, ТЛ – террейн Ляоюань (Liaoyuan), ССБ – блок Сунляо-Силинхот (Songliao-Xilinhot). Серой штриховой линией показан гравитационный линеамент. Здесь и далее для транскрипции китайских географических названий использована система транскрипции Палладия.

Fig. 1. Schematic map showing distribution of Cenozoic intraplate basalts in Northeast China (Zhang et al., 2018, modified). ЦАСП, Central Asian fold belt; СКК, North China craton; ТЛ, Liaoyuan terrane; ССБ, Songliao-Xilinhot block. The gray dashed line shows the North-South gravity lineament. Hereinafter, the Palladium transcription system is used for the transcription of Chinese geographical names to Russian.

Сейсмической томографией под вулканическим полем Чанбайшань регистрируются низкоскоростные аномалии на глубинах менее 100 км и от 200 до 400 км, ниже на глубинах от 400 до 600 км определяется Тихоокеанский слэб (Huang, Zhao, 2006; Duan et al., 2009) (рис. 2). По результатам сейсмической томографии предполагается, что вулка-

ны этого поля можно отчасти рассматривать как задуговые (Duan et al., 2009), хотя при этом базальты имеют ОИВ-подобные геохимические характеристики. Китайскими авторами Чанбайшань рассматривается как регион для оценки влияния глубинной субдуцирующей плиты на внутриплитный рифтовый кайнозойский вулканизм (Liu et al., 2015).

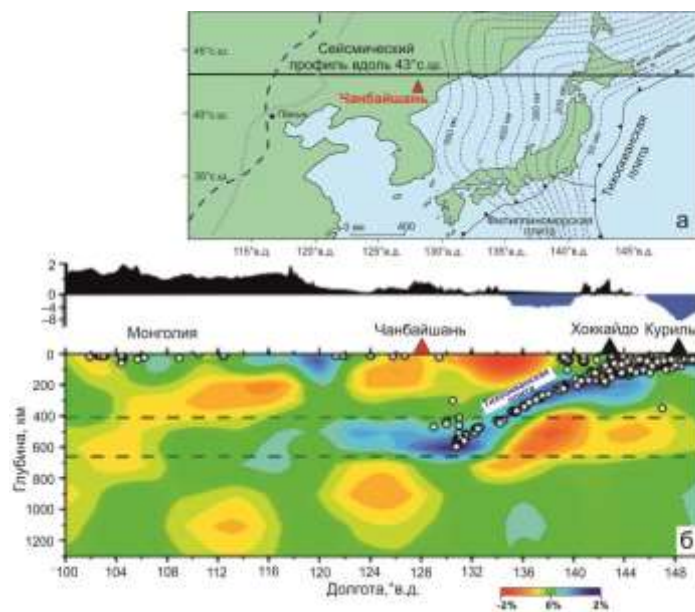


Рис. 2. Положение вулканического поля Чанбайшань относительно Тихоокеанского слэба (а). Распределение скоростей Р-волн по данным сейсмической томографии высокого разрешения по разрезу вдоль 43° с.ш. (Huang, Zhao, 2006) (б). На рис. а черными линиями с треугольниками обозначены границы плит и направления субдукции. Тонкими штриховыми линиями показаны контуры поверхности Тихоокеанского слэба по геофизическим данным (Gudmundsson and Sambridge, 1998). Синей штриховой линией под континентом обозначен край слэба, стагнированного в переходной зоне мантии под Восточной Азией (Liu et al., 2017). Серой штриховой линией показан гравитационный линеамент.

Fig. 2. Schematic map showing location of the Changbaishan volcanic field relative to the Pacific slab (a). Distribution of P-wave velocities according to high-resolution seismic tomography along the section along 43°N. (Huang, Zhao, 2006) (b). In the fig (a) the black lines with triangles indicate plate boundaries and subduction directions. Thin dashed lines show the contours of the Pacific Slab surface according to geophysical data of (Gudmundsson and Sambridge, 1998). The blue dashed line under the continent indicates the edge of a stagnated slab in the mantle transition zone beneath East Asia (Liu et al., 2017). The gray dashed line shows the North-South gravity lineament.

Вулканическое поле сложено породами основного состава (толеитовые и щелочные базальты, калиевые трахибазальты, шошо-

ниты) и среднего-кислого состава (трахиты, щелочные трахиты, латиты, комендиты и пантеллериты) (Basu et al., 1991; Liu R. et al.,

1998; Liu J. et al., 2015; Zhang et al., 2018 и др.). Оно включает три наиболее крупных полигенных вулкана – Тяньчи (Tianchi), Вантяньэ (Wantian'e) и Намфозе (Namphothe) (рис. 3), на которых базальты со временем сменялись породами среднего и кислого состава. Различаются также не-

сколько более мелких, преимущественно базальтовых построек. Базальты подразделяются на три возрастных интервала (см. рис. 3). В дальнейшем для оценки возраста источников по изотопам Pb используются только породы второго интервала (щитовой стадии).

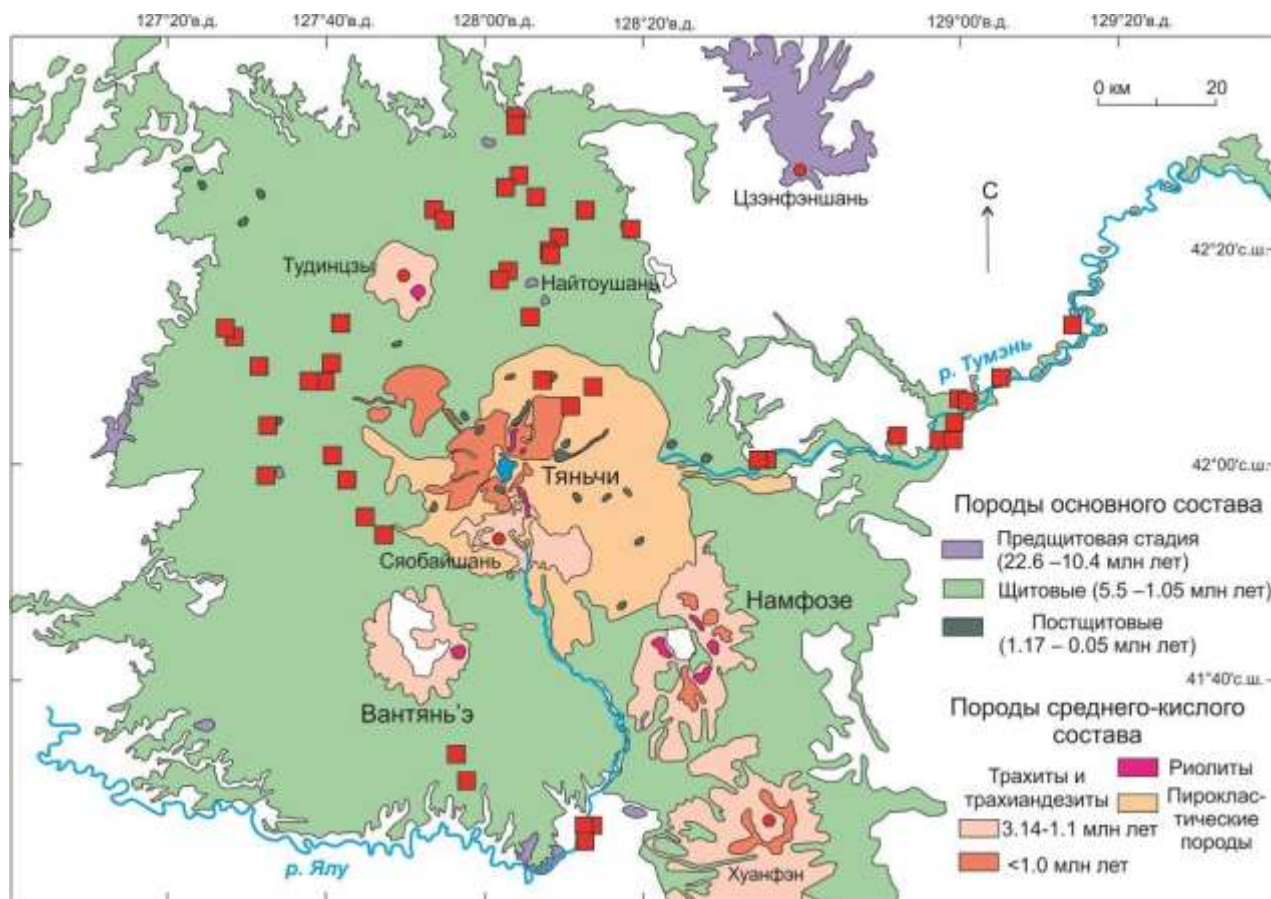


Рис. 3. Пространственное распределение кайнозойских пород вулканического поля Чанбайшань (Zhang et al., 2018, с изменениями). Красными квадратиками показаны места отбора образцов по (Kuritani et al., 2009; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Fig 3. Spatial distribution map for Cenozoic rocks of the Changbaishan volcanic field (CVF) (Zhang et al., 2018, modified). Red squares show sample locations (Kuritani et al., 2009; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

На диаграмме рис. 4 показаны составы вулканических пород Чанбайшаня по опубликованным данным. По соотношению $Na_2O+K_2O - SiO_2$ вулканизм в целом характеризуется как бимодальный. Среди базальтов (пород основного состава), для которых выполнялись определения микроэлементов и

изотопов Pb, выделены составы использованные для оценки возраста источников магм. На диаграмме они попадают главным образом в поля трахибазальтов, андезибазальтов и базальтов, в меньшей степени в поле трахиандезибазальтов.

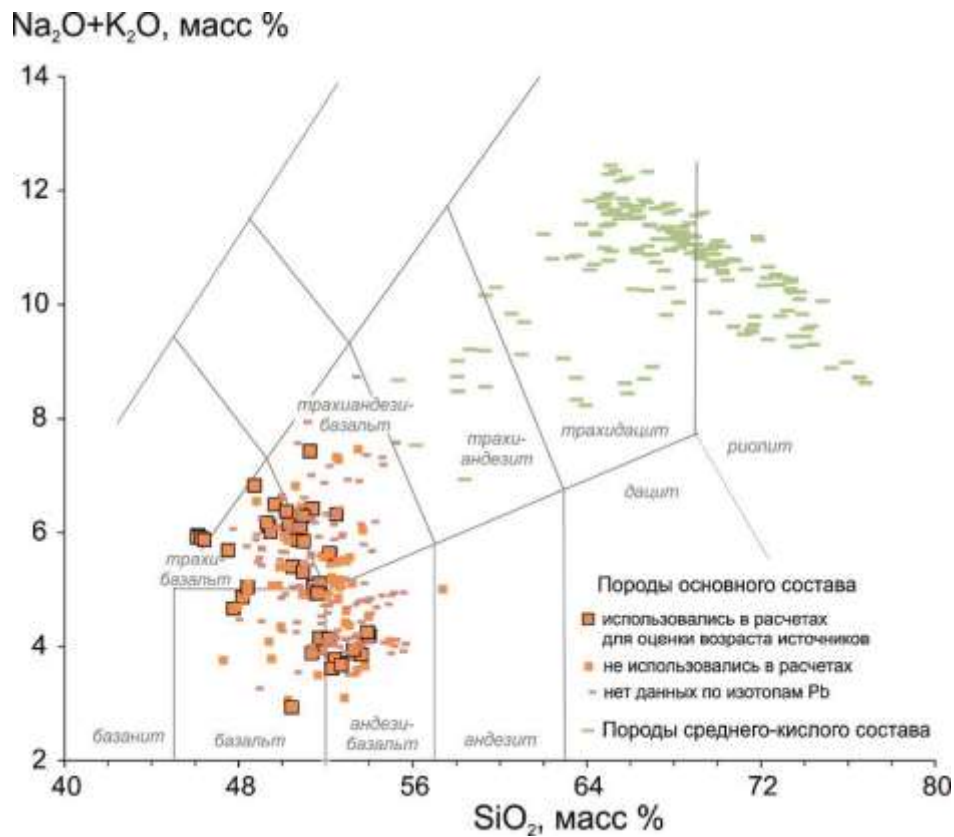


Рис. 4. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (TAS) для пород вулканического поля Чанбайшань. Разделительные линии Международного союза геологических наук по (Le Bas, Streckeisen, 1991). Используются данные из обзора (Zhang et al., 2018) и из работ (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Fig 4. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (TAS) diagram for the CVF volcanic rocks. Classification boundaries are from (Le Bas, Streckeisen, 1991). Data used are from the review (Zhang et al., 2018) and (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Микроэлементы и изотопы Nd, Sr и Pb вулканических пород

Микроэлементный состав пород вулканического поля Чанбайшань хорошо изучен. Базальты Чанбайшаня имеют внутриплитные характеристики, сравнительно высокие содержания Nb, Ta с соответствующими максимумами на нормированных спектрах. В целом они сходны со спектрами базальтов океанических островов (ОИВ), отличаются максимумами Ba, K и минимумами Th–U,

более выраженными для пород восточной части вулканического поля (рис. 5). Спектры некоторых базальтов и трахиандезибазальтов западной части вулканического поля (главным образом вулкана Вантяньэ) имеют небольшие минимумы Nb–Ta, Ti и/или Zr–Hf в сочетании с максимумами Pb и P. Это придает им некоторое сходство со спектрами вулканических пород Северо-Восточного Китая (Удаляньчи, Еркешан, Келуо и др.) (Liu et al., 2015; Choi et al., 2020 и др.).



Рис. 5. Микроэлементные спектры пород основного состава вулканического поля Чанбайшань. Значения для нормирования по (McDonough, Sun, 1995). Состав базальтов океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989). Использованы данные из обзора (Zhang et al., 2018) и из работ (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Fig 5. Trace element diagrams for CVF basaltic rocks. Pyrolite values for normalization are from (McDonough, Sun, 1995). Ocean island basalt (OIB) composition is after (Sun, McDonough, 1989). Data used are from the review (Zhang et al., 2018) and (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

По изотопам Sr, Pb и Nd породы вулканического поля Чанбайшань отличаются преобладанием EM1-подобных составов (Basu et al., 1991; Kuritani et al., 2009). На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ они соответствуют аномалии DUPAL, характерной для базальтов Южного полушария (Hart, 1984). Подобная особенность ранее отмечалась также для базальтов Северо-Восточной Японии (Tatsumoto, Nakamura, 1991), однако, последние отличаются более высоким отношением $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$. Тренд от составов, приближающихся к NHRL (Northern Hemisphere Reference Line), и EM1-подобных к компоненту DUPAL характерен в основном для базальтов и трахиандезитобазальтов западной части вулканического поля, вулкан Вантяньэ. Ещё один обогащенный компонент пород вулкана Вантяньэ на изотопных диаграммах имеет повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Предполагались различные варианты происхождения преобладающего (EM1-подобного) компонента: мантийный литосферный с добавлением материала молодых субдуцированных отложений Тихоокеанской плиты (Xu et al., 2019), мантийный литосферный модифицированный с добавлением материала древних субдуцированных отложений с низким μ (Tatsumoto, Nakamura, 1991; Choi et al., 2020), рециклированная древняя океаническая кора как составляю-

щая плюма, поднимающегося из переходной зоны мантии (Андреева и др., 2014; Kuritani et al., 2019).

В недавней работе (Choi et al., 2020) по данным $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ базальтов нормальной щелочности вулканического поля Чанбайшань с использованием трехстадийной кривой эволюции свинца был сделан вывод об участии в их генезисе (на третьей, последней стадии) компонента древних субдуцированных силикатных отложений с пониженным значением $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, переработанных ~2.2–1.6 млрд лет назад. Однако, в действительности общий линейный тренд, как для всех базальтов вулканического поля Чанбайшань, так и для группы пород нормальной щелочности, отсутствует.

Метасоматическая переработка древними водными флюидами и силикатными расплавами подтверждается данными по перидотитовым ксенолитам из базальтов этой территории. При попытке определить возраст этого процесса Sm–Nd и Lu–Hf методами с помощью клинопироксенов из ксенолитов был получен широкий спектр оценок от 2.28 млрд лет до 230 млн лет. Наиболее древняя Sm–Nd датировка 3.6 млрд лет была признана сомнительной (Park et al., 2017).

Оценка возраста источников магм по изотопам свинца

Для оценки возраста источников изохронным методом нами использован большой массив опубликованных данных (более 250 образцов) по изотопам Pb вулканиче-

ских пород основного состава из работ (Basu et al., 1991; Wee, 2002; Kuritani et al., 2009; Zhang et al., 2018; Choi et al., 2020; Li et al., 2021). На диаграммах (рис. 6, 7) позднекайнозойские (< 5.5 млн лет) породы с $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17.93$ разделились на четыре группы.

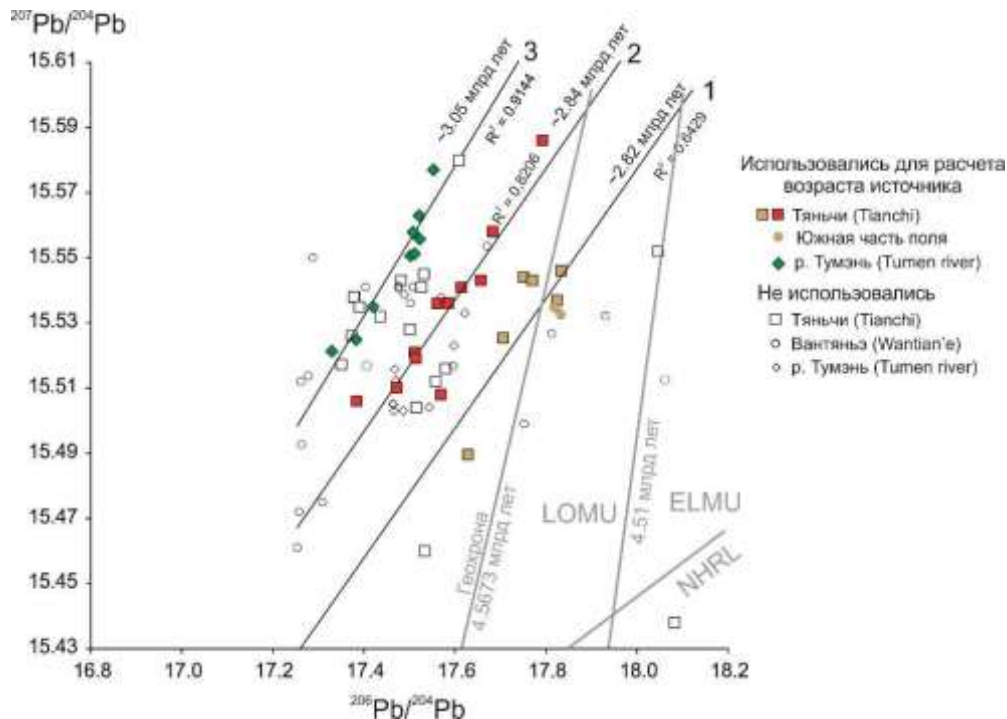


Рис. 6. Изотопные отношения ураногенного Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) позднекайнозойских вулканических пород основного состава поля Чанбайшань с трендами и оценками возрастов источников магм. R^2 – коэффициенты корреляции, NHRL – Northern Hemisphere Reference Line – линия, вдоль которой находятся большинство составов базальтов океанических островов северного полушария (Hart, 1984), LOMU и ELMU – поля составов источников базальтовых магм Центральной Азии с низким (low μ) и повышенным (elevated μ) значением $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (Расказов и др., 2019). Разделительная линия 4.51 млрд лет между LOMU и ELMU обозначает наиболее древний возраст источника магм Центральной Азии, полученный по базальтам вулканического поля Удокан на северо-востоке Байкальской рифтовой системы (Расказов, Чувашова, 2018). Используются изотопные данные из обзора (Zhang et al., 2018) и из работ (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Fig 6. Uranogenic Pb isotope ratio diagram ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) of Late Cenozoic basalts of the CVF with trends and age estimates for magma sources. R^2 are the correlation coefficients, NHRL is the Northern Hemisphere Reference Line, the line along which most of the compositions of the oceanic island basalts of the northern hemisphere are located (Hart, 1984), LOMU and ELMU are the compositional fields of the Central Asian basaltic magma sources with low (low μ) and elevated (elevated μ) value $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (Rasskazov et al., 2019). The dividing line 4.51 Ga between LOMU and ELMU indicates the oldest age of the Central Asian magma source obtained from basalts of the Udokan volcanic field in the northeast of the Baikal rift system (Rasskazov and Chuvashova, 2018). Data used are from the review (Zhang et al., 2018) and (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Тренды групп 1–3 (рис. 6) смещены относительно друг друга с повышением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и относительным понижением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Линии 1 и 2 в основном образованы точками пород вулкана Тяньчи, распо-

ложенного в центре вулканического поля. Группа 3 представлена базальтами и андезит-базальтами восточной части вдоль берега р. Тумань (Tumen). Для групп 1–3 получены оценки возраста мантийных протолитов от

3.05 до 2.82 млрд лет. Наклон тренда наиболее молодых базальтов поля Чанбайшань возрастом 2.87–0.9 млн лет, в основном относящихся к постщитовой стадии, соответствует возрасту источника магм 2.72 млрд лет (Рассказов и др., 2019).

В группу 4 (рис. 7) входят породы северной и, в меньшей степени, северо-западной части вулканического поля, она в целом характеризуется наклоном линии, пересекающей линии групп 2 и 3 и соответствующей возрасту источника магм 2.23 млрд лет. Ранее была получена предварительная оценка

возраста этого источника магм 1.99 млрд лет (Рассказов и др., 2019) по породам преимущественно северной и центральной части вулканического поля без учета возраста. Тренды групп 3 и 4 сходятся в точке с наименее радиогенными изотопными соотношениями $Pb^{206}Pb/^{204}Pb=17.26$ и $^{207}Pb/^{204}Pb=15.51$. Породы вулкана Вантяньэ и отдельная группа образцов пород повышенной щелочности с $^{206}Pb/^{204}Pb > 17.93$ не относятся к каким-либо трендам. Их фигуративные точки показаны на диаграммах, но не учитываются при расчете.

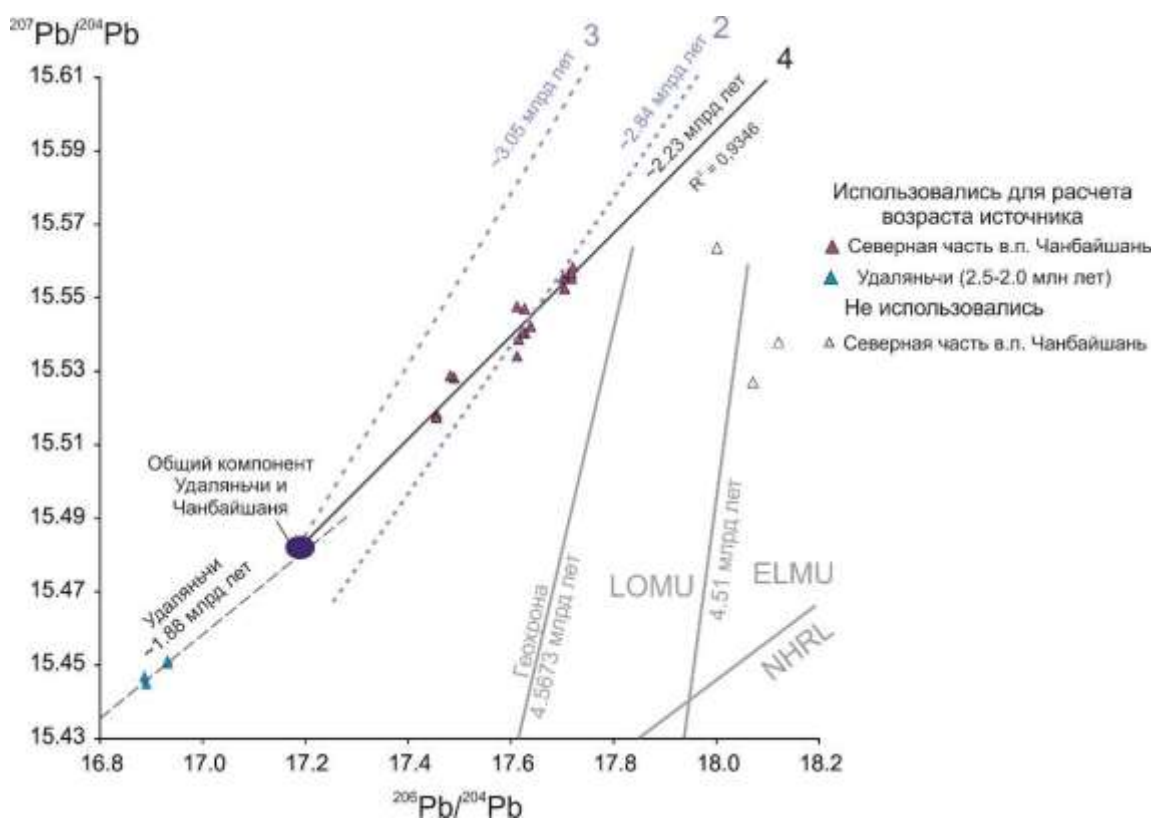


Рис. 7. Изотопные отношения ураногенного Pb ($^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$) позднекайнозойских вулканических пород основного состава поля Чанбайшань и раннего этапа вулканизма поля Удаляньчи (вулкан Гелацюшань (Gelaqiushan), 2.5–2.0 млн лет назад) с трендами и оценками возрастов источников магм, R^2 – коэффициент корреляции. Оценка возраста источника магм Удаляньчи по (Рассказов и др., 2019). Штриховыми синими линиями показаны тренды 2 и 3 для источников магм Чанбайшаня (рис. 6). Усл. обозн. см. рис. 6. Использованы изотопные данные из обзора (Zhang et al., 2018) и из работ (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Fig 7. Uranogenic Pb isotope ratio diagram ($^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$) of Late Cenozoic mafic volcanic rocks of the CVF and the early stage of volcanism of the Wudalianchi field (Gelaqiushan volcano, 2.5–2.0 Ma) with trends and age estimates for magma sources. R^2 is the correlation coefficient. Estimation of the age of the Wudalianchi magma source is from (Rasskazov et al., 2019). Dashed blue lines show trends 2 and 3 for CVF magma sources (Fig. 6). Other designations are from the fig. 6. Data used are from the review (Zhang et al., 2018) and (Wee, 2002; Choi et al., 2020; Li et al., 2021).

Тренд группы 4 пород Чанбайшаня по наклону близок тренду пород ранней стадии вулканизма Удаляньчи, соответствующему возрасту источника магм 1.88 млрд лет. Тренды 3 и 4 источников базальтов щитовой стадии Чанбайшаня и тренд источников плейстоценовых пород Удаляньчи пересекаются на продолжении с примерным составом общего компонента $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.20$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.48$ (рис. 7). Общий компонент Удаляньчи, выделенный в работе (Рассказов и др., 2019), имеет более радиогенный Pb. Тем не менее, так же, как и практически все базальты Чанбайшаня, вулканические породы Удаляньчи по изотопному составу Pb лежат в области LOMU выше линии NHRL, следовательно, они характеризуются сходными магматическими источниками.

Обсуждение

Близкие Pb–Pb оценки возраста магматических источников кайнозойских базальтов Южной и Центральной Азии

Источники магм базальтов Чанбайшаня относятся к типу LOMU (с низким значением μ). Такой тип распространен по всей Центральной Азии. Позднеархейские и раннепротерозойские Pb–Pb оценки возраста магматических источников, сходные с интервалами возраста источников базальтовых магм Чанбайшаня, рассчитываются для многих пород Азии. К примеру, по оценкам с помощью Pb–Pb изохронного метода, возраста источников магм в интервале 3.0–2.7 млрд лет отмечены для неизменных кайнозойских высокомагнезиальных пород Южного Тибета (~2.81 млрд лет), базальтов центральной части Декана (рифт Тапи, ~2.76 млрд лет), некоторых проявлений базальтов Южной Кореи (Ченгок, 2.85 ± 0.09 млрд лет), п-ова Шаньдун (Shandong) Восточного Китая (миоценовые вулканические породы Линдзю (Linjiu), ~2.57 млрд лет). Возраста интервала 2.2–1.9 млрд лет менее распространены. Кроме плейстоценовых пород вулканического поля Удаляньчи Северо-Восточного Китая (1.88 ± 0.06 млрд лет), они характеризуют толеитовые базальты рифта Кутч западной Индии (~2.12 млрд лет) и Ханнуобы (~1.81 млрд лет). Базальты рифтов Тапи и Кутч отличаются сравнительно

высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18$ и относятся к типу ELMU (elevated μ) и, частично, к HIMU (high μ), а вулканические породы Южного Тибета и Линдзю – к типам ELMU и LOMU. Источники вулканических пород основного состава Удаляньчи, Ханнуобы и Ченгока относятся к типу LOMU (Рассказов и др., 2019; Rasskazov et al., 2020).

Оценка раннепротерозойского возраста источника вулканических пород Чанбайшаня 2.23 млрд лет (группа 4) совпадает с оценкой начала возрастного интервала проявления компонента субдуцированных силикатных отложений с низким μ по (Choi et al., 2020) (~2.2 млрд лет) и с наиболее древней оценкой возраста ксенолитов из базальтов этой территории по данным Lu–Hf метода (Park et al., 2017) (2.28 млрд лет). Тренды трех других групп указывают на более древние, позднеархейские возраста источников.

Сопоставления с датировками ксенолитов

U–Pb датировки нижней коры Северо-Китайского кратона по цирконам из гранулитовых ксенолитов охватывают широкий диапазон от 3.2 млрд лет в юго-восточной его части и 2.8–2.5 млрд лет в северо-восточной до 120 и 47 млн лет в северной и северо-восточной частях кратона по цирконам из ксенолитов Пинцюаня (Pingquan), Фусяня (Fuxian) и Ханнуобы. Два последних проявления в целом характеризуются уменьшением возрастов нижнекоровых ксенолитов по направлению сверху вниз (Zheng, 2021). Исследованные ксенолиты нижних частей нижней коры Северо-Восточного Китая отличаются широким разнообразием составов, варьирующих от мафических гранулитов до пироксенитов и безгранатовых лерцолитов, что указывает на сложное, переходное строение нижней коры и, вероятно, различное происхождение (Рассказов и др., 2022; O'Reilly, Griffin, 2013; Zheng, 2021). Скорее всего, ввиду сложности строения и большого разнообразия U–Pb возрастных интервалов по цирконам ксенолитов, нижнекоровый компонент не участвовал в генезисе источников магм вулканического поля Чанбайшаня, имеющим отношение к трендам с определенным возрастом.

Для подтверждения данных о мантийных источниках, полученных Pb–Pb методом,

было проведено сопоставление с оценками возраста перидотитовых ксенолитов, полученными Re–Os и Lu–Hf изотопными методами, поскольку они также дают информацию о возрасте мантии и о времени её преобразования. Re–Os модельный возраст перидотитовых ксенолитов T_{RD} обозначает эпизод их обеднения рением посредством отделения расплава, и, следовательно, формирование мантийного литосферного материала реститового происхождения. При этом предполагается, что $Re/Os \sim 0$. Поскольку в условиях литосферной мантии Re обычно относится к средне-совместимым элементам, это условие будет выполняться при средних и высоких степенях частичного плавления. В отличие от T_{RD} , Re–Os возраст по модели T_{MA} рассчитывается с учетом значения $^{187}Re/^{188}Os$ в образце. Существенное влияние может оказывать выбор используемых реперных значений $^{187}Os/^{188}Os$ и $^{187}Re/^{188}Os$ для

BSE (Bulk Silicate Earth) при расчете модельного возраста, кроме того, если $^{187}Re/^{188}Os$ заметно отличается от нуля, T_{MA} будет больше T_{RD} (Carlson, 2005). Отметим, что микроэлементный состав перидотитовых ксенолитов из кимберлитов обычно отличается от микроэлементного состава источников базальтовых магм (Pearson, Nowell, 2002), следовательно, и возраст таких ксенолитов не обязательно будет соответствовать возрасту магматических источников.

В восточной части Северо-Китайского кратона, на краю которой расположено вулканическое поле Чанбайшань, основная часть перидотитовых ксенолитов из палеозойских кимберлитов показали позднерехейские модельные Re–Os возраста в интервалах 3.2–2.5 млрд лет (T_{RD}) и 3.4–2.9 млрд лет (T_{MA}) (Gao et al., 2002; Zhang et al., 2008) (рис. 8, подробнее см. табл. 1).

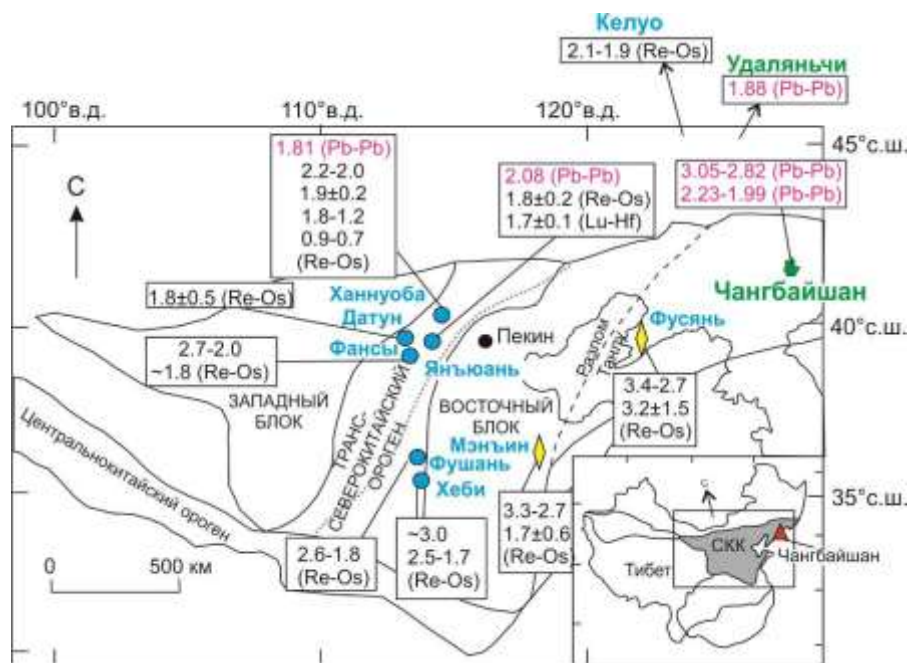


Рис. 8. Pb–Pb оценки возраста мантийных источников кайнозойских вулканических пород основного состава (Чанбайшань, Ханнуоба, Удаляньчи) и перидотитовых ксенолитов из базальтов (Яньюань) в сопоставлении с Lu–Hf и Re–Os данными по перидотитовым ксенолитам из палеозойских кимберлитов (желтые ромбы), мезозойских и кайнозойских базальтов (синие кружки). Границы Северо-Китайского кратона (СКК) и его блоков из работы (Liu et al., 2012). Использованы возрастные интервалы на основе Re–Os модельных датировок, Re–Os, Lu–Hf изохрон и эрохрон из работ (Gao et al., 2002; Zheng et al., 2007; Xu et al., 2008; Zhang H. et al., 2008; Zhang Y. et al., 2008; Liu et al., 2012).

Fig. 8. Pb–Pb age estimates for mantle sources of Cenozoic mafic volcanic rocks (Changbaishan, Hannuoba, Wudalianchi) and peridotite xenoliths from basalts (Yangyuan) compared with Lu–Hf and Re–Os data on peridotite xenoliths from Paleozoic kimberlites (yellow diamonds), Mesozoic and Cenozoic basalts (blue circles). Boundaries of the North China craton (CKK) and its blocks are from (Liu et al., 2012). Age intervals

based on Re–Os model dates, Re–Os, Lu–Hf isochrones and errochrones are from (Gao et al., 2002; Zheng et al., 2007; Xu et al., 2008; Zhang H. et al., 2008; Zhang Y. et al., 2008; Liu et al., 2012).

Для перидотитовых ксенолитов Яньюаня (Yanguan) Re–Os модельная датировка ~1.8 млрд лет с учетом погрешности коррелирует с изохронной Lu–Hf датировкой 1.66 ± 0.1 млрд лет по клинопироксену (Liu et al., 2012). Наша оценка Pb–Pb возраста ксенолитов по этим образцам дала ~2.08 млрд лет при коэффициенте корреляции $R^2=0.793$. Многочисленные модельные и изохронные (эррохронные) Re–Os датировки в интервале 2.2–1.8 млрд лет были получены ранее по ксенолитам Ханнуобы (Gao et al., 2002; Zheng et al., 2007; Xu et al., 2008) и Датуня (Liu et al., 2011) в северной части Транс-Китайского орогена – переходной зоны между западной и восточной частями Северо-Китайского кратона.

На севере Транс-Китайского орогена наиболее древний Re–Os модельный возраст литосферной мантии по ксенолитам из базальтов 2.2–1.8 млрд лет, южнее – 3.0–2.5 млрд лет, при этом группа перидотитов северной части имеет более обогащенные составы. В районе Фансы (Fanshi) ксенолиты попадают в обе группы. Южная группа проявлений ксенолитов смещена на восток относительно северной группы. На основе Re–Os модельных датировок (Liu et al., 2011), кора и мантия в южной части имеют сход-

ный возраст, а в северной части литосферная мантия моложе. Такое различие может свидетельствовать об извлечении или, наоборот, привносе материала в мантию на севере под влиянием перераспределения компонентов при коллизии.

По составу клинопироксенов из ксенолитов Яньюаня (Liu et al., 2012) предполагается эпизод, связанный с обогащением литосферной мантии силикатными расплавами. Версии о раннепротерозойском эпизоде обогащения мантийного источника на основе Pb–Pb и Re–Os, Lu–Hf датировок не противоречат друг другу, так как водно-силикатные расплавы, вызвавшие метасоматическое обогащение, могли иметь отношение к древней зоне (или зонам) субдукции и характеризоваться пониженными значениями μ в результате добавления материала субдуцированных отложений.

По гарцбургитам из базальтов соседнего с Удаляньчи вулканического поля Келуо, Северо-Восточный Китай, получен интервал Re–Os модельных датировок 2.1–1.9 млрд лет (T_{RD}) (Zhang Y. et al., 2011), в который попадает и Pb–Pb датировка источника плейстоценовых магм Удаляньчи 1.88 млрд лет (Рассказов и др., 2019).

Т а б л и ц а 1

Lu–Hf, Re–Os датировки и возрастные интервалы для перидотитовых ксенолитов из палеозойских кимберлитов, мезозойских и кайнозойских базальтов Восточного и Северо-Восточного Китая. Жирным шрифтом выделены значения и интервалы, совпадающие с Pb–Pb оценками возраста мантийных источников позднекайнозойских вулканических пород Чанбайшаня и Удаляньчи

Table 1

Lu–Hf, Re–Os ages and age intervals for peridotite xenoliths from Paleozoic kimberlites, Mesozoic and Cenozoic basalts of East and Northeast China. Values and intervals in bold type are closed to Pb–Pb age estimates for mantle sources of the Late Cenozoic volcanic rocks of CVF and Wudalianchi

Породы, минералы	Источник данных	Местоположение	Возраст (возрастной интервал), млрд лет	Метод
Ксенолиты из кимберлитов (гранатовые и шпинелевые перидотиты)	Zhang H. et al., 2008	Фусянь (Fuxian)	3.4– 2.9 3.2–2.7 3.12±1.50	T_{MA} T_{RD} Re–Os изохронный
		Мэнъин (Mengyin)	3.3– 3.0 ~2.7 1.66±0.64	T_{MA} T_{RD} Re–Os изохронный

Ксенолиты из кимберлитов (гранатовые перидотиты)	Gao S. et al., 2002	Фусянь	3.3–2.9 2.8–2.5	T_{MA} T_{RD}
		Мэнъин	~1.5 (?)	T_{RD}
Ксенолиты из базальтов (шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты)	Liu J. et al., 2011	Хеби (Hebi)	2.3–1.8 2.1–1.7	T_{MA} T_{RD}
		Фушань (Fushan)	2.6–2.1 2.5–1.8	T_{MA} T_{RD}
		Фансы (Fansi)	2.7–2.2 2.5–2.0 ~1.8	T_{MA} T_{RD} T_{RD}
		Датун (Datong)	1.80±0.56	Re–Os изохронный
		Яньюань (Yangyuan)	1.8±0.2	Re–Os изохронный
Ксенолиты из базальтов (перидотиты)	Gao S. et al., 2002	Ханнуоба	2.0–0.7 1.8–0.2 1.91±0.22	T_{MA} T_{RD} Re–Os изохронный
Сульфиды из шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов	Zheng J. et al., 2007	Хеби	3.0±0.1 2.5±0.1	T_{RD}, T_{MA}
		Ханнуоба	2.2±0.6 1.4±0.2 0.9–0.7	T_{RD}, T_{MA} T_{RD}
Сульфиды из шпинелевых лерцолитов	Xu X. et al., 2008	Ханнуоба	1.8–1.2 <1	T_{RD}
Клинопироксены из перидотитовых ксенолитов	Liu J. et al., 2012	Яньюань	1.66±0.1	Lu–Hf изохронный
Ксенолиты из базальтов (гарцбургиты)	Zhang Y. et al., 2011	Келуо	2.1–1.9	T_{RD}

Таким образом, полученные нами Pb–Pb оценки возраста мантийных магматических источников для вулканических полей Чанбайшань и Удаляньчи частично совпадают с Re–Os модельными и изохронными датировками перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и базальтов Восточного и Северо-Восточного Китая. Первый, позднеархейский возрастной интервал для мантийных источников Чанбайшаня 3.05–2.82 млрд лет имеет хорошее совпадение с Re–Os модельными и изохронной (эррохронной, 3.12 ± 1.50 млрд лет, (Zhang H. et al., 2008)) датировками по ксенолитам из кимберлитов Фусяня, находящегося в восточной части Северо-Китайского кратона к юго-востоку от Чанбайшаня (рис. 8, табл. 1). Раннепалеозойские возрасты источников 2.23 и 1.99 млрд лет с учетом погрешностей совпадают с Re–Os модельными датировками по ксенолитам и сульфидам из них и Re–Os изохронной датировкой ксенолитов (1.91 ± 0.22 млрд лет (Gao S. et al., 2002)) из кайнозойских базальтов Хеби, Фушаня, Фансы и Ханнуобы. Все четыре перечисленных проявления вулканизма находятся в переходной зоне на тер-

ритории Транс-Северокитайского орогена к западу от Чанбайшаня. При этом возрастные совпадения определяются как для северной, так и для южной группы ксенолитов (Liu et al., 2011). Кроме того, второй возрастной интервал 2.2–2.0 млрд лет по изотопам Pb для источников магм Чанбайшаня близок к интервалу Re–Os модельных датировок 2.1–1.9 млрд лет (T_{RD}) для гарцбургитовых ксенолитов из базальтов вулканического поля Келуо в Северо-Восточном Китае, расположенного рядом с полем Удаляньчи на территории вне кратона. Pb–Pb оценка возраста источника плейстоценовых вулканических пород Удаляньчи 1.88 млрд лет соответствует нижней границе этого интервала. Совпадения данных предполагают, что Pb–Pb метод оценки возраста источников магм, по крайней мере, для Восточного и Северо-Восточного Китая, коррелирует с Re–Os модельными и изохронными возрастными мантийных ксенолитов и что сочетание этих методов дает корректную оценку возраста мантийных протолитов.

Первый возрастной интервал 3.05–2.82 млрд лет сопоставляется с оценками возраста протолитов источников базальтов Чанбайшаня, представляющих литосферную мантию, общую с восточной частью Северо-Китайского кратона. Второй возрастной интервал 2.23–1.99 млрд лет характеризует преобразованный мантийный источник с добавлением материала древних субдуцированных отложений. В работе (Choi et al., 2020) такой процесс определяется только для мантии под вулканическим полем Чанбайшань. По распространенности Re–Os датировок ксенолитов этого интервала можно предположить, что протолиты этого типа распространены под другими вулканическими полями Восточного и Северо-Восточного Китая – Келуо, Ханнуоба, Хеби, Фансы и др.

Заключение

Оценки возраста источников базальтовых магм вулканического поля Чанбайшань по изотопам ураногенного свинца (Pb–Pb изохронный метод) выполнены на основе опубликованных данных по ~250 образцам. В результате получено четыре значения возраста протолитов в источниках. Три из них – по трендам вулканических пород основного состава центральной части поля (вулкан Тяньчи, 2.84 и 2.82 млрд лет), и восточной части (берега р. Тумэнь, 3.05 млрд лет), смещенным относительно друг друга с повышением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и относительным понижением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Четвертое значение возраста 2.23 млрд лет получено по тренду группы пород северной и северо-западной частей вулканического поля. С учетом сделанных ранее возрастных оценок (Рассказов и др., 2019) для источников магм основного состава вулканического поля Чанбайшаня выделяется два возрастных интервала: 3.05–2.82 и 2.23–1.99 млрд лет. Породы вулкана Вантяньэ и группа пород повышенной щелочности с $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 17.93$ в расчеты не включались. Все источники относятся к типу LOMU, распространенному в Восточной и Центральной Азии. Точки пород попадают в область аномалии DUPAL.

Полученные возрастные интервалы близки к данным по возрастам перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и базальтов, полученным Re–Os и Lu–Hf методами, и отли-

чаются от U–Pb результатов по гранулитовым ксенолитам. Сопоставления проводились для проявлений на территории Северо-Китайского кратона и к северу от него. Первый возрастной интервал 3.05–2.82 млрд лет сопоставляется с литосферной мантией, общей с восточной частью Северо-Китайского кратона. Второй возрастной интервал 2.23–1.99 млрд лет характеризует литосферный мантийный источник преобразованный с добавлением материала древних субдуцированных отложений.

Литература

Андреева О.А., Ярмолук В.В., Андреева И.А., Жи Дж.Ч., Ли В.Р. Состав и источники магм вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай-Северная Корея) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456, № 2. С. 200–206. doi:10.7868/S0869565214140151

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С–О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 5. С. 19–35. doi:10.31857/S0869-592X27519-35

Рассказов С.В., Аило Ю., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 91–127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2018. 384 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Сунь Йи-минь, Саранина Е.В. Генеральная Pb-изотопная систематика источников вулканических пород новейшего геодинамического этапа Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 2. С. 507–539. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0424

References

Andreeva O.A., Yarmolyuk V.V., Andreeva I.A., Ji J.Q., Li W.R. The composition and sources of

- magmas of Changbaishan Tianchi volcano (China–North Korea) // *Doklady Earth Sciences*, 2014. V. 456 (1). P. 572–578. doi:10.1134/S1028334X14050213
- Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Vasil'eva I.M., Rizvanova N.G., Lipenkov G.V., Dubinina E.O. Early Riphean Billyakh Group, Anabar Uplift, Northern Siberia: Isotope C–O geochemistry and Pb–Pb age of dolostones // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2019. V. 27 (5). P. 514–529. doi:10.31857/S0869-592X27519-35
- Rasskazov S.V., Ailow Yu., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the Eastern Tunka block in deep-seated nodules from Late Cenozoic volcanic rocks // *Geology and Environment*. 2022. V. 2 (2). P. 91–127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Volcanism and transtension in the Northeastern Baikal Rift System. Novosibirsk: Academic Publisher “Geo”, 2018. 384 p. doi:10.21782/B978-5-6041446-3-3
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Sun Yi-M., Saranina E.V. General Pb-isotope systematics of sources for volcanic rocks of the latest geodynamic stage in Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10 (2). P. 507–539. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0424
- Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: Implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoir // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 105. P. 149–169.
- Carlson R.W. Application of the Pt–Re–Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology // *Lithos*. 2005. V. 82. P. 249–272. doi:10.1016/j.lithos.2004.08.003
- Choi H.-O., Choi S.H., Lee Y.S., Ryu J.-S., Lee D.-C., Lee S.G., Sohn Y.K., Liu J. Petrogenesis and mantle source characteristics of the late Cenozoic Baekdusan (Changbaishan) basalts, North China Craton // *Gondwana Research*. 2020. V. 78. P. 156–171. doi:10.1016/j.gr.2019.08.004
- Duan Y., Zhao D., Zhang X., Xia S., Liu Z., Wang F., Li L. Seismic structure and origin of active intraplate volcanoes in Northeast Asia // *Tectonophysics*. 2009. V. 470. P. 257–276. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.004
- Fölling P.G., Zartman R.E., Frimmel H.E. A novel approach to double-spike Pb–Pb dating of carbonate rocks: examples from Neoproterozoic sequences in southern Africa // *Chemical Geology*. 2000. V. 171. P. 97–122.
- Gao S., Rudnick R.L., Carlson R.W., McDonough W.F., Liu Y.-S. Re–Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 198. P. 307–322.
- Gudmundsson O., Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // *Journal of Geophysical Research*. 1998. V. 103 (B4). P. 7121–7136. doi:10.1029/97jb02488
- Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *Journal of Geophysical Research*. 2006. V. 111. B09305. doi:10.1029/2005JB004066
- Hurst R.W. Lead isotopes as age-sensitive, genetic markers in hydrocarbons: 2. Kerogens, crude oils, and unleaded gasoline // *Environmental Geosciences*. 2002. V. 9(1). P. 1–7.
- Kuritani T., Kimura J.-I., Miyamoto T., Wei H., Shimano T., Maeno F., Jin X., Taniguchi H. Intraplate magmatism related to deceleration of upwelling asthenospheric mantle: Implications from the Changbaishan shield basalts, northeast China // *Lithos*. 2009. V. 112. P. 247–258. doi:10.1016/j.lithos.2009.02.007
- Kuritani T., Xia Q.-K., Kimura J.-I., Liu J., Shimizu K., Ushikubo T., Zhao D., Nakagawa M., Yoshimura S. Buoyant hydrous mantle plume from the mantle transition zone // *Scientific Reports*. 2019. 9:6549. doi:10.1038/s41598-019-43103-y
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. V. 148. P. 825–833.
- Li M.-M., Xu Z.-T., Ventura G., Pan X.-D., Han D., Gu G.-H., Yan D.-H., Pan B., Feng J.-Q. Geochronology and petrogenesis of Early Pleistocene dikes in the Changbai Mountain Volcanic Field (NE China) based on geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic compositions // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9:729905. doi:10.3389/feart.2021.729905
- Liu J., Carlson R.W., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F.-y. Comparative Sr–Nd–Hf–Os–Pb

- isotope systematics of xenolithic peridotites from Yangyuan, North China Craton: Additional evidence for a Paleoproterozoic age // *Chemical Geology*. 2012. V. 332–333. P. 1–14. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.09.013
- Liu J.-q., Chen S.-s., Guo Z.-f., Guo W.-f., He H.-y., You H.-t., Kim H.-m., Sung G.-h., Kim H. Geological background and geodynamic mechanism of Mt. Changbai volcanoes on the China–Korea border // *Lithos*. 2015. V. 236–237. P. 46–73. doi:10.1016/j.lithos.2015.08.011
- Liu J., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F.-y., Piccoli P.M., Yuan H., Xu W.-l., Xu Yi.-G. Mapping lithospheric boundaries using Os isotopes of mantle xenoliths: An example from the North China Craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 3881–3902. doi:10.1016/j.gca.2011.04.018
- Liu R., Fan Q., Zheng X., Zhang M., Liu N. The magma evolution of Tianchi volcano, Changbaishan // *Science in China. Series D*. 1998. V. 41(4) P. 382–389.
- Liu X., Zhao D., Li S., Wei W. Age of the subducting Pacific slab beneath East Asia and its geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2017. V. 464. P. 166–174. doi:10.1016/j.epsl.2017.02.024
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P. 535–546. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.031
- Park K., Choi S.H., Cho M., Lee D.-C. Evolution of the lithospheric mantle beneath Mt. Baekdu (Changbaishan): Constraints from geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic studies on peridotite xenoliths in trachybasalt // *Lithos*. 2017. V. 286–287. P. 330–344. doi:10.1016/j.lithos.2017.06.011
- Patterson C.C. Age of meteorites and the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1956. V. 10. P. 230–237.
- Pearson D.G., Nowell G.M. The continental lithospheric mantle: characteristics and significance as a mantle reservoir // *Philosophical Transaction of the Royal Society A*. 2002. V. 360. P. 2383–2410. doi:10.1098/rsta.2002.1074
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020. V. 10 (9). 739. doi:10.3390/min10090739
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurova O.K. Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implications for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Research*. 2021. V. 362. 1062852001. doi:10.1016/j.precamres.2021.106285
- Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 3697–3708.
- Xu Q., Liu J., He H., Zhang Y. Nature and evolution of the lithospheric mantle revealed by water contents and He–Ar isotopes of peridotite xenoliths from Changbaishan and Longgang basalts in North-east China // *Science Bulletin*. 2019. V. 64. P. 1325–1335. doi:10.1016/j.scib.2019.07.006
- Xu X., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Geng H., Zheng J. Re–Os isotopes of sulfides in mantle xenoliths from eastern China: Progressive modification of lithospheric mantle // *Lithos*. 2008. V. 102. P. 43–64. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.010
- Wee S.M. Geochemistry and isotopic systematics of Cenozoic alkaline volcanic rocks in Korea and NE China // *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 2002. V. 177(3). P. 213–240.
- Zhang H.-F., Goldstein S.L., Zhou X.-H., Sun M., Zheng J.-P. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re–Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts // *Contrib. Miner. Petrol*. 2008. V. 155. P. 271–293. doi:10.1007/s00410-007-0241-5
- Zhang M., Guo Z., Liu J., Liu G., Zhang L., Lei M., Zhao W., Ma L., Sepe V., Ventura G. The intraplate Changbaishan volcanic field (China/North Korea): A review of eruptive history, magma genesis, geodynamic significance, recent dynamic and potential hazards // *Earth-Sci. Rev*. 2018. V. 187. P. 19–52. doi:10.1016/j.earscirev.2018.07.011
- Zhang Y.-L., Liu C.-Z., Ge W.-C., Wu F.-Y., Chu Z.-Y. Ancient sub-continental lithospheric mantle (SCLM) beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Implications for crust–mantle decoupling // *Lithos*. 2011. V. 126. P. 233–247. doi:10.1016/j.lithos.2011.07.022
- Zheng J. Thermal structure and lithosphere thickness in Eurasia // *Deep* 2021. Nanjing, China.
- Zheng J.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Yu C.M., Zhang H.F., Pearson N., Zhang M. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin

basalts and a regional synthesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 5203–5225. doi: 10.1016/j.gca.2007.07.028

Zhu B.-Q., Zhang J.-L., Tu X.-L., Chang X.-Y., Fan C.-Y., Liu Y., Liu J.-Y. Pb, Sr, and Nd isotopic

features in organic matter from China and their implications for petroleum generation and migration // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65(15). P. 2555–2570.

Ясныгина Татьяна Александровна,

*кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru*

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

*candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.*

Рассказов Сергей Васильевич,

*доктор геолого-минералогических наук, профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
email: rassk@crust.irk.ru.*

Rasskazov Sergei Vasilyevich,

*Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Laboratory, Head of Chair,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
email: rassk@crust.irk.ru.*

Геохимическая характеристика источника пород вулкана Дзотол на Юго-Востоке Монголии: финальная генерация расплавов позднего кайнозоя в зоне транстенсии на границе литосферы–астеносферы

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹,
Е.В. Саранина^{1,3}, А.А. Бокарева²

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия

Аннотация. Цель исследования – установить соотношение источника финальных извержений на вулкане Дзотол с источниками всего предшествующего позднекайнозойского вулканизма на поле Дариганга. Однородный массив данных (петрогенные оксиды, микроэлементы и изотопные отношения Pb), полученный для пород вулканического поля, свидетельствует о генерации магматических расплавов в единой мантийной области. В породах финальных извержений вулкана Дзотол выявляются, с одной стороны, промежуточные геохимические характеристики совокупности пород Дариганги, с другой стороны, – пониженные изотопные отношения Pb. Мы приходим к выводу о том, что источники вулканических пород Дариганги были производными глубинной дегазации протомантии возрастом около 4.47 млрд лет и были рассредоточены на астеносферно-литосферной границе, нарушенной транстенсией. Источник финальных расплавов вулкана Дзотол соответствовал по глубине центральной части магмогенерирующей области. В нем проявился Pb-изотопный протомантийный компонент, обозначившийся в квартере в редко встречающихся породах Дариганги.

Ключевые слова: Азия, Монголия, Китай, вулканизм, кайнозой, геодинамика, астеносфера, литосфера.

Geochemical Signatures of Source for Rocks from the Dzotol Volcano in Southeast Mongolia: Final Generation of Late Cenozoic Melts in Transtension Zone at the Lithosphere–Asthenosphere Boundary

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹,
E.V. Saranina^{1,3}, A.A. Bokareva²

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The purpose of this study is to establish relationship between a source for final eruptions on the Dzotol volcano and those for the whole preceded Late Cenozoic volcanism in the Dariganga field. Major oxides, trace elements, and Pb isotopic ratios in rocks of the volcanic field are indicative for generation of magmatic melts in a homogeneous mantle region. In final eruptions of the Dzotol volcano, rocks show, on the one hand, intermediate geochemical signatures relative to those of other Dariganga volcanic rocks, and, on the other hand, lower Pb isotope ratios. We infer that Dariganga volcanic rocks were derived due to deep degassing of the about 4.47 Ga protomantle and were dispersed at the asthenospheric–lithospheric boundary affected by transtension. The source for the final Dzotol rocks corresponded in depth to the central part of the magma-generating region

and displayed the Pb-isotopic protomantle component, previously designated in rare Quaternary Dariganga rocks.

Keywords: Asia, Mongolia, China, volcanism, Cenozoic, geodynamics, asthenosphere, lithosphere.

Введение

Кайнозойский вулканизм Центральной и Восточной Азии контролируется процессами, развивающимися в Японо-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК), – в ограниченной по латерали подвижной полосе литосферы и подлитосферной мантии, характеризующейся действием сил затягивания материала от периферии коридора к его оси.

При запад-северо-западном простирании геодинамического коридора силы затягивания к оси приводят к образованию субмеридиональных и субширотных зон трансенсии литосферы (рис. 1). Активность источников вулканизма зависит от расположения вулканических полей в структуре ЯБГК и отражается в их пространственно-временной смене.

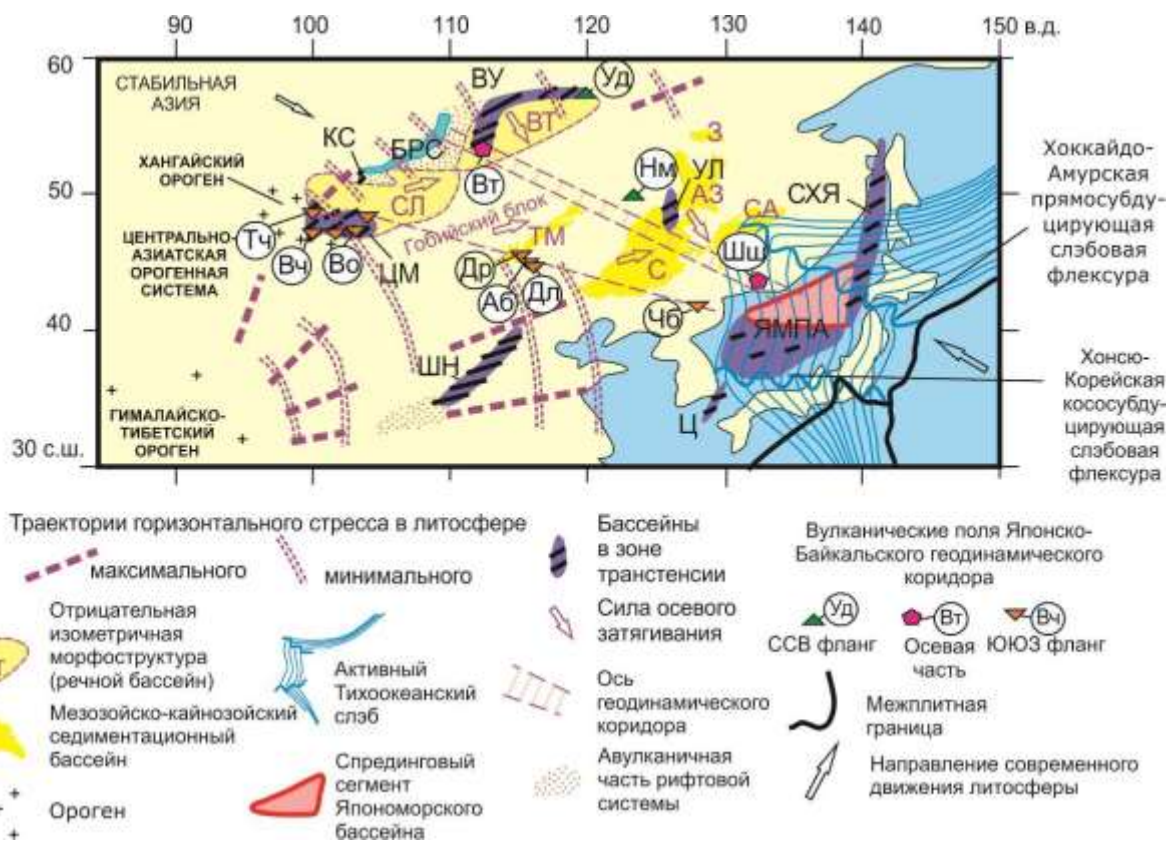


Рис. 1. Схема пространственного распределения горячих зон трансенсии относительно оси ЯБГК и пространственного наложения на его ЮЮЗ фланг тектонического стресса из зоны Индо-Азиатской конвергенции. Япономорский пулл-апарт (ЯМПА) и его зоны трансенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская. Байкальская рифтовая система (БРС) и ее зоны трансенсии: ВУ – Витимо-Удоканская, КС – Камарско-Становая, ЦМ – Центрально-Монгольская. Зоны трансенсии в центральной части ЯБГК: УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Вулканические поля (в кружках): ось ЯБГК (ВТ – Витимское, Ш – Шкотовское, Шуфанское), его ЮЮЗ фланг (Вч – Верхне-Чулутынское, Тч – Тарят-Чулутынское, Во – Верхнеорхонское, Др – Даригангское, Аб – Абага, Дл – Далинуор, Чб – Чангбай), его ССВ фланг (Уд – Удоканское, Ул – Удаляньчи, НМ – Нуоминхе). Крупные отрицательные морфоструктуры БРС: СЛ – Селенгинский, ВТ – Витимский. Седиментационные бассейны Восточной Азии: С – Сунляо, АЗ – Амурско-Зейский, З – Зейский, СА – Средне-Амурский, ТМ – Тамцагский (кайнозойский). Схема ЯБГК из работы (Chuvashova et al., 2017) с изме-

нениями. Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории горизонтального стресса в литосфере Центральной и Восточной Азии – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of hot transtension zones relative to the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor and spatial overlap of the Indo-Asian convergence tectonic stress on its SSW flank. Transtension structures: ВУ – Vitim-Udokan, КС – Kamar-Stanovoi, ЦМ – Central Mongolia, УЛ – Wudalianchi, ШН – Shanxi. The Japan Sea (ЯМ) pull-apart structure, its transtension zones: СХЯ – Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea, Ц – Tsushima. Volcanic fields (in circles): axis of the Japan-Baikal corridor (Вт – Vitim, Шш – Shkotov-Shufan), its SSW flank (Вч – Upper-Chulutyn, Тч – Taryat-Chulutyn, Во – Upper-Orkhon, Др – Dariganga, Аб – Abaga, Дл – Dalinuer, Чб – Changbai), and its NNE flank (Уд – Udokan, Ул – Wudalianchi, Нм – Nuominhe). Large basins: СЛ – Selenga, ВТ – Vitim. Sedimentary basins of East Asia: С – Songlyao, АЗ – Amur-Zeya, З – Zeya, СА – Middle Amur. Scheme of the Japan-Baikal geodynamic corridor is modified after (Chuvashova et al., 2017). Pull-apart structures of the Sea of Japan and Tatar Strait are shown after (Jolivet et al., 1994). Horizontal stress trajectories in the lithosphere of Central and East Asia are indicated after (Xu et al., 1992; Sankov et al., 2011).

В северо-восточной части Байкальской рифтовой системы оформляется транстензионная структура в результате развития северо-северо-восточного фланга ЯБГК. На осевом Витимском поле геодинамического коридора вулканизм позднего кайнозоя длится во временном интервале 16–0.6 млн лет назад, на периферическом Удоканском поле – во временном интервале последних 14 млн лет. Один из показателей разной эволюции вулканизма – пространственно-временная смена серий умеренной и повышенной щелочности – отчетливо выражается в разном составе финальных извержений этих вулканических полей. На Витимском поле последними извергаются высокощелочные лавы в интервале 1.1–0.6 млн лет назад, на Удоканском поле умереннощелочные лавы продолжают извергаться до конца квартала и проявляются в конце плейстоцена и в голоцене, 14–2 тыс. лет назад (Рассказов, Чувашова, 2018).

На юго-западе Байкальской рифтовой системы, соответствующем юго-юго-западному флангу ЯБГК, литосфера, подвергаясь транстензии, испытывает существенное влияние процессов Индо-Азиатской конвергенции. В Южной и Центральной Монголии реконструируется единая пространственно-временная последовательность вулканизма, начинающаяся около 90 млн лет назад и продолжающаяся в течение всего позднего мела и кайнозоя (Девят-

кин, Смелов, 1978; Девяткин, 1981, 2004; Ярмолук и др., 1994; Рассказов и др., 2012). В Восточном Хангае, на Верхне-Орхонском вулканическом поле, финальные умеренно-щелочные базальтовые лавы изливаются 38–35 тыс. лет назад из обогащенных источников, получивших развитие в результате деляминации Восточно-Хангайского орогена, сопровождавшейся плавлением нижней коры (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022).

Вулканическое поле Дариганга Юго-Восточной Монголии также находится на юго-юго-западном фланге ЯБГК. Между ярко выраженными структурами Японского моря и Байкала это поле смещено от бассейна Сунляо Восточной Азии к западу, вдоль геодинамического коридора к структурам Центральной Азии. Тектоническое развитие территории Даригангского поля в мезозое и кайнозое было тесно связано с тектоническим развитием Южной и Средней Гоби (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977).

Детальное опробование вулканических пород Дариганги (Салтыковский, Геншафт, 1985) свидетельствует о равномерном пространственном распределении на нем пород умеренной и повышенной щелочности. Обнаруживается, однако, неравномерность в распределении в протяженные линейные зоны высоко-Mg пород ($MgO = 11.0–15.8$ мас. %) при фоновом распределении пород умеренно-Mg состава ($MgO = 3.0–11.0$ мас. %)

между зонами высоко-Mg пород и по периферии вулканического поля (Чувашова и др., 2012).

Для выявления источников кайнозойского вулканизма Внутренней Азии определяющее значение имеет Rb-изотопная систематика вулканических пород в терминах компонентов LOMU (Low μ) и ELMU (Elevated μ), соответственно, с низким и повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Rb}$. Предполагается генерация компонента LOMU в источнике первородной мантии гадейского магматического океана, кристаллизовавшегося 4.54–4.51 млрд лет назад, и компонента ELMU в порции его запаздывающей кристаллизации около 4.44 млрд лет назад. Так, разновозрастные вулканические породы северо-западной части Удоканского вулканического поля, включая финальные (четвертичные) умереннощелочные базальты, характеризуют протомантийный источник возрастом 4.51 млрд лет. Финальные (четвертичные) базаниты и фонотефриты восточной части Витимского поля обнаруживают резкое снижение μ по сравнению с источниками предшествующего вулканизма. На диаграмме $^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Rb} - ^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ компактное фигуративное поле точек молодых лав смещено левее метеоритной геохроны и аппроксимируется вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 0.66 млрд лет (Rasskazov et al., 2020b). В вулканических породах Дариганги отношение $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ снижается по сравнению с этим отношением в кайнозойских вулканических породах полей Абага и Далинуор сопредельной территории Северного Китая. Пространственные вариации этого изотопного отношения в вулканических породах связаны с латеральным изменением возраста компонента ELMU источника протомантии от 4.44 млрд лет под полями Абага и Далинуор до 4.47 млрд лет под полем Дариганга (Чувашова и др., 2022).

Учитывая разный характер источников финального вулканизма Удоканского, Витимского и Верхне-Орхонского полей в структуре ЯБГК, мы исследуем геохимическую специфику источника пород финальных извержений Даригангского поля и определяем соотношение петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопных отношений Rb пород финальных извержений в сопоставлении с петрогенетическими группами пород всего предшествующего вулканизма территории.

Самое молодое вулканическое сооружение Дариганги – вулкан Дзотол

К молодым относятся извержения вулкана Дзотол, «долинных» потоков урочищ Арагол, Баин-Булак и долины р. Цамхак. Самой молодой постройкой считается вулкан Дзотол (Влодавец, 1955; Кепежинская, 1979). Этот вулкан находится на северо-восточном краю поля Дариганга, на вулканической линии, ориентированной в северо-восточном направлении, по азимуту 45° (рис. 2).

Главный вулканический конус Дзотол сложен шлаками в виде полумесяца, открытого на северо-запад. Пирокластический материала мог выбрасываться направленно из магмовыводящего канала западно-северо-западного падения. Диаметр конуса около 800 м, максимальная высота около 1360 м. К северо-востоку, в 500 м от основного конуса, находится сателлитный конус диаметром 200 м и высотой около 30 м (рис. 3). Он также устроен в виде полумесяца, обращенного вогнутой стороной к северо-западу. Диаметр кратера 70–80 м. Проводник магм северо-восточной ориентировки прослеживается между конусами в виде лавового вала протяженностью 50–60 м и шириной 5–7 м.

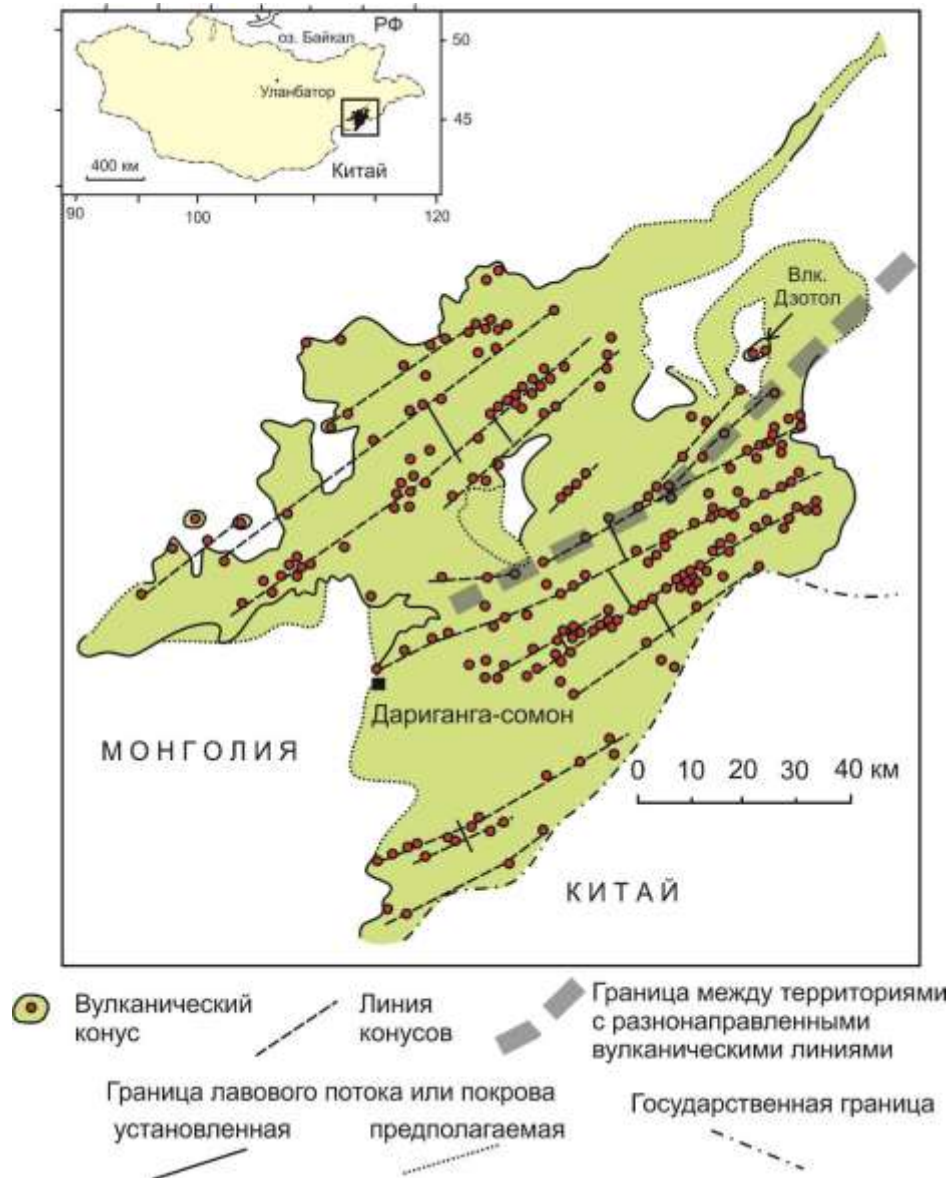


Рис. 2. Местоположение вулкана Дзотол на северо-восточном краю вулканического поля Дариганга. 1 – вулканические конусы; 2 – предполагаемые разломы, соответствующие линиям вулканических конусов; 3 – граница между территориями с разнонаправленными вулканическими линиями, ориентированными на северо-восток (азимут 45°) и восток-северо-восток (азимут 70°); 4–5 – границы лавовых потоков и покровов: установленные (4) и предполагаемые (5); 6 – государственная граница. Использована основа схемы из работы (Влодавец, 1955) с изменениями.

Fig. 2. Location of the Dzutol volcano on the northeastern margin of the Dariganga volcanic field. 1 – volcanic cones; 2 – assumed faults corresponding to lines of volcanic cones; 3 – boundary between areas with differently directed volcanic lines oriented to the northeast (azimuth 45°) and east-northeast (azimuth 70°); 4–5 – boundaries of lava flows and volcanic covers: observed (4) and assumed (5); 6 – state border. The scheme is modified after (Vlodavets, 1955).



Рис. 3. Главный (высокий) и сателлитный (низкий) шлаковые конусы вулкана Дзотол. На переднем плане находится базальтовый бугор (гарнитос) лавового потока.

Fig. 3. Main (high) and satellite (low) cinder cones of the Dzotol volcano. In the foreground is a basalt mound (garnitos) of a lava flow.

Базальтовая магма изливалась между конусами по трещине северо-восточного простирания (рис. 4). На юго-западном продолжении трещины в основании главного конуса образовались две паразитические малые воронки вулканического взрыва диаметром около 50 м и глубиной 7–8 м (рис. 5). Магмовыводящая трещина вулкана Дзотол протягивается на расстояние не менее 1.5 км.

Между ветвями шлакового полумесяца главного конуса и лавовым потоком образовалась бессточная котловина с ровным дном (рис. 6). Лавовый поток протягивается от шлаковых конусов на северо-восток на расстояние около 5 км. Средняя высотная отметка лавового потока рядом со шлаковыми конусами – 1170 м. Юго-западный край лавового потока отчетливо выражен скальными выходами базальтов, возвышающимися над эрозионно-аккумулятивной равниной, которая образует обширную террасу речной долины (рис. 7).

На поверхности лавового потока наблюдаются многочисленные бугры – гарнитосы и купола диаметром первые десятки метров и высотой первые метры. Расстояние между

куполами в среднем 30–50 м. В плане они, как правило, изометричны. Образование куполов обусловлено своеобразной динамикой остывания потока с вспучиванием его поверхности. С удалением от шлаковых конусов лавовые купола на поверхности потока сменяются беспорядочным нагромождением глыб.

Морфологическая сохранность вулканических конусов, паразитических воронок взрыва в основании главного конуса, а также поверхности и краев лавового потока Дзотол сопоставляется с сохранностью шлаковых конусов и потоков вулканических построек Хангая, датированных U–Th методом интервалом 38–35 тыс. лет (Чувашова и др., 2022). Внешнее различие построек свидетельствует о низкой роли (или отсутствии) в позднем плейстоцене эоловой активности на Хангае и существенном эоловом переносе обломочного материала в пустыне Гоби, из-за которой основные кратерные углубления вулкана Дзотол были нивелированы, а поверхность лавового потока была частично перекрыта песчано-алевритовыми наносами.



Рис. 4. Выход закристаллизовавшейся базальтовой магмы между конусами вулкана Дзотол по трещине северо-восточного простирания.

Fig. 4. Output of crystallized basaltic magma between cones of the Dzotol volcano along a NE-trending fissure.



Рис. 5. Малая (паразитическая) воронка вулканического взрыва, образовавшаяся в основании главного шлакового конуса вулкана Дзотол на продолжении магмовыводящей трещины, показанной на рис. 4. На переднем плане находится дно бессточной котловины между шлаковым конусом и лавовым потоком.

Fig. 5. Small (parasitic) crater of a volcanic explosion formed at the base of the main cinder cone in the Dzotol volcano on the continuation of the magma vent shown in Fig. 4. In the foreground is a bottom of a drainless basin between the cinder cone and lava flow.



Рис. 6. Вид с вершины главного конуса вулкана Дзотол на бугристую поверхность лавового потока (на заднем плане) и кратер, заполненный эоловыми отложениями и превратившийся в бессточную котловину с ровным днищем (на переднем плане).

Fig. 6. View from the top of the main cone of the Dzotol volcano at hilly surface of the lava flow (in the background) and at a crater filled with aeolian deposits and turned into a drainless basin with a flat bottom (in the foreground).



Рис. 7. Вид бугристой поверхности с вершины главного конуса на юго-восточный край лавового потока, протягивающегося в северо-восточном направлении, и сопредельную эрозионно-аккумулятивную равнину.

Fig. 7. View from the top of the main cone at a hilly surface of the southeastern edge of lava flow that extends in the northeast direction and adjacent erosional-accumulative plain.

Для геохимических исследований опробовались массивные базальты сателлитного конуса, магмовыводящей трещины между

конусами и лавового потока на расстоянии первых км от конусов. Точки опробования показаны на рис. 8.

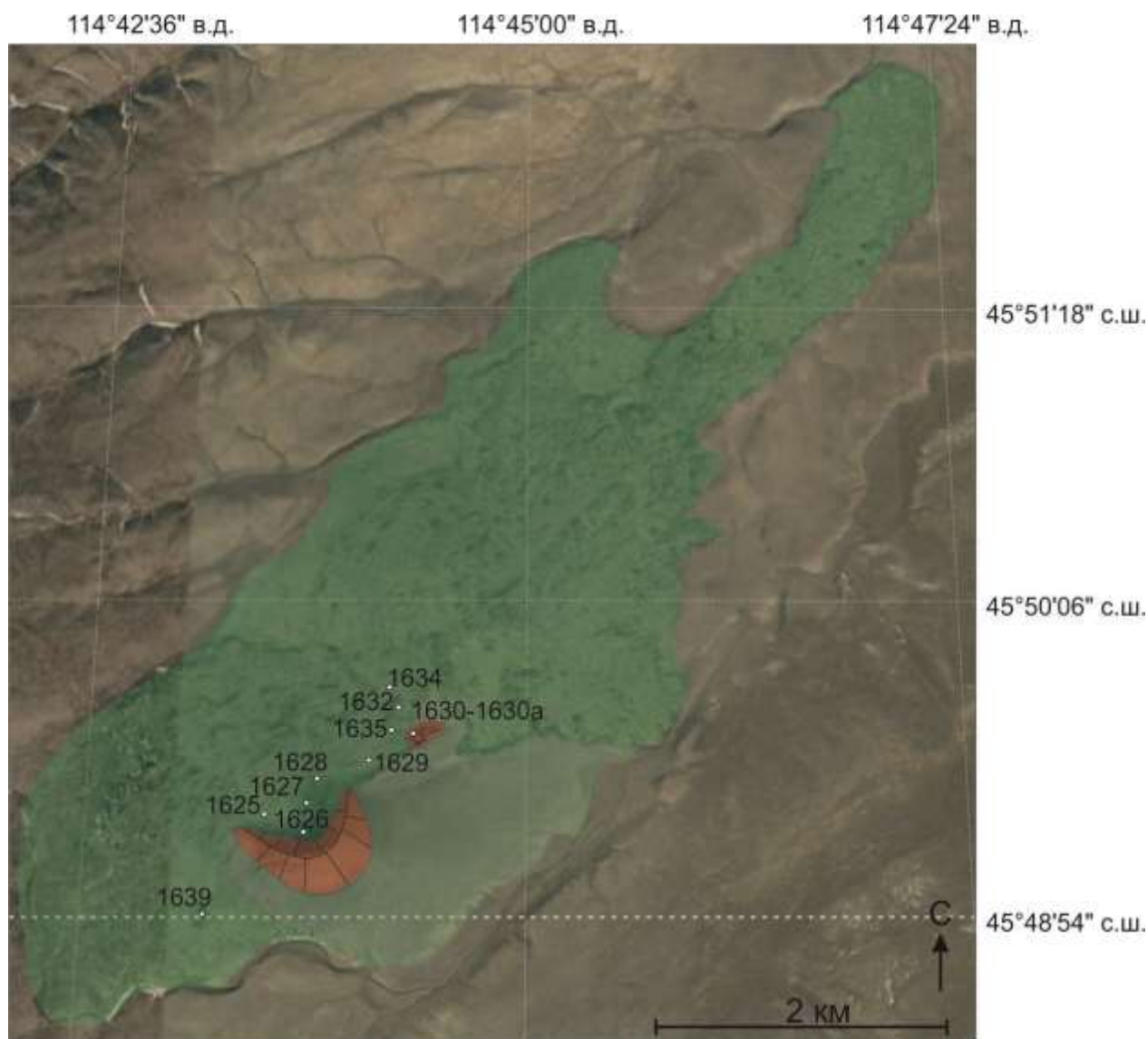


Рис. 8. Схема опробования пород вулкана Дзотол. Зеленым цветом показан лавовый поток, коричневым – шлаковые конусы. Юго-западнее конусов видна плоская равнина (поверхность речной террасы), фрагменты которой прослеживаются вдоль речной долины. Отбирались только массивные вулканические породы. Главный вулканический конус, сложенный шлаками и обломками пористых базальтов, не опробован. Между главным и сателлитным конусами рельефно выделяется магмовыводящий разрыв северо-восточного простирания. Для упрощения в номерах образцов опущена часть «MN-09». Обр. MN-09-1625 дает изотопные отношения ураногенного Pb, соответствующие геохрону 4.474 млрд лет (объяснения в тексте).

Fig. 8. Sampling scheme for rocks of the Dzotol volcano. Lava flow is shown in green, cinder cones are shown in brown. To the southwest of the cones, a flat plain (the surface of a river terrace) is visible, fragments of which are be traced along the river valley. Only massive volcanic rocks were sampled. The main volcanic cone, composed of cinders and fragments of porous basalts, was not sampled. It is. Between the main and satellite cones, northeast-trending magma-output rupture stands out in relief. For simplicity, the part "MN-09" has been omitted from the sample numbers. Sample MN-09-1625 yields isotopic ratios of uranogenic Pb corresponding to the geochron of 4.474 Ga (explanations in the text).

Предшествующие работы о составе вулканических пород Дариганги

В.В. Кепежинская (1979) рассматривала вулканические породы Даригангского поля как типичную натровую серию Азии, исходя из распространения в щелочных базальтоидах анортоклазовых мегакристаллов. При детальном опробовании вулканических аппаратов и лавовых потоков, выполненном А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1984, 1985), получен массив данных с интервалом SiO_2 от 39.9 мас. % (обр. 517/79, поток в 5 км севернее влк. Думду-Нарт-Ула, юго-восточный борт урочища Удын-Бурун-Шире) до 51.38 мас. % (обр. 5/76, поток влк. Асхатын-Дзун-Цаган-Тологой). Приведение суммы петрогенных оксидов к 100 мас. % на классификационной диаграмме TAS (total alkalis – silica, без потерь при прокаливании) дает интервал содержаний SiO_2 по массиву данных этих авторов от 40.75 до 52.03 мас. %. Исследуя соотношения калия и натрия в вулканических породах Дариганги с применением распространенных диаграмм, авторы пришли к выводу об их принадлежности к калий-натровой серии пород умеренной щелочности.

В цитированных работах А.Я. Салтыковского и Ю.С. Геншафта вулканические породы Даригангского поля отнесены к десяти петрохимическим типам: 1) кварцевым толеитам, 2) толеитам, 3) оливиновым базальтам, 4) щелочным оливиновым базальтам, 5) гавайитам, 6) муджиеритам, 7) нефелиновым базанитам, 8) нефелиновым гавайитам, 9) нефелиновым муджиеритам, 10) нефелиновым бенморитам. Однако на вариационных диаграммах, включающих SiO_2 , сумму щелочей, Na_2O , K_2O , TiO_2 и Fe_2O_3 показано сплошное распределение фигуративных точек без какого-либо группирования. Такой характер вариаций состава вулканических пород Дариганги подтверждается новым представительным опробованием территории (Чувашова и др., 2012). Однако в новой коллекции образцов вулканических пород нижний предел измеренных содержаний SiO_2 составляет 42.38 мас. % (обр. MN-09-1570 группы II, линза массивных базальтоидов

в желтых туфах основания постройки Авгойт-Ула в восточной части вулканического поля), верхний предел – 52.21 мас. % (обр. MN-09-1407 группы VI, древний («вершинный») лавовый поток в борту слабо врезанной долины, заполненной пористыми базальтами в северной части вулканического поля). Приведенные к 100 % концентрации SiO_2 на классификационной диаграмме щелочи – кремнезем (без потерь при прокаливании) составляют, соответственно, 43.50 и 52.34 мас. % (рис. 3). Расхождение в содержании SiO_2 на нижнем пределе около 2.5 мас. % может быть связано с систематической лабораторной ошибкой. Совместное нанесение петрохимических данных на вариационные диаграммы делает тренды расплывчатыми, поэтому массив петрохимических данных, приведенный А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом, используется только для общей ориентировки, а все графики приводятся по результатам новых силикатных анализов авторов.

Силикатные анализы и микроэлементные данные для отдельных образцов вулканических пород Дариганги приводились в работах, посвященных изучению глубинных кристаллических включений (Ionov et al., 1999; и др.). Целенаправленное геохимическое исследование вулканических пород Дариганги было выполнено недавно для сопоставления с породами вулканических полей двух других территорий Монголии (северовосточного побережья оз. Хубсугул и Долины Озер), а также сопредельной территории Китая (Togtokh et al., 2018). В 10 образцах вулканических пород Дариганги, включенных в эту работу, содержание MgO ограничено интервалом 7.43–10.66 мас. % и La/Yb отношение – интервалом 14–26. В этой коллекции отсутствуют высоко-Mg породы и породы с высоким La/Yb отношением, охарактеризованные в работе (Чувашова и др., 2012).

Методика аналитических исследований

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7500ce. Характеристи-

ка использованных методик приведена в работе (Ясныгина и др., 2015). Петрогенные оксиды определены классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Изотопный анализ свинца проводился на приборе MC-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в статье (Rasskazov et al., 2020b).

Петрогенетические группы вулканических пород Дариганги

В петрогенетическом отношении, вулканические породы Дариганги разделяются на диаграмме La/Yb – MgO на 6 групп (рис. 9):

I) с интервалом высокого отношения La/Yb (40–47) при умеренном содержании MgO (9.5–6.5 мас. %); II) с интервалом более низких значений La/Yb (32–40) при более высоком содержании MgO (8.6–15.8 мас. %); III) с интервалом отношения La/Yb = 25–32 при содержании MgO 6.7–12.7 мас. %; IV) с интервалом отношения La/Yb = 18–25 при содержании MgO 5.5–10.6 мас. %; V) с интервалом отношения La/Yb = 15–18 при содержании MgO 6.8–8.1 мас. % и VI) с интервалом низкого отношения La/Yb (12.0–14.4) при низком содержании MgO (6.7–7.7 мас. %) (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в представительных образцах вулканических пород петрогенетических групп Дариганги

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	Mn-10-1686	Mn-09-1583	Mn-09-1569	Mn-10-1726	Mn-09-1573
Группа	I	I	II	II	III
SiO ₂ , мас. %	45.98	43.42	47.00	43.71	47.08
TiO ₂	2.77	3.59	2.80	2.91	2.57
Al ₂ O ₃	12.86	12.38	12.37	9.65	12.00
Fe ₂ O ₃	3.89	4.03	5.58	4.72	2.05
FeO	7.93	8.76	6.74	7.48	9.63
MnO	0.15	0.18	0.15	0.16	0.17
MgO	7.98	9.39	9.81	15.81	12.16
CaO	7.77	9.57	7.64	8.54	8.34
Na ₂ O	4.90	4.64	3.39	3.36	3.30
K ₂ O	3.04	1.20	2.14	0.80	1.77
P ₂ O ₅	1.02	1.13	0.91	0.84	0.58
H ₂ O ⁻	0.21	0.19	0.23	0.33	0.10
H ₂ O ⁺	0.91	1.58	0.77	1.59	0.74
CO ₂	0.23			0.19	
Сумма	99.65	100.06	99.53	100.09	100.49
Sc, мкг/г	13.8	22.0	31.8	19.9	22.0
V	168	265	229	239	245
Cr	338	289	360	739	452
Co	45	68	53	104	64
Ni	242	236	441	589	457
Rb	59.2	13.4	35.3	30.0	29.5
Sr	1367	1396	1134	801	897
Y	31.1	39.5	37.3	23.4	30.5
Zr	366	451	470	206	257
Nb	107	126	88	62	73
Cs	0.99	0.94	0.91	0.12	0.24
Ba	860	920	761	330	544
La	78	87	59	40	46
Ce	152	169	115	49	91
Pr	17.0	19.2	12.5	6.0	10.1
Nd	66	74	55	27	42
Sm	12.8	15.7	10.9	6.3	9.2
Eu	4.2	4.8	3.4	2.2	2.8
Gd	11.7	13.6	9.9	6.4	8.2
Tb	1.4	1.8	1.3	0.8	1.2
Dy	8.0	9.2	6.5	5.1	5.7
Ho	1.1	1.4	1.1	0.8	1.0
Er	2.7	3.4	2.5	2.0	2.3

Yb	1.7	2.2	1.5	1.1	1.6
Lu	0.19	0.26	0.18	0.18	0.19
Hf	8.3	9.5	9.4	3.4	5.5
Ta	6.5	6.8	5.0	1.8	3.8
Pb	5.8	5.6	4.8	1.7	6.1
Th	11.5	11.1	7.4	3.4	5.2
U	2.31	2.24	1.86	0.11	0.81

Окончание табл. 1

№ п/п	6	7	8	9
№ образца	Mn-09-1611	Mn-09-1597	Mn-09-1402	Mn-09-1406
Группа	III	IV	V	VI
SiO ₂ , мас. %	45.60	48.29	49.58	49.60
TiO ₂	2.80	2.80	2.91	2.64
Al ₂ O ₃	12.18	13.64	13.21	13.25
Fe ₂ O ₃	4.69	2.58	1.97	2.18
FeO	7.45	8.84	9.43	9.57
MnO	0.15	0.15	0.15	0.13
MgO	9.71	6.96	7.80	7.63
CaO	9.41	9.25	8.46	9.09
Na ₂ O	3.30	3.62	3.33	3.28
K ₂ O	2.00	1.73	1.61	1.21
P ₂ O ₅	0.73	0.69	0.58	0.43
H ₂ O ⁻	0.39	0.69	0.08	0.13
H ₂ O ⁺	1.73	0.78	0.74	0.76
Сумма	100.14	100.02	99.85	99.90
Sc, мкг/г	23.8	20.9	25.1	22.1
V	209	211	230	204
Cr	286	171	207	216
Co	61	48	58	51
Ni	243	160	189	174
Rb	36.6	29.8	29.5	17.5
Sr	1024	932	677	557
Y	25.8	29.1	28.0	25.4
Zr	258	218	296	177
Nb	62	54	47	30
Cs	0.29	0.99	0.51	0.11
Ba	526	2034	474	358
La	39	37	32	21
Ce	80	77	66	44
Pr	9.2	8.7	7.9	5.4
Nd	39	37	33	25
Sm	8.7	8.6	7.8	6.4
Eu	2.7	2.9	2.4	2.1
Gd	7.8	8.1	7.4	6.4
Tb	1.1	1.2	1.0	1.0
Dy	5.0	5.7	5.8	5.0
Ho	1.0	1.0	0.9	0.9
Er	2.1	2.5	2.4	2.2
Yb	1.5	1.8	1.8	1.6
Lu	0.25	0.28	0.23	0.26
Hf	5.3	4.6	6.3	4.0
Ta	3.7	3.4	2.5	1.8
Pb	4.6	4.1	5.5	2.7
Th	4.9	4.6	4.1	2.3
U	1.32	0.71	0.95	0.77

Порода с максимальным содержанием MgO определяется в группе II. По отношению к породам этой группы, в группе I содержание MgO резко снижается с возраста-

нием La/Yb отношения, а в группах III–VI содержание MgO снижается ступенчато с последовательным понижением La/Yb отношения.

Вулканические породы постройки Дзотол (табл. 2) по значениям La/Yb соответствуют группе IV, а по узкому интервалу MgO (8.5–9.1 мас. %) – средней части диапазона этого оксида. Для сопоставлений с породами вулкана Дзотол породы группы IV разделяются на подгруппы а, б и в с содержанием MgO, соответственно, 9.3–10.5, 8.1–9.3 и 5.5–8.2 мас. %. Фигуративные точки пород вулкана

Дзотол попадают в фигуративное поле подгруппы б. В последующих построениях петрогенные и микроэлементные характеристики пород вулкана Дзотол сравниваются с характеристиками более древних пород Даригангского вулканического поля: с одной стороны, – групп I–III, с другой стороны, – групп IV (в подгруппах а, б, в), V и VI.

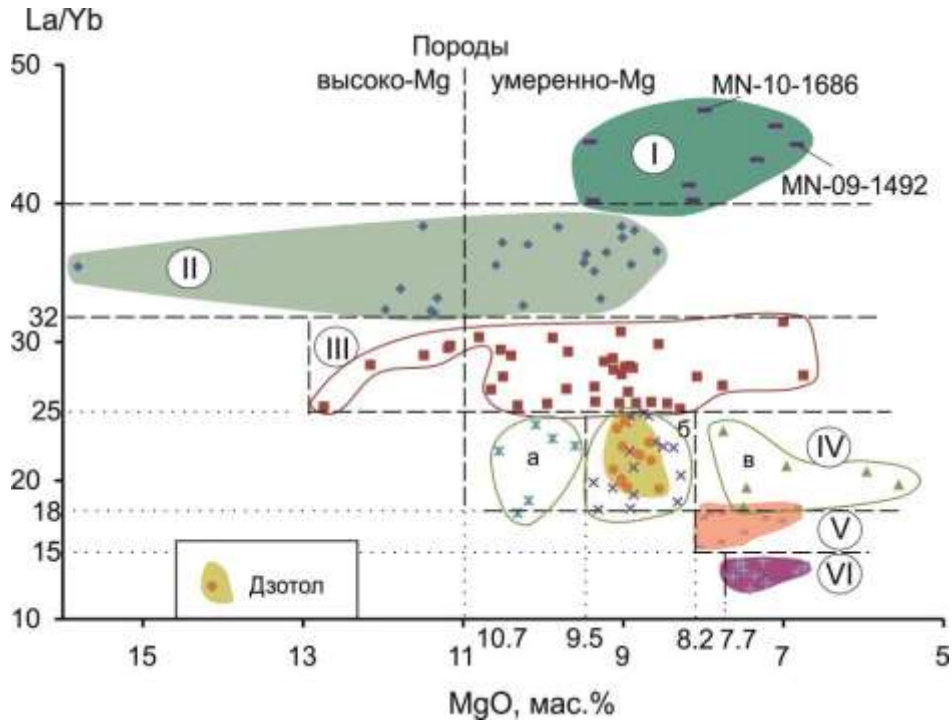


Рис. 9. Петрогенетические группы вулканических пород Дариганги на диаграмме La/Yb – MgO. В группах II–III содержатся высоко-Mg и умеренно-Mg породы, в группах I, IV–IV – только умеренно-Mg породы. В группе III различаются подгруппы а, б и в с разными диапазонами содержания MgO. Базальты вулкана Дзотол попадают в фигуративное поле подгруппы IVб (MgO = 8.1–9.3 мас. %).

Fig. 9. Petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on La/Yb vs MgO diagram. Groups II–III include high-Mg and moderate-Mg rocks, while groups I, IV–IV contain only moderate-Mg rocks. Group III shows subgroups a, b, and c with different ranges of MgO content. Basalts from the Dzotol volcano fall into the data field of subgroup IVb (MgO = 8.1–9.3 wt %).

Т а б л и ц а 2

Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в породах вулкана Дзотол

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	Mn-09-1625	Mn-09-1626	Mn-09-1627	Mn-09-1628	Mn-09-1629	Mn-09-1630-1
Высота	1195	1210	1218	1217	1180	1173
С.ш.	45° 49.291'	45° 49.238'	45° 49.323'	45° 49.419'	45° 49.484'	45° 49.578'
В.д.	114° 43.602'	114° 43.822'	114° 43.805'	114° 43.896'	114° 44.172'	114° 44.398'
SiO ₂ , мас. %	47.87	47.68	49.06	47.28	46.66	48.29
TiO ₂	2.41	2.41	2.44	2.42	2.61	2.43
Al ₂ O ₃	12.78	12.98	12.86	13.05	12.80	12.67
Fe ₂ O ₃	3.75	5.24	1.36	3.23	3.41	2.96
FeO	8.11	6.76	8.91	8.56	8.56	8.71

MnO	0.13	0.14	0.17	0.15	0.16	0.16
MgO	8.95	9.02	9.12	9.02	8.79	9.08
CaO	8.97	8.88	8.99	9.01	9.33	8.93
Na ₂ O	3.64	3.54	3.62	3.80	3.95	3.62
K ₂ O	1.74	1.76	1.66	1.78	1.92	1.72
P ₂ O ₅	0.69	0.69	0.68	0.68	0.79	0.69
H ₂ O ⁻	0.21	0.21	0.05	0.23	0.31	0.25
H ₂ O ⁺	0.56	0.45	0.66	0.73	0.55	0.50
CO ₂						0.22
Сумма	99.81	99.76	99.58	99.94	99.84	100.23
Sc, мкг/г	22.6	21.1	21.1	21.6	22.2	25.3
V	223	221	201	223	223	268
Cr	349	351	333	360	312	458
Co	63	58	54	60	60	59
Ni	250	249	251	258	232	320
Rb	33	31	29	32	32	38
Sr	910	882	797	890	1015	918
Y	32.9	31.8	28.8	31.9	34.1	32.1
Zr	267	255	242	282	287	291
Nb	61	60	54	60	76	71
Cs	0.42	0.29	0.35	0.40	0.40	0.52
Ba	570	527	471	539	543	543
La	41	40	36	40	45	44
Ce	85	83	74	84	95	85
Pr	9.9	9.6	8.6	9.7	11.1	10.8
Nd	42	41	37	42	47	43
Sm	9.6	9.4	8.4	9.4	10.7	9.4
Eu	3.1	3.0	2.6	3.0	3.4	3.1
Gd	9.2	9.0	7.8	9.0	10.2	9.2
Tb	1.3	1.3	1.1	1.3	1.4	1.2
Dy	6.4	6.2	6.0	6.3	6.8	6.5
Ho	1.2	1.2	1.0	1.2	1.2	1.1
Er	2.8	2.8	2.4	2.8	2.9	2.7
Yb	2.1	2.0	1.7	2.0	2.1	1.8
Lu	0.34	0.33	0.28	0.32	0.32	0.23
Hf	5.6	5.3	4.9	6.1	5.9	5.2
Ta	3.6	3.5	3.0	3.6	4.3	3.6
Pb	5.0	4.0	9.6	3.7	5.1	2.2
Th	5.2	4.9	4.2	5.0	5.7	4.8
U	1.45	1.43	1.19	1.39	1.64	0.94

Окончание табл. 1

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	Mn-09-1630A	Mn-09-1630	Mn-09-1632	Mn-09-1633	Mn-09-1634	Mn-09-1635
Высота	1173	1173	1550	1149	1161	1167
С.ш.	45° 49.578'	45° 49.578'	45° 49.719'	45° 49.787'	45° 49.783'	45° 49.593'
В.д.	114°	114°	114°	114°	114°	114°
	44.398'	44.398'	44.432'	44.458'	44.385'	44.246'
SiO ₂ , мас. %	47.3	45.49	47.88	48.41	48.09	46.06
TiO ₂	2.52	2.75	2.65	2.57	2.55	2.72
Al ₂ O ₃	12.86	12.7	12.67	13.07	12.81	12.68
Fe ₂ O ₃	3.28	3.6	2.54	2.54	3.05	3.19
FeO	8.71	8.71	8.76	8.76	8.84	9.17
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16	0.15
MgO	8.98	8.65	9.01	8.82	8.55	8.68
CaO	8.69	9.69	8.99	8.82	8.5	9.45
Na ₂ O	3.66	4.01	3.87	3.79	3.66	4.14
K ₂ O	1.78	1.95	1.77	1.73	1.79	1.95
P ₂ O ₅	0.76	0.86	0.8	0.76	0.76	0.86
H ₂ O ⁻	0.28	0.29	0.11	0.03	0.20	0.17
H ₂ O ⁺	0.69	0.72	0.68	0.56	0.58	0.54
CO ₂	0.11	0.28			0.22	
Сумма	99.78	99.87	99.91	100.03	99.76	99.76

Sc, мкг/г	24.3	20.4	18.3	18.3	19.1	23.4
V	266	319	200	193	290	233
Cr	616	189	306	327	245	295
Co	62	44	54	54	41	60
Ni	407	154	233	241	190	221
Rb	40	28	29	28	26	32
Sr	1002	773	881	845	675	1083
Y	33.5	32.2	30.3	29.7	29.4	36.4
Zr	308	312.99	245	237	261.78	318
Nb	79	66	63	60	54	84
Cs	0.52	0.31	0.32	0.28	0.25	0.40
Ba	585	529	491	471	518	557
La	48	39	40	39	36	48
Ce	92	80	85	81	73	100
Pr	11.7	10.2	9.7	9.3	9.2	11.7
Nd	46	41	42	39	38	50
Sm	10.3	10.9	9.3	9.0	9.8	11.2
Eu	3.5	3.1	2.9	2.8	2.8	3.6
Gd	9.8	8.9	8.7	8.4	8.2	10.7
Tb	1.4	1.2	1.2	1.2	1.1	1.5
Dy	6.9	6.2	6.0	5.7	5.8	7.1
Ho	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	1.3
Er	2.8	2.4	2.5	2.5	2.4	3.0
Yb	2.0	1.8	1.8	1.8	1.8	2.1
Lu	0.23	0.23	0.29	0.28	0.22	0.32
Hf	5.6	6.4	5.0	4.8	5.5	6.9
Ta	4.1	3.9	3.7	3.5	3.4	4.8
Pb	14.1	4.3	3.5	2.6	4.1	4.4
Th	5.2	5.1	4.9	4.6	4.8	6.1
U	1.11	1.40	1.37	1.26	1.19	1.74

Распределение петрогенетических вулканических пород классификационной щелочи – кремнезем групп на диаграмме

На рис. 10а фигуративные точки групп I–III распределяются в области базанита–тефрита, трахибазальта и базальта. Все породы с $MgO = 11–13$ мас. % относятся к базанитам. Точки пород такого состава концентрируются в нижней части поля базанита–тефрита вдоль границ поля трахибазальта с общим интервалом SiO_2 44.0–47.5 мас. % и суммой $Na_2O+K_2O = 4.0–5.9$ мас. %. Состав базанита с максимальным содержанием $MgO = 15.8$ мас. % (обр. MN–10–1726) отличается от основной группы базанитов пониженным содержанием суммы щелочей.

Рой фигуративных точек умеренно-Mg пород групп I–III ($MgO = 3.0–11.0$ мас. %) перекрывает основную группу базанитов и трахибазальтов и распространяется в целом выше фигуративного поля базанит+тефрит в виде веера, расходящегося от Mg базанита (обр. MN–10–1726) через основную группу базанитов к умеренно-Mg тефритам и трахи-

базальтам. Фигуративные точки группы I находятся в основном в области перекрытия фигуративных полей групп II и III, но в двух породах этой группы (MN-09-1492 и MN-10-1686) содержания SiO_2 и Na_2O+K_2O существенно возрастают. Фигуративное поле тефритов и базанитов группы II вытянуто из нижней части диаграммы в верхнюю, фигуративное поле тефритов, базанитов и трахибазальтов группы III – из левой в правую часть диаграммы. Фигуративное поле пород вулкана Дзотол находится на окончании полосы точек группы III и образует узкий трахибазальт-тефритовый тренд.

На рис. 10б фигуративные поля умеренно-Mg пород групп IV–VI занимают пограничное положение между базальтом и трахибазальтом. Фигуративные поля подгрупп IVа, IVб и IVв последовательно смещаются с возрастанием SiO_2 . Фигуративное поле пород группы V частично перекрывается по содержанию SiO_2 с фигуративным полем подгруппы IVв, а фигуративное поле пород группы VI смещается относительно фигуративного поля пород группы V с возрастанием содержания SiO_2 . Тренд трахибазальтов–тефритов вулкана Дзотол лишь частично

совпадает с фигуративным полем пород подгруппы IVб и протягивается от него в поле тефрита.

На графиках рис. 10а,б породы вулкана Дзотол имеют менее щелочной (обогащен-

ный кремнеземом) состав, чем породы групп I–III, и более щелочной (обедненный кремнеземом) состав, чем породы групп IV–VI. Состав пород вулкана Дзотол промежуточный между этими группами.

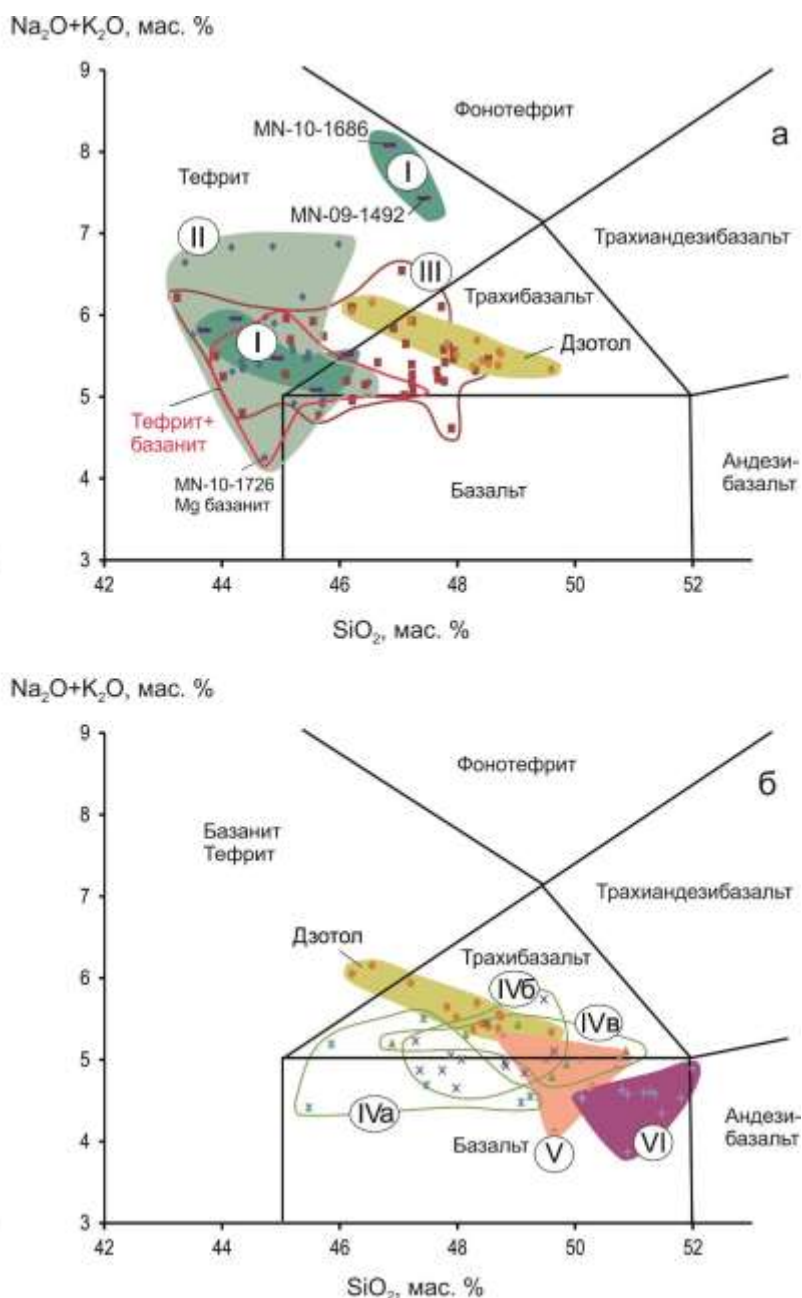


Рис. 10. Положение петрогенетических групп вулканических пород Дариганги на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991): а – группы I–III, б – группы IV–VI. Условные обозначения см. на рис. 9. Фигуративное поле трахибазальтов–тефритов вулкана Дзотол занимает промежуточное положение между фигуративными полями базанитов–тефритов и трахибазальтов групп I–III (панель а) и фигуративными полями базальтов и трахибазальтов групп III–V (панель б). Базацит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Сумма петрогенных оксидов пересчитана на 100 мас. % без потерь при прокаливании.

Fig. 10. Position of the petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on the alkali–silica classification diagram of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991): *a* – groups I–III, *b* – groups IV–VI. Symbols are as in Fig. 9. The trachybasalt–tephrite data field of the Dzotol volcano show intermediate position between those of basanite–tephrites, trachybasalts of groups I–III (panel *a*) and basalts, trachybasalts of groups IV–VI (panel *b*). Basanite differs from tephrite by the MgO content of more than 10 wt. % (Le Bas, 1989). Major oxides are recalculated per 100 wt. % without loss on ignition.

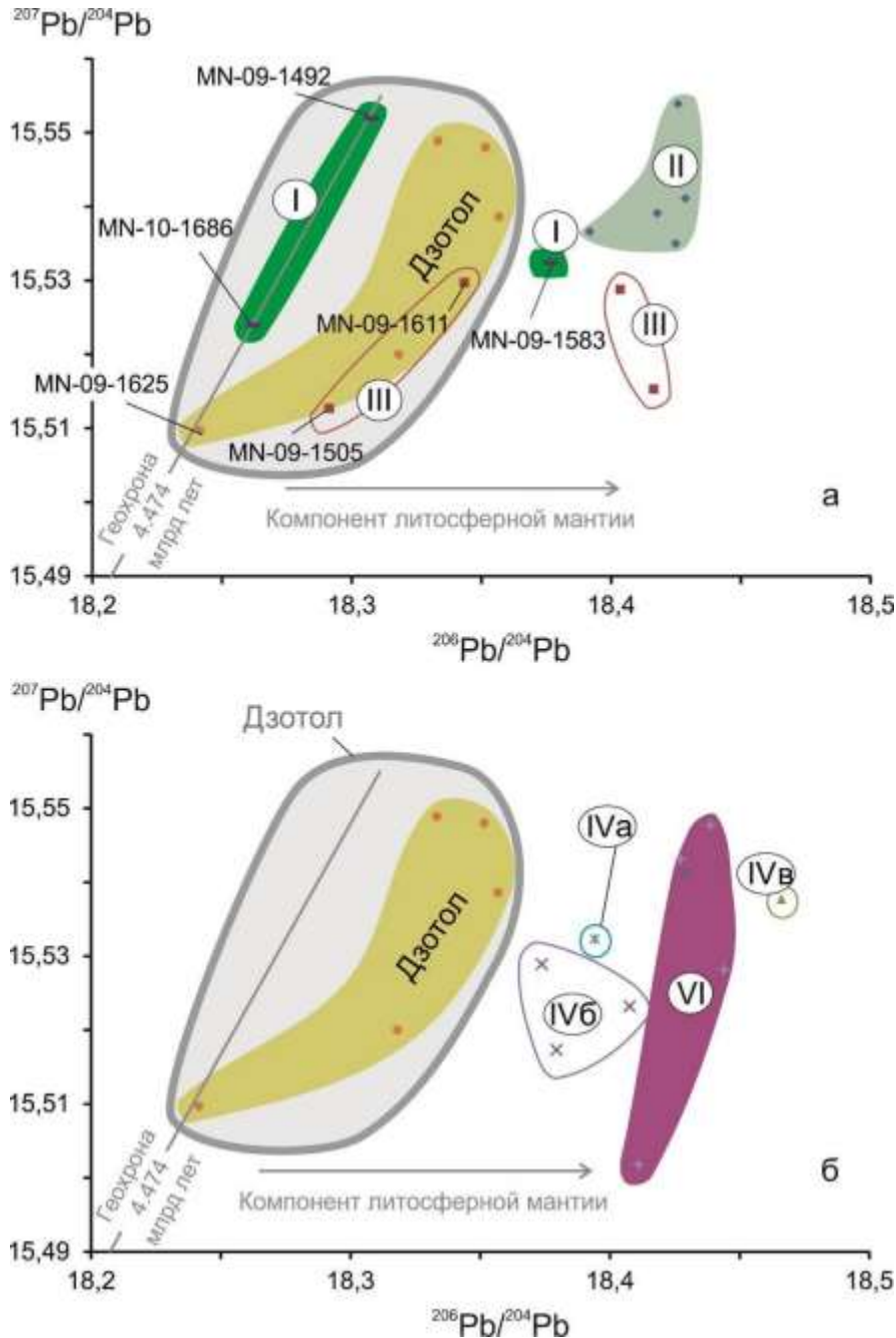


Рис. 11. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, показывающие соотношение фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (*a*) и IV–VI (*б*) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 11. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of Dariganga petrogenetic groups I–III (*a*) and IV–VI (*b*). Symbols are as in Fig. 9.

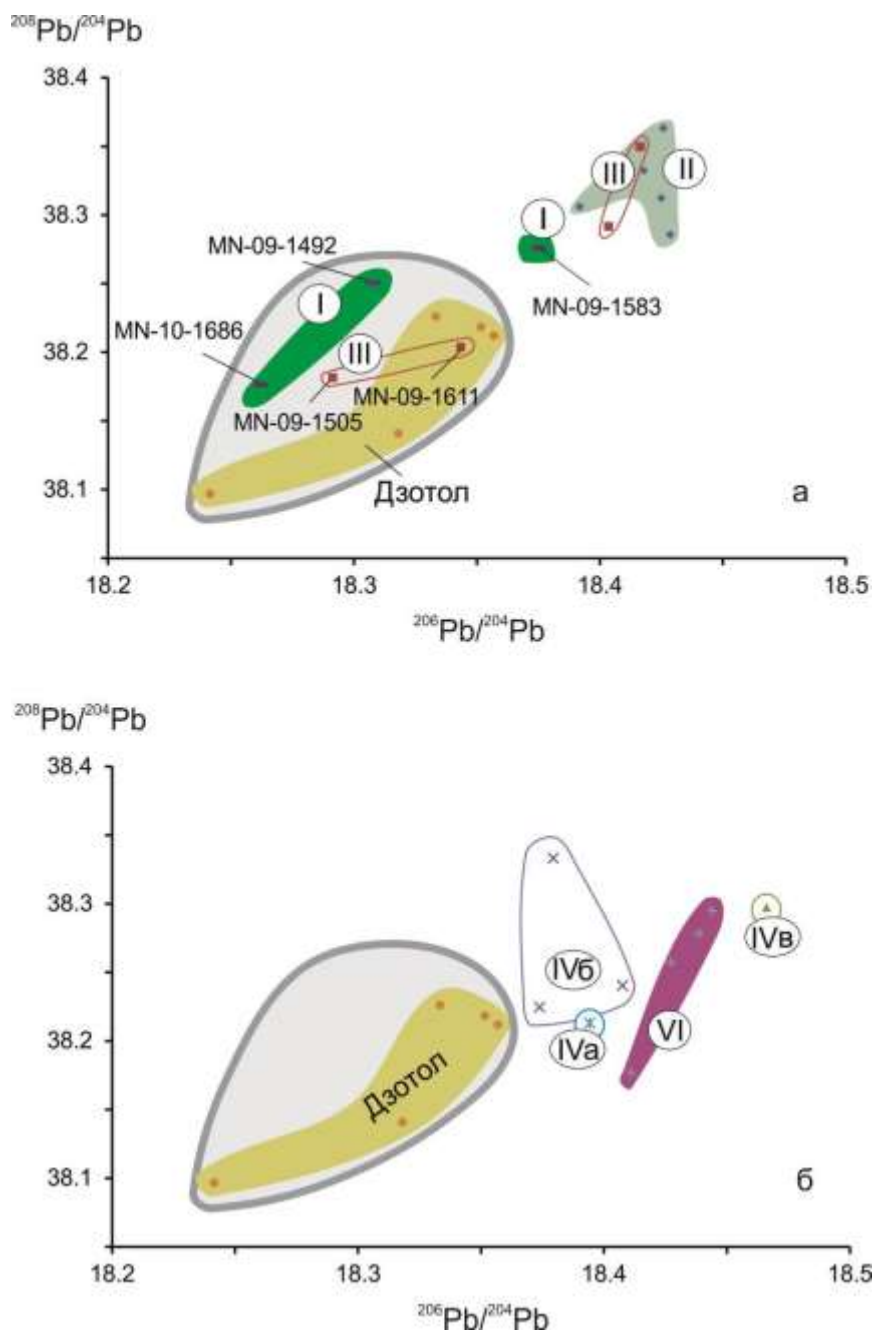


Рис. 12. Соотношение фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (а) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги на диаграммах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 12. Relationship between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of Dariganga petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams. Symbols are as in Fig. 9.

Изотопные отношения Pb в вулканических породах

На диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 11, 12) по значениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканические породы Дариганги разделяются на две совокупности с интервалами значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.36–18.46 и 18.24–18.35. К первой совокупности относятся породы всех

петрогенетических групп, ко второй принадлежат две точки группы I (MN-09-1492 и MN-10-1686), две точки группы III (MN-09-1505 и MN-09-1611), а также породы вулкана Дзотол.

Пара фигуративных точек MN-09-1492 и MN-10-1686 группы I лежит на геохроне 4.474 млрд лет. Пара фигуративных точек MN-09-1505 и MN-09-1611) группы III сме-

щена правее этой геохроны. Точки пород вулкана Дзотол распределяются от геохроны до обозначенной пары точек группы III. Основная совокупность точек, представленная частично породами групп I и III и всеми породами групп II, IV и VI, продвинута в правую часть диаграммы. Следовательно, Rb-изотопные отношения пород вулкана Дзотол явно отличаются от этих отношений основной совокупности пород Дариганги и характеризуются значениями, свойственными редко встречающимся породам групп I и III.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Линейные высоко-Mg зоны и распределение на вулканическом поле пород с низким отношением Rb

Содержание MgO в вулканической породе дает потенциальную температуру (T_p) в мантийном источнике (Arndt et al., 2008; Herzberg et al., 2007). В Азии высоко- и умеренно-Mg лавы (с высокой и низкой T_p) либо разобщены во времени и пространстве, либо тесно связаны между собой. Рассредоточенные извержения высоко-Mg оливиновых меланефелинитов ($MgO = 11-13$ мас. %) проявляются в центральной и северо-восточной частях хр. Хэнтэй около 3 млн лет назад без сопровождения менее магнезиальными лавами (Рассказов, 1987). В Центральной Монголии и Восточном Саяне, наоборот, высоко-Mg лавы отсутствуют (Рассказов и др., 2012).

На некоторых территориях извержения высоко-Mg лав обозначают начало вулканической деятельности, продолжавшейся затем извержениями умеренно-Mg лав миллионы лет, иногда – до полутора десятка млн лет. Первые извержения Удоканского вулканического поля представлены извержениями оливиновых мелалейцититов около 14 млн лет назад, а затем, начиная с 8 млн лет назад до голоцена включительно, извергались умеренно- и высокощелочные дифференцированные серии щелочной оливиновый базальт – трахит и базанит – нефелиновый муджиерит. Более молодые единичные лавовые слои натровых высоко-Mg базанитов отмечены только в толще возрастом 4.0–3.5 млн лет (Рассказов, Чувашова, 2018). На Шкотовском поле Южного Приморья после продолжительного перерыва (начавшегося 22–21 млн лет назад) около 15–14 млн лет назад имела место фаза извержений высокомагнезиальных оливиновых лейцититов, а

последующий вулканизм различного состава, от базальтов до андезитов, продолжался с 13 до 3 млн лет назад (Рассказов и др., 2003; Сахно и др., 2004; Rasskazov et al., 2010). В зоне Удаляньчи Северо-Восточного Китая высокомагнезиальные оливиновые лейцититы извергались на поле Келуо начиная с 5 млн лет назад, хотя на других полях зоны (Удаляньчи и Еркешан) извержения высоко-Mg лав отсутствуют (Rasskazov et al., 2016).

На Даригангском вулканическом поле высоко-Mg породы петрогенетических групп II и III трассируют субширотную (СШ) и северо-восточную (СВ) зоны. Ширина зон составляет 10–20 км. СШ-зона притягивается от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние не менее 110 км. СВ-зона сочленяется с западным окончанием СШ-зоны на вулкане Авгойт-Ула и протягивается на северо-восток до вулкана Хорцо-Ула, на расстояние не менее 90 км. Обособляются также локальные центры с высоко-Mg лавами в группе вулканов Богдо-Улан (юг поля) и на вулкане Сулхар (северо-восток поля).

Основное значение СШ-зоны в структуре вулканического поля Дариганга подчеркивается распространением в ней, наряду с высоко-Mg вулканическими породами, мегакристаллов граната и полиминеральных гранатосодержащих нодулей. Между группами вулканов с включениями граната Сэнджитийн-Ундэр и Бурун-Тологой–Майхант, простирающимися на восток-северо-восток, имеется разрыв около 20 км, в котором СШ-зона трассируется постройками, сближенными между собой и контролирующимися локальными восток-северо-восточными разрывами. По отношению к СШ-зоне эта и подобные ей линии вулканов обозначают кулисы, образовавшиеся в условиях горячей левосторонней трансформации (Рассказов и др., 2022).

Умеренно-Mg породы вулкана Дзотол находятся вне СШ- и СВ-трасс высоко-Mg пород. Сопоставляя породы вулкана Дзотол с двумя породами группы III, имеющими низкое отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 11–12), отметим, что в одном из образцов (MN-09-1611) содержится 9.71 мас. % MgO, в другом (MN-09-1505) – 11.16 мас. %. Порода MN-09-1505 с высоко-Mg составом (базанит) отобрана в группе вулканов Богдо-Улан, пространственно обособленной от других вулканов Даригангского поля. Вулкан Дзотол входит в зону вулканов типа Шилийн-Богд с проявлением средней (агглютинато-

вой) фазы извержения протомантийного флюидного материала (рис. 13). Эта зона контролируется юго-западным окончанием

структурного перехода от хр. Нукут-Дабан к Тамцагскому четвертичному предгорному прогибу (Rasskazov et al., 2023).

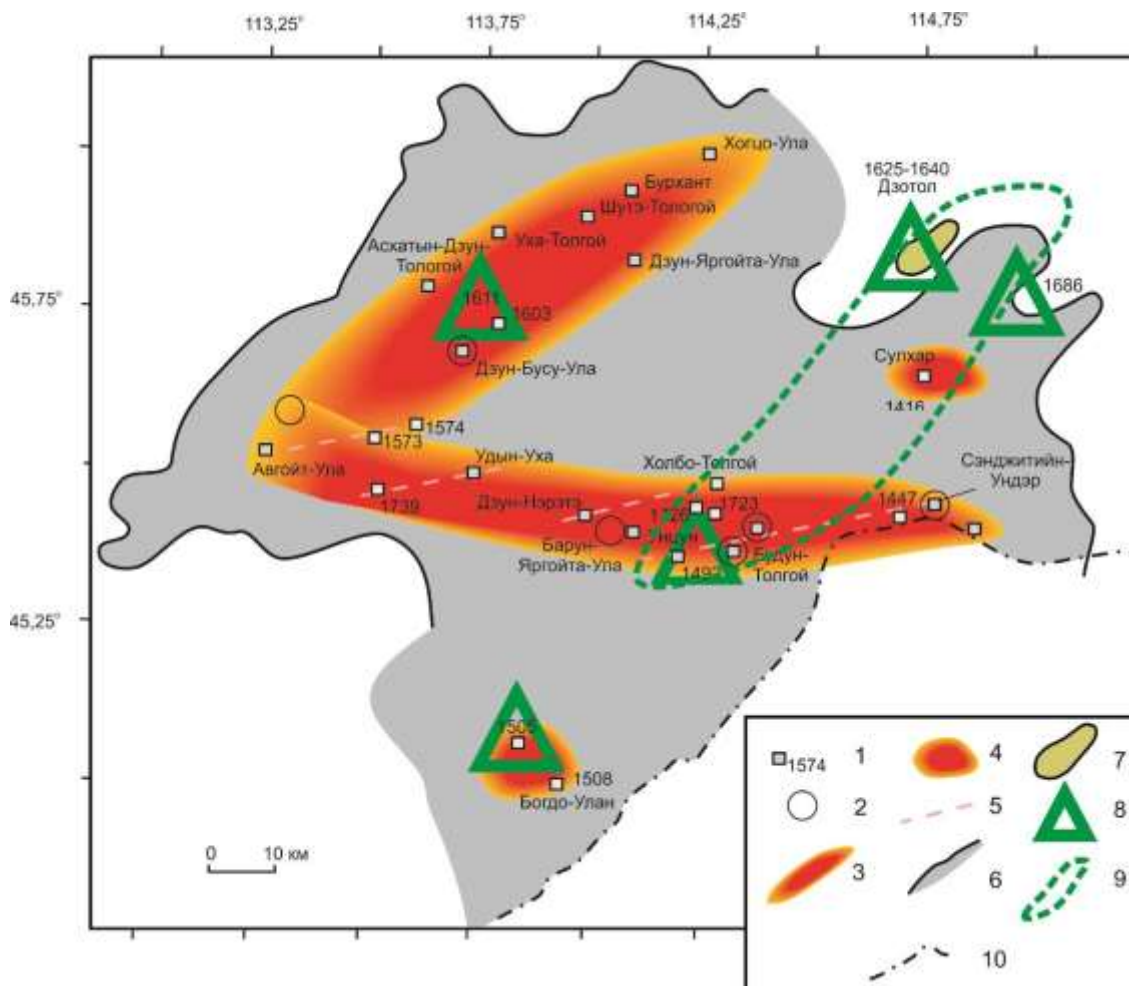


Рис. 13. Схема пространственного распределения высоко-Mg пород и редких пород, обогащенных компонентом нерадиогенного Pb, на Даригангском вулканическом поле. 1 – вулканы с высоко-Mg породами (MgO = 11–16 мас.%); 2 – находки гранатсодержащих включений (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3 – СШ- и СВ-зоны, трассированные высоко-Mg породами; 4 – обособленные вулканы с высоко-Mg породами; 5 – восток-северо-восточная кулиса в СШ-зоне высоко-Mg пород; 6 – контур вулканического поля Дариганга; 7 – поток вулкана Дзотол; 8 – находки пород, обогащенных компонентом нерадиогенного Pb, включая вулкан Дзотол; 9 – зона вулканов типа Шилийн-Богд с проявлением средней (агглютинатовой) фазы извержения протомантийного флюидного материала (Rasskazov et al., 2023); 10 – государственная граница Монголии и Китая; Использованы схемы (Чувашова и др., 2012; Рассказов и др., 2022).

Fig. 13. Scheme of spatial distribution of high-Mg rocks and rare rocks enriched in the non-radiogenic Pb component in the Dariganga volcanic field. 1 – volcanoes with high-Mg rocks (MgO 11–16 wt %); 2 – findings of garnet-bearing inclusions (Genshaft, Saltykovsky, 1990; Saltykovsky, Genshaft, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3 – WE and NE zones of high-Mg rocks; 4 – localized volcanoes with high-Mg rocks; 5 – east-northeast locus in the WE zone of high-Mg rocks; 6 – contour of the Dariganga volcanic field; 7 – flow of the Dzotol volcano; 8 – findings of rocks enriched by component of unradiogenic Pb, including the Dzotol volcano; 9 – zone of the Shiliin-Bogd type volcanoes with displaying of the middle (agglutinate) phase of erupting proto-mantle fluid material (Rasskazov et al., 2023); 10 – the state border between Mongolia and China. Modified after (Chuvashova et al., 2012; Rasskazov et al., 2022).

Соотношение $K/Ta - La/Ta$

Основной процесс преобразования мантии – ее истощение с удалением несовместимых элементов в частичных выплавках. Истощенный материал находится в субдупированном океаническом слэбе, в котором регистрируется низкое отношение K/La после удаления из него надслэбового компо-

нента с высоким отношением K/La . Общее извлечение обогащенного материала из слэба (и/или привнос несовместимых элементов в надслэбовый мантийный источник) отражается в относительных вариациях K , La и Ta вулканических пород зоны перехода от Тихого океана к восточной окраине Азии (Рассказов и др., 2012).

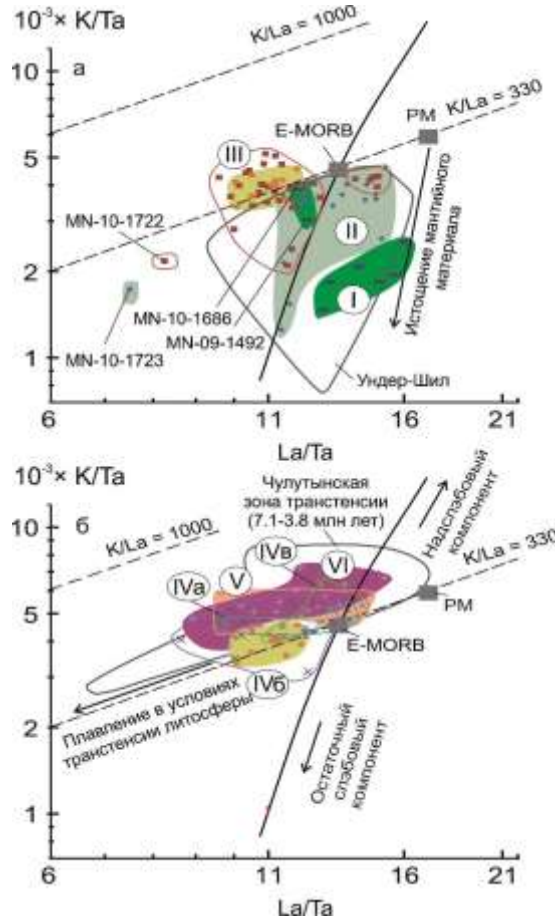


Рис. 14. Диаграммы $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$. Условные обозначения см. на рис. 9. На панели *a* фигуративные поля пород групп I–III смещаются ниже линии $K/La = 330$, на панели *б* фигуративные поля пород групп IV–VI смещаются выше этой линии. Для сопоставления показаны фигуративные поля Ундер-Шил Средней Гоби и Чулутынской зоны трансенсии Хангая (Рассказов и др., 2012). На панели *б* показана линия комплементарных составов слэбового и надслэбового материала относительно E-MORB. PM – состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 14. Diagrams $10^{-3} \times K/Ta$ vs La/Ta . Symbols are as in Fig. 9. In panel *a*, data fields of groups I–III occur below the line $K/La = 330$; in panel *b*, data fields of rocks of groups IV–VI shift above this line. For comparison, data fields of the Under-Shil (Middle Gobi) and Chulutyn transtension zone (Hangay) are shown (Rasskazov et al., 2012). Plotted on panel *b* is a line of complementary compositions of slab and above-slab material relative to E-MORB. PM is the primitive mantle composition (Sun, McDonough, 1989).

В породах петрогенетических групп I–III Дариганги отношение K/La снижается (рис. 14а), а в породах петрогенетических групп IV–VI – возрастает (рис. 14б). Промежуточное значение K/La (около 330) в породах вулкана Дзотол соответствует отношению в

примитивной мантии (PM) и обогащенном базальте срединного океанического хребта (E-MORB). Тенденция плавления истощенного источника, сходная со смещением точек групп I–III Дариганги, проявляется в породах среднегобийских мел-палеогеновых

вулканических полей Ундер-Шил, Алтан-Ширэ и Мандал-Гоби. Тенденция, сходная со смещением точек групп IV–VI Дариганги, обозначается в вулканических породах возрастного интервала 7.1–3.8 млн лет Чулутынской зоны горячей трансенсии, на Верхне-Чулутынском и Тарят-Чулутынском вулканических полях Центральной Монголии. В условиях трансенсии литосферы под Даригангским вулканическим полем генерируются компоненты с низким значением La/Ta , характерным для обедненного (реститового) мантийного материала (группы I–III) и обогащенного материала (группы IV–VI).

Соотношение $Th/Yb - Ta/Yb$

На диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$ в мантийных вулканических породах обычно идентифицируются компоненты континентальной ко-

ры по смещению фигуративных точек выше направления OIB+MORB (Pearce, 1983). Диаграммой этого типа (рис. 15) иллюстрируется участие реститовых мантийных компонентов в источниках вулканических пород Дариганги. На панели б рис. 15 фигуративные поля петрогенетических групп пород Дариганги в общем распределяются вдоль этого направления. Эталонному составу OIB (Sun, McDonough, 1989) соответствует область перекрытия фигуративных полей групп V и VI. Точки группы VI имеют почти изометричное распределение с небольшим смещением правее и ниже направления OIB+MORB. Точки группы V образуют узкий тренд вдоль этого направления, переходящий в верв трендов подгрупп IVa, IVб и IVв.

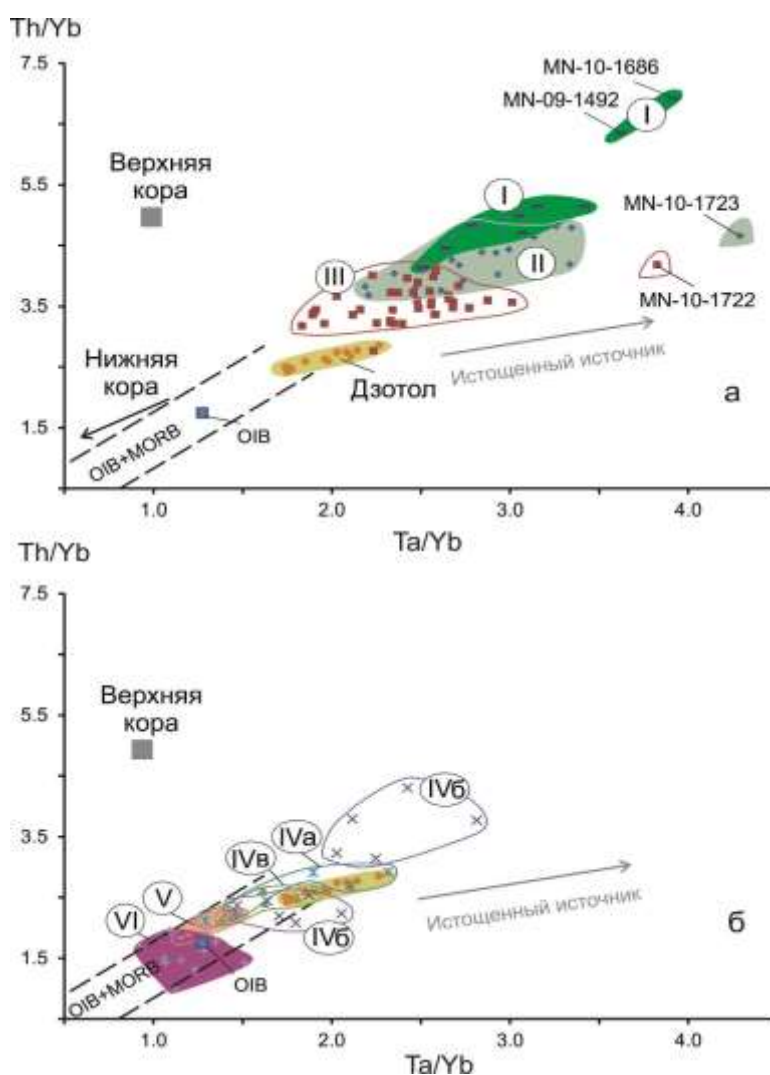


Рис. 15. Диаграммы $Th/Yb - Ta/Yb$. Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 15. Diagrams $Th/Yb - Ta/Yb$. Symbols are as in Fig. 9.

На панели *a* рис. 15 фигуративные поля петрогенетических групп I–III продвинуты от состава OIB вдоль направления OIB+MORB. Фигуративные точки группы I распределяются вдоль направления OIB+MORB с максимальным смещением обр. MN-10-1668. В группах II и III наблюдается тенденция возрастания отношения Ta/Yb с косым распределением фигуративных точек по отношению к направлению OIB+MORB. Высокое отношение Ta/Yb с максимальным смещением показывают точки образцов MN-10-1722 и MN-10-1723, по которым обозначается максимальный трансензионный эффект в снижении отношения La/Ta.

Тренд пород вулкана Дзотол находится ниже пород групп I–III и соответствует центральной части веера пород подгрупп IVa, IVб и IVв. Точками вулкана Дзотол отчетливо трассируется косой тренд сочетания реститового мантийного компонента и комплексного компонента коры.

Продвинутый компонент мантийного источника, модифицированного извлечением частичных выплавов, соответствующих континентальной коре, был установлен по распределению точек петрогенетических групп на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb в вулканических породах Центральной Монголии и Тункинской долины (Рассказов и др., 2012; Rasskazov et al., 2021; Чувашова и др., 2022). В источниках вулканических пород Дариганги роль OIB-подобного материала выше, что сближает их с OIB-подобными источниками вулканических пород Чулутынской зоны трансенсии, идентифицированными в ее пределах на фоне источников пород, отличающихся от OIB на всей территории Центральной Монголии (Чувашова и др., 2022).

Карбонат в источниках

В океанических базальтах Zr и Hf в геохимическом отношении близки к Sm (Sun, McDonough, 1989). В то же время, Zr может концентрироваться в карбонате, но Hf присутствует в нем в малом количестве, поэтому породы из источника с карбонатом должны в целом показывать повышенное отно-

шение Zr/Hf относительно источника без карбоната.

На диаграмме Sm – Zr (рис. 16б) фигуративные точки пород Дариганги в общем распределяются вдоль линии Zr/Sm = 28, соответствующей составам OIB+MORB. Точки пород MN-09-1492 и MN-10-1686 группы I находятся вблизи линии, хотя в других породах этой группы, а также групп II–III наблюдаются существенные отклонения точек правее и левее линии OIB+MORB. Точки пород вулкана Дзотол сосредоточены вдоль этой линии. На диаграмме Sm – Hf (рис. 16а) фигуративные точки пород Дариганги в целом сдвинуты левее линии OIB+MORB (Hf/Sm = 0.78). Точка MN-10-1686 группы I лежит на линии Hf/Sm = 0.53, а точка MN-09-1492 этой группы находится между точками MN-10-1686 и составом OIB. Точки пород вулкана Дзотол сосредоточены вдоль линии Hf/Sm = 0.53.

Отношение Zr/Hf в породах Дариганги возрастает относительно значения OIB (36). Высоко-Mg породы имеют узкий интервал значений этого отношения (46–48). Единственная порода группы III (MN-09-1447) с содержанием MgO = 11.49 мас. %, показывает отношение Zr/Hf = 51. На диаграмме Th/Yb – Zr/Hf наблюдается тренд, начинающийся от точки MN-10-1686 с максимальным отношением Th/Yb и проходящий через фигуративное поле высоко-Mg пород групп II и III к умеренно-Mg составам групп IV–VI с низким Th/Yb (рис. 17).

Смещение точек от линии OIB+MORB с уменьшением концентрации Hf, свидетельствующее о присутствии в источнике карбоната, определяется в четвертичных лавах вулканического поля Нуоминхе Северо-Восточного Китая. Карбонат представляет здесь общий подлитосферный компонент, особенность которого заключается в Rb/Sr отношении, близком к нулю, поскольку в мантийном карбонате присутствует Ca (и, соответственно, изоморфная примесь Sr), но отсутствует K (и, соответственно, нет изоморфной примеси Rb) (Chuvashova et al., 2015).

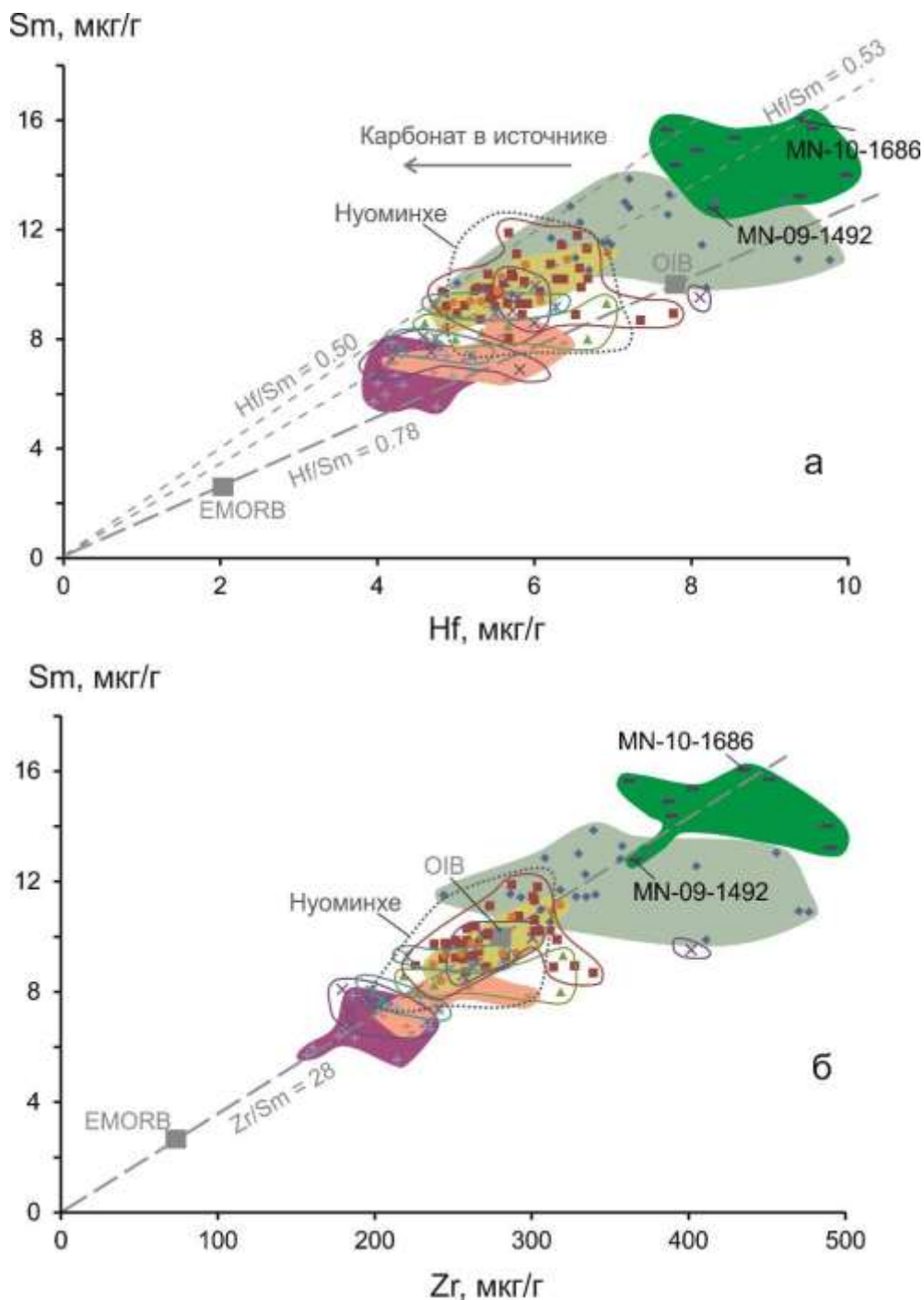


Рис. 16. Диаграммы Sm – Hf (а) и Sm – Zr (б). Условные обозначения см. на рис. 9. Для поля Нуоминхе использованы данные из работы (Рассказов и др., 2011). Состав OIB и MORB (Sun, MacDonough, 1989).

Fig. 16. Diagrams Sm vs Hf (a) and Sm vs Zr (b). Symbols are as in Fig. 9. For the Nuominhe field, data from (Rasskazov et al., 2011) are used. The OIB and MORB compositions are plotted after (Sun and MacDonough, 1989).

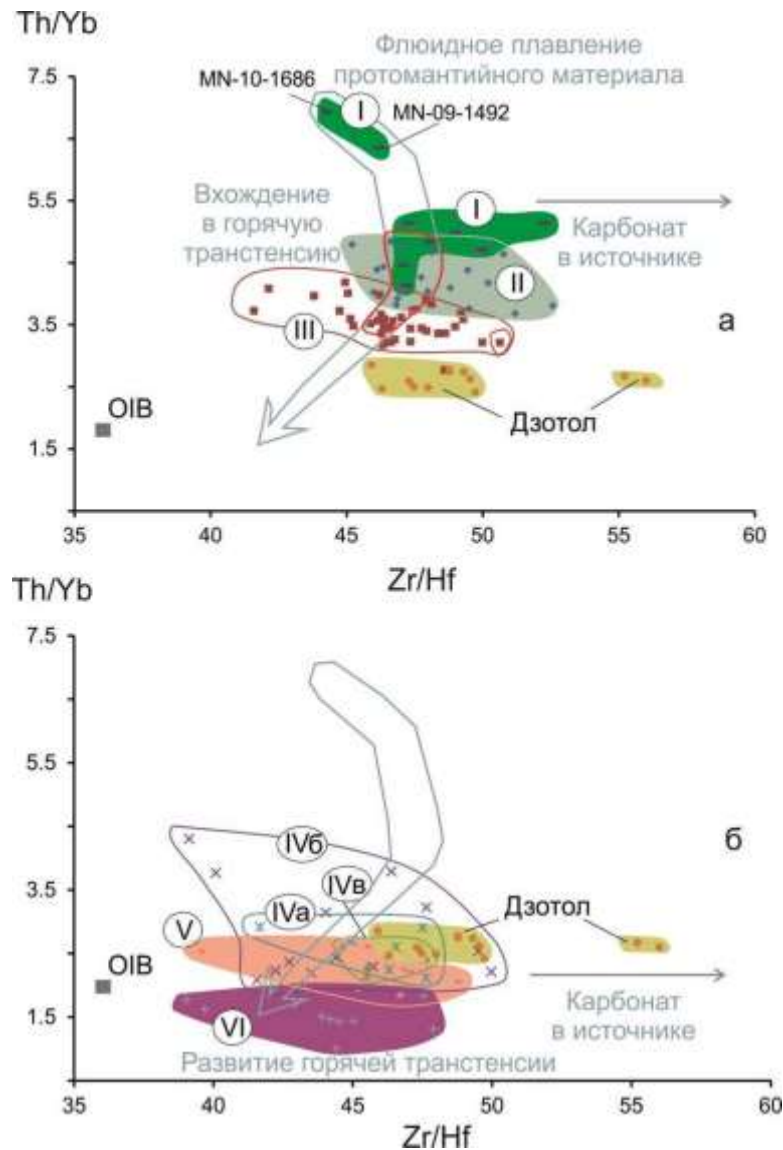


Рис. 17. Диаграммы Th/Yb – Zr/Hf соотношений фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (а) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9. Стрелкой обозначен тренд от флюидного подлитосферного материала группы I к выплавкам материала литосферы групп IV–VI (объяснение в тексте).

Fig. 17. Diagrams Th/Yb – Zr/Hf showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) of Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 9. Arrow indicates trend from fluid sub-lithospheric material of group I to melts of lithospheric material of groups IV–VI (explanations in the text).

Микроэлементная модель частичного плавления в мантийном источнике

Генерация расплавов Дариганги моделировалась равновесным частичным плавлением. Расчеты проводились с использованием уравнений [Shaw, 1970]. Содержания микроэлементов в источнике рассчитывались на основе состава пиролита [McDonough, Sun, 1995] с учетом составов клинопироксена, граната и флогопита в соответствующих пропорциях. Использовались средние содержания микроэлементов в клинопироксене

перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд, Дариганга (метод ICP-MS, неопубликованные данные авторов) и во флогопите и гранате ксенолитов из щелочных базальтов Витимского вулканического поля БРС. Для флогопита и граната усреднение проводилось по данным из работ [Ащепков и др., 2003; 2011; Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000].

Содержания микроэлементов в клинопироксене добавлялись при содержании его в модельном источнике выше 5 %. Для Nb и Ta использовались значения 1.1 и 0.08 мкг/г

соответственно. При расчетах применялись коэффициенты распределения минерал/расплав для Ol, Орх и Phl из подборки, приведенной в работе [Рассказов и др., 2013], для Сrx и Gr – в основном из работы

[Adam, Green, 2006]. Кроме того, использовались коэффициенты распределения клинопироксен/расплав для Th и U из работы [Hauri et al., 1994] и для K, Zr, Eu, Gd и Hf из работы [Hart, Dunn, 1993].

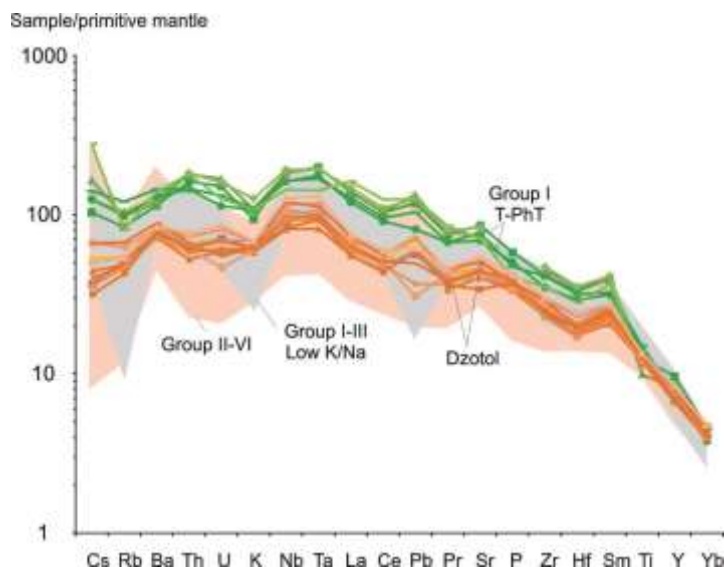


Рис. 18. Диаграмма спектров микроэлементов петрогенетических групп вулканических пород, нормированных к составу пиролита и выстроенных в порядке несовместимости. Для нормирования использован состав недифференцированной мантии из работы [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 18. Diagram of microelement spectra for petrogenetic groups of volcanic rocks, normalized to the pyrolite composition and arranged in order of incompatibility. The pyrolite composition used for normalization is from (Sun and McDonough, 1989).

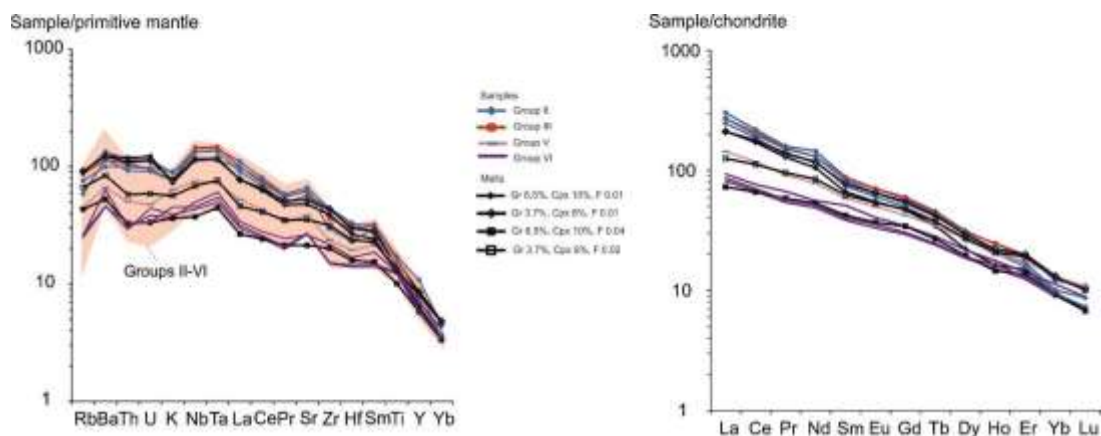


Рис. 19. Диаграммы модельных спектров микроэлементов, нормированных к составу пиролита и выстроенных в порядке несовместимости (а) и редкоземельных спектров, нормированных к составу хондрита (б). Породы тефрит-фонотефритового состава (гр. I) и базальт-тефритового состава с низким отношением K_2O/Na_2O не удовлетворяют смоделированным вариантам источников (объяснения в тексте). Для нормирования использован состав пиролита из работы [Sun, McDonough, 1989].

Fig. 19. Diagrams of model trace-element spectra normalized to the pyrolite composition and arranged in order of incompatibility (a) and rare-earth-element spectra normalized to the chondrite composition (b). The rocks of tephrite-phono-tephrite composition (gr. I) and basalt-tephrite composition with low K_2O/Na_2O ratio do not satisfy the modeled sources (explanations in the text). The pyrolite composition used for normalization is from (Sun and McDonough, 1989).

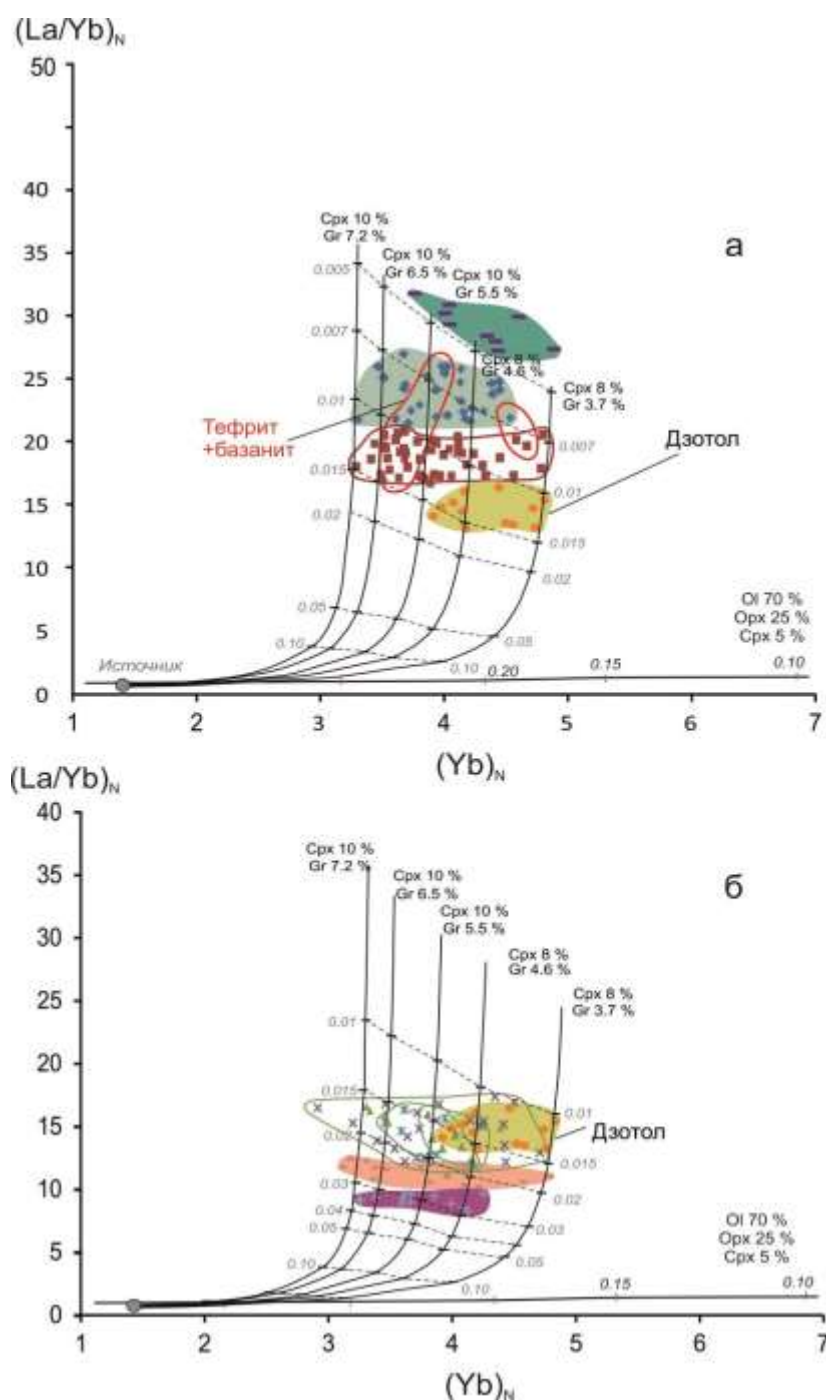


Рис. 20. Диаграммы $(La/Yb)_N - Yb_N$ для пород вулкана Дзотол и петрогенетических групп I–III (a) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9. Цифрами на модельных кривых показана степень частичного плавления F. Штриховыми линиями соединены точки с одинаковыми F для источников, отличающихся только содержаниями граната и оливина. Нормирование выполнено по составу недифференцированной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 20. Diagrams $(La/Yb)_N$ vs Yb_N showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) of Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 9. Numbers on the model curves indicate degree of partial melting F. Dashed lines connect points with the same F for sources that differ only in garnet and olivine contents. The normalization is done using the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

В модальном минеральном составе источников основной части магм Дариганги варьируют доли граната (от 3.7 до 7.2 %),

клинопироксена (8–10 %) и оливина (от 63 до 57.5 %, чем меньше граната, тем больше оливина) при постоянном содержании орто-

пироксена (25 %) и флогопита (3 %). В плавящемся материале принималось соотношение: Ol 49 %, Орх 25 %, Срх 20 %, Gr 5 %, Phl 1 %. Степень частичного плавления источников по микроэлементным спектрам (рис. 18, 19) и соотношению $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ (рис. 20) изменялась от 0.006–0.01 для пород групп II и III до 0.04 для пород группы VI. В источнике магм Дзотол определена доля Gr от 3.7 до 5.5 %, Ol от 63 до 59.2 %, степень частичного плавления – 0.01–0.02. Высокомагнезиальные составы ($MgO > 11$ %) по модели соответствуют низким степеням частичного плавления (0.007–0.015).

На панели *a* рис. 20 наблюдается квазиравномерное распределение фигуративных полей вулканических пород Дариганги и смещение фигуративного поля пород вулкана Дзотол, относительно фигуративных полей групп I–III, с понижением $(La/Yb)_N$ и возрастанием Yb_N , что свидетельствует о проявлении тенденции повышения степени частичного плавления в источнике пород вулкана Дзотол с его обеднением гранатом. На панели *б* наблюдаются две тенденции смещения фигуративного поля пород вулкана Дзотол: 1) относительно фигуративных полей подгрупп IVa, IVб и IVв с возрастанием Yb_N , что отражает тенденцию уменьшения количества граната в источнике со слабым повышением степени частичного плавления и 2) относительно фигуративных полей групп V и VI с возрастанием $(La/Yb)_N$ и Yb_N , что характеризует проявление тенденции снижения степени частичного плавления в источнике с его обеднением гранатом. Таким образом, по сравнению с источниками пород предшествующего вулканизма Дариганги, источник пород вулкана Дзотол имеет промежуточную степень частичного плавления при минимальном содержании граната.

Pb-изотопные компоненты источников вулканических пород

По результатам изучения радиогенных изотопов в океанических базальтах оформилась гипотеза о разделении мантии на верхнюю и нижнюю составляющие. Первоначально предполагалось, что верхняя часть мантии обеднена несовместимыми элементами за счет извлечения частичных выпла-

вок, а ее нижняя часть сохраняет недифференцированный (примитивный) состав. К настоящему времени считается, что нижняя мантия имеет неоднородный многокомпонентный состав, представленный в источниках плюмов, поднимающихся из основания конвектирующей системы (т.е. от границы ядро–мантия). В материале океанических плюмов преобладает материал, привнесённый в глубокую мантию в результате субдукции. Вторичный характер плюмового материала подтверждается составами стабильных изотопов, свидетельствующими о наличии в излившихся расплавах компонентов материала континентов, океанов и атмосферы. Иную перспективу дают соотношения изотопов благородных газов, которые характеризуют резервуары, изолированные от конвектирующей мантии на протяжении всей истории Земли (Allègre, 1997, 2002; Hofmann, 1997; White, 2015).

Первичный (primordial) состав силикатной мантии Земли определяется в терминах радиогенных изотопных отношений Pb, Nd и Sr (Zindler, Hart, 1986), однако выход на исходный материал мантии Земли с использование принятых эталонных значений этого состава не однозначен. Лучшее приближение к исходному недифференцированному материалу силикатной мантии Земли дает состав хондрита с Pb-изотопными датировками источников вулканических пород, приближающимися к метеоритной геохроно 4567.3 млн лет.

Учитывая крайнее положение фигуративных точек пород MN-09-1492 и MN-10-1686 гр. I пород Дариганги на диаграмме ураногенных отношений изотопов Pb и на диаграммах элементных отношений, мы связываем происхождение этих пород с плавлением конечного Pb-изотопного компонента. Соответствие этих точек геохроно 4.474 млрд лет указывает на протомантийное происхождение компонента, который трассируется точками, распределяющимися вдоль геохроны.

Типовой вулкан Дариганги, на котором обозначен протомантийный материал, – четвертичная постройка Шилийн-Богд. Этот материал проявляется на ней в агглютинатах и линзах вулканического стекла, составля-

ющих остов вулканического конуса. В лавах пьедестала и насыпном пирокластическом материале, под которым была погребена агглютинативная постройка, значительную долю составляет примесный материал из области перехода от астеносферы к литосфере.

Можно предположить, что на вулкане Дзотол, также как на типовом вулкане Шилийн-Богд, в пирокластическую фазу извержения формировался агглютинативный остов постройки, который в процессе извержения был погребен под насыпным пирокластическим материалом. По аналогии с вулканом Шилийн-Богд, трудно ожидать что протомантийный материал проявится в шлаках конуса, но вполне вероятно, что он может быть обнаружен в агглютинатах и стекловатых линзах. Из-за того, что главный конус вулкана Дзотол образовался не более чем первые десятки тыс. лет назад, его внутренняя (агглютинативная) часть не экспонирована эрозией. Существует, однако, вероятность, частичного разрушения предполагаемой агглютинативной части вулкана при финальных вулканических взрывах и нахождения обломков агглютинатов в пирокластическом материале конуса. Такие обломки могут показать протомантийный состав изотопов Pb.

Вероятность нахождения протомантийного материала средней (агглютинативной-пирокластической) фазы извержения подтверждается соответствием точки трахибазальта вулкана Дзотол MN-09-1625, отобранного из потока вблизи основного конуса, геохрононе 4.474 млрд лет. Следовательно, протомантийный компонент проявился даже в потоке этого вулкана. Другие точки пород лавового потока смещаются от геохроны, что свидетельствует о примеси в вулканических породах Дзотола компонента (или компонентов) непротомантийного типа (захваченного из окружающей мантии).

Подобная примесь в целом характерна для пород группы Ш. Точки пород групп I–VI, продвинутые в правую часть диаграммы, с одной стороны, могут характеризовать усиленное вовлечение в магматический процесс компонентов окружающей мантии при переходе астеносфера–литосфера, с другой стороны, – повышение роли материала, адиабатически поднимающегося из глубокой мантии, которая отличается от ее протолита возрастом 4.474 млрд лет. Наличие протомантийных компонентов существенно влияет на смещение отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в выплавках, поэтому точки вулканических пород Дариганги в общем рассеяны. Наряду с наклоном геохроны, совокупность точек высоко-Mg пород Дариганги (базанитов) аппроксимируется линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.11 млрд лет (рис. 21). Эти базаниты имеют геохимические характеристики остаточного слэбового материала (Rasskazov et al., 2023). Точки групп IV–IV имеют большое рассеяние, поскольку в них заметную роль играют дополнительные компоненты–примеси.

На диаграмме ураногенных изотопов Pb точки базальтов сопредельных вулканических полей Китая (Абага и Далинуор) аппроксимируются геохроной 4.44 млрд лет и вторичной изохроной, наклон которой соответствует датировке 3.39 млрд лет. Одна точка породы Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)) попадает в фигуративное поле пород Дариганги. В целом в источниках вулканических пород Дариганги, Абаги и Далинуора определяются мантийные компоненты, которые генерировались в протомантии при отвердевании гадейского магматического океана около 4.47 и 4.44 млрд лет назад и последующем преобразовании мантии в архее и палеопротерозое.

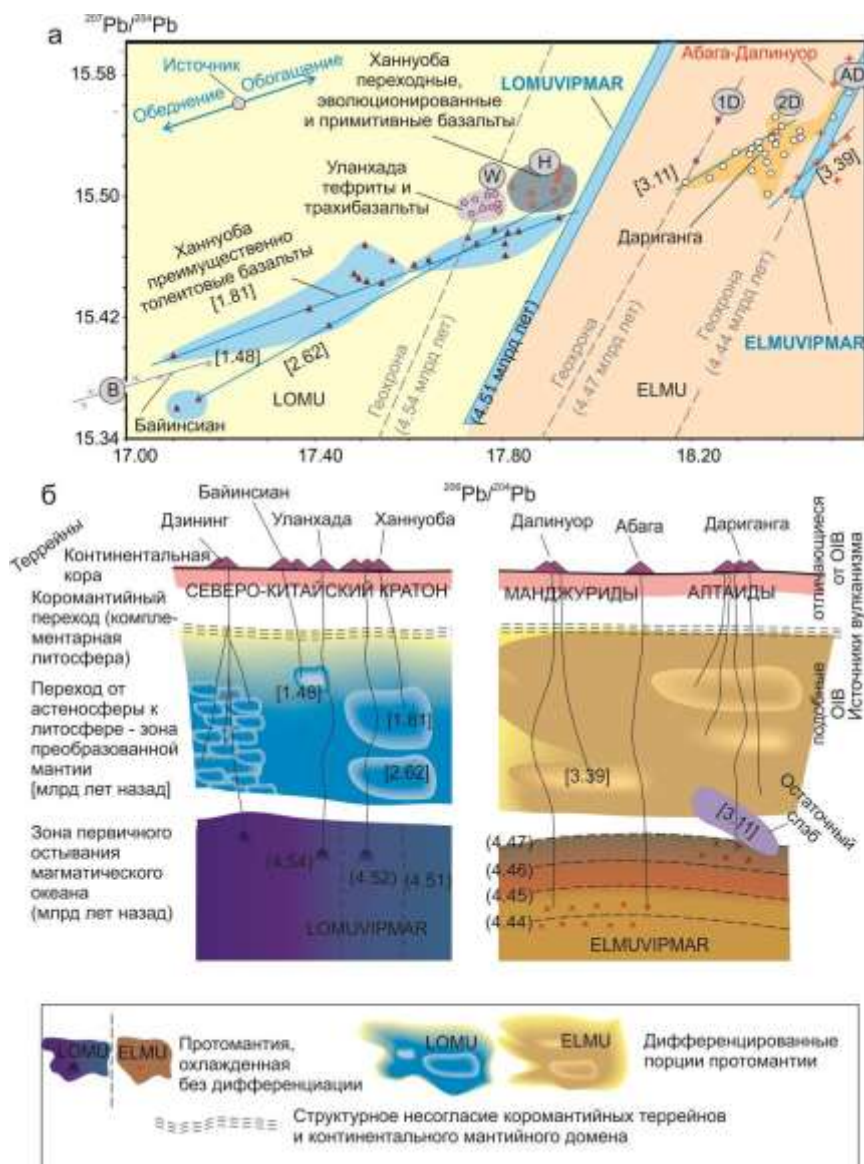


Рис. 21. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканических пород пограничной территории Юго-Восточной Монголии и Северного Китая (а) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (б). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR – источники вязкой протомантии, соответственно, с низким и повышенным μ . Цифрами в скобках показаны ориентировочные датировки мантийного материала в магматических источниках, млрд лет. На панели а обозначены совокупности точек: W – Уланхада, Н – Ханнуоба, 1D – Дариганга протомантийная, 2D – Дариганга, остаточного слэба 3.11 млрд лет и окружающей мантии перехода астеносфера–литосфера, AD – Абага-Далинуор окружающей мантии перехода астеносфера–литосфера возрастом 3.39 млрд лет. На обеих панелях показаны датировки источников в млрд лет: в квадратных скобках по вторичным изохронам, в круглых скобках – по геохронам.

Fig. 21. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of volcanic rocks from the border area of Southeast Mongolia and North China (a) and illustration of the proposed distribution of sources (b). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of viscous protomantle, respectively, with low and elevated μ . The numbers in parentheses indicate estimated ages of mantle material in magmatic sources, in billion years. Panel a shows sets of points: W – Wulanhada; H – Hannuoba; 1D – Dariganga protomantle; 2D – Dariganga, residual slab of 3.11 Ga and ambient mantle of the asthenosphere–lithosphere transition, AD – Abaga-Dalinuor, ambient mantle of the asthenosphere–lithosphere transition with an age of 3.39 Ga. Both panels show the dates of sources in billion years: in square brackets according to secondary isochrones, in parentheses, according to geochrones.

Заметное смещение возраста предполагаемого протомантийного компонента вулканических пород Абаги и Далинуора, по отношению к протомантийному компоненту Дариганги, отражает латеральный возрастной переход в остаточном материале протомантии гадейского магматического океана. Протомантия с составом ELMU могла отвердевать в интервале 4.44–4.47 млн лет назад на расстоянии десятков и первых сотен километров. С учетом пространственное положение вулканического поля Далинуор в зоне Солонкерского шва, который интерпретируется как структура закрывшегося палеоокеана (Şengör, Natal'in, 1996), можно сделать вывод о том, что тектоническое смещение областей мантии (в том числе, ее глубинной части) при сближении берегов палеоокеана не привело к существенному изменению первичного положения зон отвердевания гадейского магматического океана в интервале 4.47–4.44 млрд лет назад. Более контрастный протомантийный возраст интервал 4.54–4.52 млрд лет представлен в источниках пород вулканических полей Ханнуоба и Уланхада Северного Китая. Подобно Даригангскому протомантийному компоненту, протомантийный компонент Ханнуобы имеет высокое отношение La/Yb (40–60) при сравнительно низком содержании MgO (4–9 мас. %). Таким образом, на небольшой территории Юго-Восточной Монголии и сопредельного Северного Китая возрастные оценки мантийного материала гадейского магматического океана существенно разнятся; она могла начаться около 4.54 млрд лет назад и завершиться его полным отвердеванием около 4.44 млрд лет назад (рис. 22).

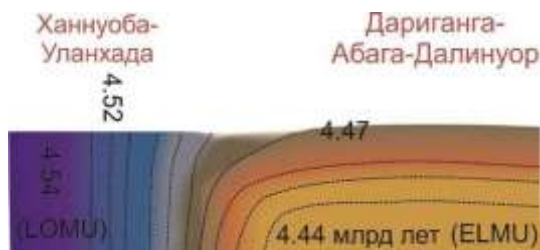


Рис. 22. Схема предполагаемой нуклеации протомантии, отвердевающей в гадейском магматическом океане с 4.54 до 4.44 млрд лет назад с образованием компонентов LOMU и ELMU (объяснение в тексте).

Fig. 22. Assumed protomantle nucleation scheme in solidifying Hadean magma ocean from 4.54 to 4.44 Ga ago (explanation in the text)

Попадание одной точки породы Абаги в область точек пород Дариганги может указывать на вероятное существование связи между источниками этих вулканических полей. Более древняя вторичная изохрона пород Абаги-Далинуора с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет свидетельствует о более длительном накоплении радиогенного Pb в источнике.

Протомантийные компоненты в источниках магмогенерации и в литосфере Дариганги

Петрографические наблюдения в мантийных ксенолитах, отобранных из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд Даригангского поля, свидетельствуют о проявлении в мантийном материале литосферы просачивания флюидов между крупными оливиновыми и пироксеновыми зёрнами, которое сопровождается новообразованием мелкозернистых минеральных агрегатов. Состав привнесенного флюидами материала определяется в качестве общего компонента глубинных перидотитов, который регистрируется по лучевому характеру распределения фигуративных точек ксенолитов на диаграмме $(La/Yb)_N - Yb_N$. Протомантийными флюидами, представляющими собой компонент с геохимической характеристикой, близкой к хондритовой ($(La/Yb)_N = 1$, $Yb_N = 1.6$), преобразуется литосферный материал, имеющий как обедненные, так и обогащенные характеристики (Рассказов и др., 2022).

Для вулканических пород Дариганги с высоким отношением $(La/Yb)_N$ (гр. I) получены крайне низкие значения степени частичного плавления. Расплав вряд ли мог отделиться от матрицы минералов. Следовательно, расплав с высоким отношением $(La/Yb)_N$ должен был генерироваться непосредственно из потока мантийного флюида, который проникал через мантию в виде глубинного дегазированного материала протомантии. Это предположение подтверждается, во-первых, указанным фактом вхождения протомантийного флюида в мантийные ксенолиты из пород вулкана Шилийн-Богд и, во-вторых, положением фигуративных точек гр. I на линии геохроны диаграммы ураногенного Pb (см. рис. 11). Иными словами,

протомантийный флюид частично проникал в мантийные породы литосферы и воздействовал на корневую часть зоны трансенсии, вызывая частичное плавление пород в окружающей мантии зоны перехода от астеносферы к литосфере.

Источник магм вулкана Дзотол в свете различий источников Дариганги и Ханнуобы

Однородная совокупность вулканических пород Дариганги отличается от контрастной ассоциации пород Ханнуобы. Модели глубинных источников вулканических пород под этими территориями различаются и реконструируются в сравнении (рис. 23).

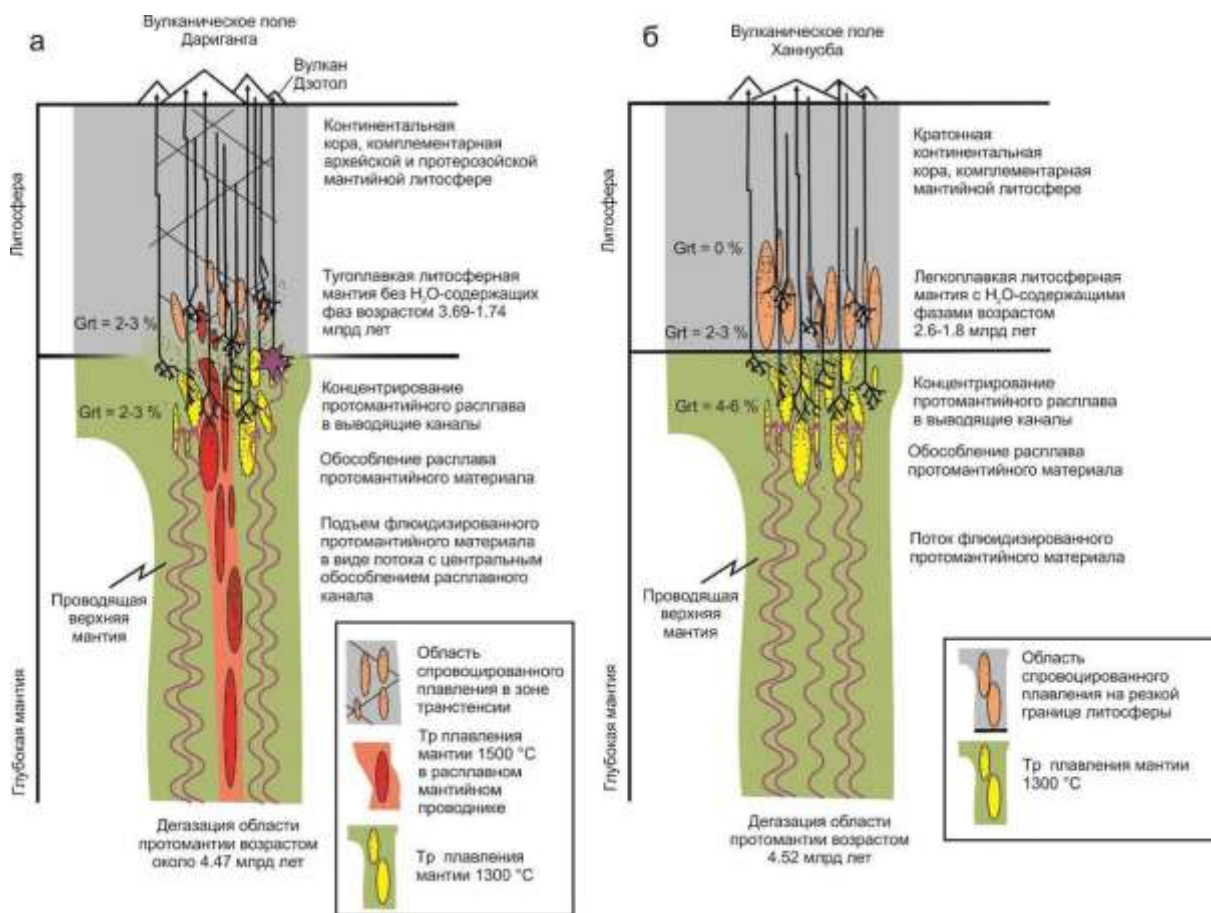


Рис. 23. Различия схем генерации расплавов с плавным переходом от источников подлитосферной мантии к источникам литосферы под вулканическим полем Дариганга (а) и с резкой сменой подлитосферных источников литосферными под вулканическим полем Ханнуоба (б). Под Даригангой расплавы генерируются в широком диапазоне T_p , под Ханнуобой – только при низкой T_p . Звездочкой на панели а показано положение источника пород финального извержения вулкана Дзотол, приблизительно, в центральной части диффузной границы литосферы и астеносферы.

Fig. 23. Difference between schemes of melt generations with a smooth transition from sources of the sub-lithospheric mantle to lithospheric ones beneath the Dariganga volcanic field (a) and with sharp transition between sub-lithospheric and lithospheric sources beneath the Hannuoba one (b). Below Dariganga, melts are generated in a wide range of T_p ; below Hannuoba – only at low T_p . The star in panel a shows the position of source for rocks of final eruption in the Dzotol volcano, approximately, in the middle part of the diffuse lithosphere–asthenosphere boundary.

Под Ханнуобой пространственно обособлены мантийные источники двух глубинных уровней с разным содержанием плотной ми-

неральной фазы – граната. На нижнем (астеносферном) уровне (с высоким содержанием граната) поднимается флюидизированный

материал протомантии возрастом около 4.52 млрд лет. Свинец в выплавках характеризует протомантийный материал, благодаря которому создается расплав, мигрирующий вверх и изливающийся на земной поверхности. Привнос глубинного тепла способствует плавлению легкоплавкой части литосферной мантии, консолидированной и изолированной от конвекции 2.6–1.8 млрд лет назад. Образовавшиеся расплавы также обладают плавучестью и мигрируют из области магмообразования с излиянием на земной поверхности. Контраст состава вулканических пород Ханнуобы прямо отражает суть генерации расплавов из материала, поступающего из остаточной протомантии гадейского магматического океана, и литосферной части мантии, U–Pb-изотопная система которой длительное время была замкнутой и могла соответствовать литосферному килю фундамента Северо-Китайского кратона.

Непрерывные составы пород Дариганги отражают пространственное единство магмогенерации в области перехода от астеносферы к литосфере. Астеносфера обозначена редкими протомантийными составами группы I, литосфера – составами всех групп пород, включая часть пород группы I. Узкий интервал содержаний граната в источниках расплавов этого поля, по результатам микроэлементного моделирования, свидетельствует об однородном плавлении материала. На уровне астеносферы расплав генерируется из флюидизированной протомантии возрастом около 4.474 млрд лет. В литосфере получается гибридная выплавка, состоящая из смеси протомантийного и литосферного компонентов с частичным плавлением пород в источнике до 3 %.

Компонентный состав вулканических пород и интерпретации моделей сейсмической томографии

Более 25 лет назад предполагалось, что полемика о глубинных процессах завершится тогда, когда нечеткие сейсмические изображения недр Земли станут сопоставимыми по разрешению, которое к тому времени уже достигалось геохимическим картированием. Таким образом, предполагалось, что геофизические и геохимические данные можно будет предметно коррелировать между со-

бой (Hofmann, 1997). К настоящему времени разрешение моделей сейсмической томографии улучшилось, но по-прежнему появляются многочисленные взаимоисключающие варианты моделей, которые несоединимы с геохимическими данными.

Геодинамика верхней мантии Центральной и Восточной Азии широко обсуждается в терминах моделей сейсмической томографии (Chen et al., 2015a,b; Zhang et al., 2017; Zhao, 2021). Вулканические поля в работах сейсмологов воспринимаются исключительно как показатели горячих мест мантии без учета компонентного состава магматических расплавов. Источники магм часто отсылают к слэбу, стагнирующему в переходном слое мантии, роль которого в компонентном составе излившихся расплавов не аргументируется. В вулканических породах Дариганги идентифицируется материал остаточного слэба (Rasskazov et al., 2023). Между тем, в геохимическом определении глубинных магмогенерирующих процессов под Даригангой и некоторыми другими вулканическими территориями Азии выявляется роль компонента дегазированной протомантии и компонентов, отличающихся от ОИВ и относящихся к подлитосферной верхней мантии или литосфере, а иногда и к коре.

Поверхностная волновая томография под вулканическим полем Абага и сопредельными территориями показала наличие высокоскоростной аномалии в верхней мантии на глубине 80–140 км и низкоскоростной аномалии над ней (Hou et al., 2023). Скоростной разрез существенно отличается от разреза, полученного в эксперименте MOBAL-2003 (Мордвинова и др., 2007) для деламинированной мантии Центральной Монголии под Восточно-Хангайским орогеном, но подобен разрезу деламинированной мантии под Орхон-Селенгинской седловиной. В вулканических породах Центральной Монголии существенную роль играют (имеют значение самостоятельных выплавков) компоненты комплементарной литосферной мантии и коры (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022). В вулканических породах Дариганги, Абаги и Далинуора компоненты комплементарной литосферной мантии играют подчиненную роль, по отношению к глубинному протомантийному компоненту, и присоеди-

няются к нему по мере возрастания степени частичного плавления с уменьшением La/Yb отношения.

Глубина установленного в настоящей работе постепенного перехода компонентов от протомантийного, проникающего сквозь мантийный слой астеносферного типа (проводящий флюиды и расплавы) к слою литосферного типа (концентрирующему флюиды и расплавы) может иметь интерпретацию разных глубинных уровней. Не вызывает сомнений отличие источников этого перехода от источников в деляминированной мантии Центральной Монголии, под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной, и обращает на себя сходство источников этого перехода с источниками в Чулутынской зоне горячей трансенсии. Если трансенсия литосферы действительно влияла на магмогенерирующие процессы, область трансенсионного влияния на магмогенерацию в гранатсодержащей мантии может оцениваться глубиной порядка 70–100 км (т.е. роль трансенсии обозначалась в области перехода высокоскоростной аномалии в верхней мантии к низкоскоростной аномалии над ней).

Однако расплавы могли генерироваться также на уровне глубин низких скоростей сейсмических волн 200–250 км, установленных в сейсмотомографической модели S-волн верхней мантии (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003). Вулканическое поле Дариганга пространственно соответствует центральной части локальной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, ярко выраженной на глубине около 250 км, а поле Ханнуоба – ее юго-юго-западному краю (Рассказов и др., 2003; Рассказов, Чувашова, 2018). Распространение высоко-Mg пород на первом из них и отсутствие на втором может свидетельствовать о существовании особого механизма переноса избыточного тепла из глубинной в малоглубинную часть мантии под Даригангой, отсутствующего под Ханнуобой. Трансенсия литосферы вряд ли распространяется под Даригангой сверху до уровня 200–250 км. Принимая этот уровень области магмогенерации (по крайней мере для расплавов с высокой T_p), проявление трансенсии нужно рассматри-

вать в качестве дополнительного фактора, влияющего на процесс магмообразования.

На вулканическом поле Ханнуоба эволюционированные щелочные породы с высоким La/Yb отношением имеют такое же низкое содержание MgO (менее 10 мас. %) как и примитивные щелочные, переходные и толеитовые базальты с низким La/Yb отношением. Следовательно, расплавы, излившиеся на этом вулканическом поле, образовались при низкой T_p в присутствии летучих компонентов. Роль таких компонентов играет дегазированный протомантийный материал, не обеспечивающий адиабатического переноса тепла.

Линейные даригангские зоны высоко-Mg расплавов, трассирующиеся породами групп II и III, обозначают источники, пространственно обособляющиеся в области перехода от астеносферы к литосфере. Высокая T_p расплавов Дариганги указывает на адиабатический подъем материала–теплоносителя к астеносферно-литосферной границе. В качестве такого материала могли служить высокотемпературные расплавы, поднимающиеся по центральному каналу Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, периферию которой составлял поток дегазированной протомантии, обеспечивающий низкотемпературное плавление.

В составе глубинных включений из вулканических пород Дариганги отсутствует амфибол (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Соответственно, роль H_2O в магмообразующих флюидах может быть минимальной при существенной роли компонентов углерода. Это предположение основывается на карбонатной специфике флюидизированной протомантии в источнике пород Дариганги. Из результатов экспериментов и теоретических оценок (Ghosh S. et al., 2007, 2009; Ghosh D.B. et al., 2017) следует, что углерод в разном состоянии устойчив в широком диапазоне мантийных глубин.

Заключение

В работе решался вопрос о характере направленности смены источника финальных извержений на вулканическом поле Дариганга. По степени сохранности шлаковых конусов и лавового потока в качестве наибо-

лее молодого (предположительно, средне-позднеплейстоценового) сооружения охарактеризован вулкан Дзотол. Специфика источника финальных извержений вулкана выявлялась из сравнительного анализа петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопных отношений Pb его пород и пород предшествующих извержений Дариганги.

Совокупность вулканических пород Дариганги разделялась на 6 петрогенетических групп, характеризующих последовательный переход от базанитов и тефритов до базальтов с широкими диапазонами La/Yb отношения и содержания MgO. По соотношению K/Ta–La/Ta устанавливалось сходство тренда пород групп I–III Дариганги с породами из обедненных источников Средней Гоби и тренда пород групп IV–VI с трендом пород Чулутынской зоны трансенсии, а по соотношению Sm–Zr–Hf – сходство тренда пород Дариганги с породами Нуомиинхе, характеризующимися присутствием карбоната в источнике. Выделялись разновидности высоко- и умеренно-Mg состава (соответственно, MgO = 11.0–15.8 и 3.0–11.0 мас. %). Определялся пространственный контроль вулканов с извержениями высокомагнезиальных лав линейными зонами протяженностью 90 км и более. При микроэлементном моделировании процессов плавления обращалось внимание на однородный характер магмогенерирующей области под Даригангой, в отличие от контрастного характера источников вулканизма Ханнуобы. Делался вывод о развитии процессов плавления в первом случае на размытой и во втором – на резко выраженной астеносферно-литосферной границе. Размытость границы принималась в качестве признака глубинного проявления трансенсии под полем Дариганга.

Породы финальных извержений вулкана Дзотол, с одной стороны, имеют промежуточные геохимические характеристики между группами пород I–III и IV–IV Дариганги, с другой стороны, – пониженные изотопные отношения Pb, свидетельствующие о происхождении пород этого вулкана из особого мантийного источника, который проявляется в редко встречающихся породах групп I и III. Породы вулкана Дзотол представлены умеренно-Mg трахибазальтами и тефритами

группы IV с интервалом La/Yb отношения 18–25. Породы высоко-Mg состава, проявленные в группах II и III, для этой группы не характерны. В качестве главного фактора генерации умеренно-Mg расплавов предполагается подпитка источников восходящим протомантийным материалом. Соответственно, в породах вулкана Дзотол регистрируется повышенное содержание компонента нерадиогенного Pb, свойственного флюидизированной протомантии возрастом около 4.474 млрд лет.

Выполненное исследование показывает финальное концентрирование процессов плавления в центральной части магмогенерирующей области, рассредоточенной под Даригангой в позднем кайнозое на размытой астеносферно-литосферной границе. Характер генерации расплавов под Даригангой существенно отличается от генерации расплавов под другой территорией ЮЮЗ фланга ЯБГК – под Центральной Монголией, где источники находятся в деламинированной мантии и нижней коре. В то же время, генерация расплавов под Даригангой имеет сходство с генерация OIB-подобных расплавов в Чулутынской зоне горячей трансенсии Центральной Монголии. Обстановка магмогенерации под Даригангой явно отличается от обстановки магмогенерации под Удоканским полем ССВ фланга ЯБГК, но, судя по роли карбонатного компонента, может сопоставляться с магмогенерацией под полем Нуомиинхе. Для выяснения степени сходства этих обстановок требуется подробный сравнительный анализ геохимических данных.

Благодарности

Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск (измерения А.П. Чебыкина). Петрогенные оксиды пород определялись химиками-аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко в ИЗК СО РАН. Методические подходы к анализу источников вулканических пород частично разработаны при выполнении госзадания ИЗК СО РАН на 2021-2025 гг. «Современная геодинамика, механизмы деструкции лито-

сферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии” (FWEF-2021-0009).

Литература

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 71 с.

Девяткин Е.В., Смелов С.Б. Положение базальтов в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1978. № 1. С. 16–27.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) // Тр. ССМГЭ, 1981. Вып. 27. 196 с.

Девяткин Е. В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // М.: Наука, 1979. 311 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии / Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии / Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. N 7. С. 50–60.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академиче-

ское изд-во «Гео», 2018. 383 с. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. № 1. С. 92–109.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 599–631.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Бокарева А.А. Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго-Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока МНР. М.: Изд-во Вост. лит-ры, 1984. 203 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.

Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В. и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К. и др. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 818–824.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коромантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 4. С. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско–кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия). // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

References

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V. ^{207}Pb – ^{206}Pb age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baydrag transect of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A. High magnesian lavas of the Dariganga volcanic field, Southeastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithospheric boundary // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2012. V. 4. P. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. Catalog of inclusions of deep-seated rocks and minerals in basalts of Mongolia. M.: Nauka, 1990. 71 p.

Devyatkin E.V., Smelov S.B. Position of basalts in the sedimentary Cenozoic section of Mongolia // *Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geological*. 1978. No. 1. P. 16–27.

Devyatkin E.V. Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation) // *Tr. SSMGE*, 1981. Issue. 27. 196 p.

Devyatkin E.V., Geochronology of the Cenozoic basalts of Mongolia and their connection with structures of the latest stage. *Stratigraphy. Geol. correlation*. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 102–114.

Kepezhinskas V.V. Cenozoic alkaline basaltoids of Mongolia and their deep-seated inclusions // M.: Nauka, 1979. 311 p.

Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T. et al. Investigation of the velocity structure of the lithosphere on the Mongolian-Baikal transect 2003 using converted SV waves // *Physics of the Earth*. 2007. No. 2. P. 21–32.

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia / *Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11. M.: Nauka, 1975. P. 307.

Nagibina M.S., Shuvalov V.F., Martinson G.G. The main features of stratigraphy and the history of the development of the Mesozoic structures in Mongolia / *The main problems of the geology of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 22. Moscow: Nauka, 1977. P. 76–91.

Rasskazov S.V. Deep-seated inclusions from Late Cenozoic melanephelinites in the south of Central Transbaikalia // *Geology and Geophysics*. 1987. No. 7. P. 50–60.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. *Volcanism and transtension in the northeast of the Baikal Rift System*. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2018. 383 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. Stage dynamics of the upper mantle of East Asia: correlations between migratory volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sci*. 2003. Vol. 390, No. 1. P. 90–95.

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Maksimov S.O., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Kovalenko S.V. Development of Late Cenozoic magmatism in the active continental margin of Southern Primorye // *Pacific Geology*. 2003. No. 1. P. 92–109.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Liu Ya., Meng F., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Correlation between the components of the lithosphere and asthenosphere in the Late Cenozoic potassic and potassic-sodic lavas from the Heilongjiang Province, Northeast China // *Petrology*. 2011. Vol. 19, No. 6. P. 599–631.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Bokareva A.A. Compositional variability of deep-seated spinel peridotite xenoliths from Late Cenozoic basalts on the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of Southeastern Mongolia: reconstruction of processes in the continental lithospheric mantle // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic-sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO". 2012. 351 p.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. The mantle and volcanism of the southeast of the Mongolian People's Republic. M.: Publishing house Eastern literature, 1984. 203 p.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Geodynamics of Cenozoic volcanism in the southeast of Mongolia. M.: Nauka, 1985. 135 p.

Sankov V.A., Parfeevets A.V., Likhnev A.V. et al. Late Cenozoic geodynamics and mechanical conjugation of deformations of the Earth's crust and upper mantle of the Mongolian-Siberian mobile region, *Geotectonics*. 2011. No. 5. P. 52–70.

Sakhno V.G., Maksimov S.O., Popov V.K. Leucite basanites and potassic shonkinites of the Uglovka depression, *Doklady Earth Sci.* 2004. Vol. 399, No. 6. P. 818–824.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Report. Institute of the Earth's Crust SB AS USSR. Irkutsk, 1985. 50 p.

Vlodavets V.I. On some features of Cenozoic volcanism in the Dariganga region of Mongolia // *Problems of Geology of Asia*. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. Vol. 2. P. 679–685.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I. Dynamics of formation and magmatism of the Late Mesozoic–Cenozoic South Hangay mantle hot spot (Mongolia). // *Geotectonics*. 1994. No. 5. P. 28–45.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth ele-

ments, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti in standard samples of the DV series by ICP-MS // *Zavodskaya lab. material diagnostics*. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 1–6, doi:10.1016/S0012-821X(97)00072-1.

Allègre C. The evolution of mantle mixing // *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 2002. V. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J. *Komatiite*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J. Mantle-driven uplift of Hangai Dome: new seismic constraints from adjoint tomography // *Geophysical Research Letters*. 2015a. V. 42, P. 6967–6974. <http://dx.doi.org/10.1002/2015GL065018>.

Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J., Zheng X. Multiparameter adjoint tomography of the crust and upper mantle beneath East Asia: 1. Model construction and comparisons // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015b. V. 120. P. 1762–1786. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011638>.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu Jiaqi, Meng Fanchao Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // *First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts*. Beijing: Institute of Geology CAS, 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 3. P. 435–440. [Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256](http://dx.doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256).

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yasnygina T., Saranina E. Lateral change of ELMU–LOMU sources for Cenozoic volcanic rocks from Southeast Mongolia and North China: Tracing zonation of solidified Hadean magma ocean // *EGU22-6724*. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Ghosh D.B., Bajgain S.K., Mookherjee M., Kariki B.B. Carbon-bearing silicate melt at deep mantle

- conditions // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 848. DOI:10.1038/s41598-017-00918-x
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D. et al. Stability of carbonated basaltic melt at the base of the Earth's upper mantle // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. P. L22312, doi: 10.1029/2007GL031349.
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D. et al. Solidus of carbonated peridotite from 10 to 20 GPa and origin of magnesiocarbonated melt in the Earth's deep mantle // *Chemical Geology*. 2009. V. 262. P. 17–28.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. V. 8. P. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. 385, 219–229.
- Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // *Front. Earth Sci*. 2023. V. 11. P. 1131393. doi: 10.3389/feart.2023.1131393
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, № B11. P. 22.237–22.259.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // Eds. Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. *Proc 7th Int. Kimb Conf*, Cape Town. 1999. V. 1. P. 383–390.
- Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. V. 30. Pt. 5. P. 1299–1312.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. V. 148. P. 825–833.
- Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishers, 1983. P. 230–249.
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. *Radio-genic isotopes in geologic processes*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y-m., Yang C., Xie Z., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Zhengxing F. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2016. V. 7, N 4. P. 495–532.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020a. V. 10, № 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. High- and low-temperature magma generation beneath Dariganga of Southeast Mongolia in the Late Cenozoic: adiabatic ascend versus degassing of primordial and age-modified mantle // *Geosystems and Geoenvironment*. 2023 (in preparation).
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, N 5. P. 487.
- Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals*. 2020b. V. 10, № 9. P. 319. doi:10.3390/min10040319
- Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. V. 21. P. 486–640.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemical Geology*. 1990. V. 85. P. 35–52.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication № 42, 1989. P. 313–345.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geological Journal*. 2018. P. 1–21. DOI: 10.1002/gj.3331

Xu Z., Wang S., Huang Y. et al. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B8. P. 11,867–11,877.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 2003. V. 138. P. 263–278.

White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // *Geochemical perspectives.* 2015. V. 4, No. 2. P. 251.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Zhang F. X., Wu Q. J., Grand S. P., Li Y., Gao M., Demberel, S., et al. Seismic velocity variations beneath central Mongolia: Evidence for upper mantle plumes? // *Earth and Planetary Science Letters.* 2017. V. 459. P. 406–416. doi:10.1016/j.epsl.2016.11.053

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Chair,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (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 кафедры динамической геологии,

Zhang F.X., Wu Q.J., Li Y.H., Gao M-T., Ulziibat M., Demberel S. The P wave velocity structure of the upper mantle beneath the Central and Southern Mongolia area // *Chinese J. Geophys.* 2014. V. 57, No. 9. P. 2790–2801. doi:10.6038/cjg20140906

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite – peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research.* 2016. V. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhao D. Seismic imaging of Northwest Pacific and East Asia: New insight into volcanism, seismogenesis and geodynamics // *Earth-Science Reviews.* 2021. V. 214. P. 103507.

Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology.* 1990. V. 88, N 1/2. P. 1–33.

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Dynamic Geology chair,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

Саранина Елена Владимировна,

кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО
РАН,
email: e_v_sar@mail.ru.
Saranina Elena Vladimirovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,
email: e_v_sar@mail.ru.

Бокарева Анастасия Александровна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, гео-
логический факультет,
магистрант первого курса,
Bokareva Anastasiya Alexandovna,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
undergraduate student,
email: n.astina@rambler.ru.

Научная, профессиональная, учебная и педагогическая практика

УДК 574.9

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.132>

Учебная полевая практика по геокартированию на геологическом факультете Иркутского университета

С.Н. Коваленко¹, И.К. Декабрёв², А.А. Юрьев², И.А. Богданова¹

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. В статье дается подробная характеристика всех геологических образований представленных: возрастом от архейского акрона до кайнозойской эры; осадочными породами различных стратиграфических подразделений, разновозрастными магматическими комплексами, метаморфическими и динамометаморфическими породами и последовательностью их образования; современными рыхлыми образованиями склонового, пролювиально-селевого, озерного, аллювиального, гляциального, солифлюкционного и др. генезиса; полезными ископаемыми и органическими остатками, складками и разрывами различной морфологии и генезиса в пределах нескольких ключевых участков Прибайкалья и окрестностей г. Иркутска, которые приходится изучать студентам на учебной полевой практике по геокартированию, после второго курса обучения в Университете. В процессе геокартирования студенты обучаются методам картирования и камеральной обработки всех этих геологических образований и предоставляют свои результаты в виде научно-производственного отчета в конце практики.

Ключевые слова: учебная полевая практика по геокартированию, методы и объекты учебного геологического картирования Прибайкалья и окрестностей г. Иркутска.

Educational Field Practice in Geomapping at the Faculty of Geology of Irkutsk University

S.N. Kovalenko¹, I.K. Dekabryov², A.A. Yuryev², I.A. Bogdanova¹

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The article provides a detailed description of all geological formations represented by: ages from the Archean Acron to the Cenozoic Era; sedimentary rocks of different stratigraphic units, different-age magmatic complexes, metamorphic and dynamometamorphic rocks and the sequence of their formation; modern loose formations of slope, proluvial-gravel, lake, alluvial, glacial, solifluctional and others minerals and organic remains, folds and discontinuities of different morphology and genesis within several key areas of the Baikal region and the vicinity of Irkutsk, which have to be studied by students at the educational field practice on geomapping, after the second year of study at the University. In the process of geomapping students are trained in methods of mapping and cameral processing of all these geological formations and presenting the results in the form of a scientific and production report at the end of the practice.

Keywords: educational field practice in geomapping, methods and objects of educational geological mapping of the Baikal region and the surrounding area of Irkutsk.

Целями учебной практики по получению первичных профессиональных умений и навыков, в том числе первичных умений и навыков научно-исследовательской деятельности (по геологическому картированию) являются практическое закрепление и углубление теоретической подготовки по дисциплинам «Структурная геология» и «Геологическое картирование», соотнесенные с общими целями ОПОП ВО, приобретение студентами практических навыков и компетенций в сфере профессиональной деятельности.

Задачами учебной практики по геологическому картированию являются:

— овладение методикой проведения геологических маршрутов;

— приобретение практического опыта в проведении полевых геолого-съёмочных маршрутов с выполнением сопутствующей геологической документации;

— приобретение навыков по изучению и описанию опорных геологических разрезов осадочных пород, метаморфических и магматических тел;

— изучение и документация пликативных и дизъюнктивных дислокаций, пунктов проявлений полезных ископаемых, ведение геоморфологических, экологических наблюдений, получение практических навыков документации обнажений;

— овладение методикой составления геологического отчета по собственным данным;

— сбор материалов для курсовых проектов и работ по дисциплинам последующих курсов, а также для самостоятельной научной работы.

Практика проводится на втором курсе по окончанию четвертого семестра обучения. Она является неотъемлемой частью курсов «Структурная геология» и «Геологическое картирование», относимых к базовой части программы высшего образования для направления 05.03.01 «Геология», направлена на приобретение навыков полевых геологических исследований, закрепляемых на обязательной геологической практике. Практика необходима для освоения последующих курсов по петрографии, исторической геологии, основам учения о полезных ископаемых, геотектонике и геодинамике,

геоморфологии и четвертичной геологии, региональной геологии и др.

Перед выездом на практику у студента должны быть сформированы нижеследующие твердые знания по структурной геологии и геологическому картированию, которые они должны закрепить при работе в полевых условиях учебной практики:

1) знать геохронологические и стратиграфические подразделения докембрия и, особенно, позднего протерозоя (рифейский эон и вендский период), раннего палеозоя, мезозоя и кайнозоя;

2) быть знакомы с осадочными, магматическими, метаморфическими и особенно динамометаморфическими породами (известняки, доломиты, мергели, песчаники, кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, порфиридные граниты, граниты, пегматиты, какириты, катклазиты, милониты, бластомилониты, а также с породами высоких степеней метаморфизма, сланцы (хлоритовые, серицитовые, карбонатные), кварциты, кварц-карбонатные породы, метапесчаники, мраморизованные известняки, мигматиты, гранитогнейсы, гнейсы, мраморы и кальцифиры, скарны и т. д.;

3) иметь представление об органических остатках: строматолитах, фитолитах, растительных остатках юрского периода;

4) знать структурные формы различного масштаба: слоистость и слойчатость (косая, знаки ряби, трещины высыхания и т. п.), сланцеватость, линейность (минеральная, бугорчатость, штрихи скольжения, шарниры мелких складок, линии пересечения плоскостных элементов и т. п.), осевая плоскость, кливаж, главный кливаж или кливаж осевой поверхности, будинаж, главные складки, асимметричные дополнительные складки;

5) уметь определять и замерять типы складок их шарниры, осевые плоскости, как мелких макроскопических складок, так и больших невидимых в пределах изучаемых в маршрутах обнажений, крупных или главных складок как на геологических картах, так и в полевых условиях;

6) уметь определять сбросы, взбросы, сбросо- и взбросо-сдвиги и тому подобные дизъюнктивные структуры различного мас-

штаба, знать и использовать правило пяти «п», метод определения кинематики смещений по зеркалам скольжения с использованием правил Гофера и Антигофера (Ружич, Рязанов, 1977);

7) уметь строить розы-диаграммы и сферограммы трещин и структурных элементов;

8) уметь строить выходы слоев в рельефе (структурных плоскостей) на крупномасштабных картах, используя изогипсы и стро-тоизогипсы;

9) хорошо уметь пользоваться горным компасом, быстро и точно замерять элементы залегания (азимут простирания, азимут падения, угол падения плоскости и угол погружения линии) плоскостных и линейных геологических объектов (слоистости, слойчатости, полосчатости, трещин, разломов), осевых плоскостей и шарниров мелких складок, минеральной линейности, штрихов и борозд на зеркалах скольжения и т. п.);

10) уметь пользоваться топографическими картами масштабов 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000 и 1:100 000.

Продолжительность практики по геокартированию — четыре недели (216 часов), по геологической съемке две недели (108 часов) — с 30 мая по 12 июля.

Учебные исследования по геологическому картированию и геологической съемке

проводятся в полевых условиях, максимально приближенных к будущей профессиональной деятельности, под руководством опытного наставника. В помощь студентам, проходящим практику и преподавателям ее проводящим, имеется учебное пособие (Коваленко, 2016). Удобные, давно освоенные, полигоны для практики расположены в Иркутском районе на Байкале, по долине р. Олха и в окрестностях г. Иркутска, а также в Слюдянском районе на Хамар-Дабане (рис. 1, таблица). Кроме хорошо освоенных полигонов имеются и перспективные полигоны, на которых проводились практики в предыдущие годы, и интересные многодневные маршруты. Это, прежде всего Куртунский полигон (окрестности пос. Куртун, рр. Куртун, Шаманка, Бугульдейка, примерно 40 пог. км), многодневный маршрут по автомобильной дороге между поселками Мал. Голоустное – Бугульдейка (примерно 75 пог. км), на этих двух полигонах можно изучить типовые разрезы позднерифейского байкальского комплекса; полигон в окрестностях пос. Шаманка на р. Иркут, где студенты могут расширить свои знания по Иркутской контактовой зоне раннепалеозойско-рифейского комплекса с образованиями фундамента Сибирской платформы (примерно 65 пог. км).

Т а б л и ц а

Полигоны тематических исследований полевой учебной практики по геокартированию

Table

Case study polygons of the field training practice in geomapping

№ п/п	Название полигона и общая протяженность маршрутов	Маршруты	Геологические объекты для изучения
	Иркутский 15–20 пог. км	Левый берег Иркутского вдхр, устье р. Кая – берег р. Иркут – курорт Ангара	Песчаники, алевролиты, аргиллиты и прослойки бурого угля, отпечатки юрских растений и стволов деревьев
		Природный камень в архитектуре районов г. Иркутска	По районное описание использования природного камня в архитектуре города с предоставлением отдельного отчета
	Олхинский 36,5–46 пог. км	От о/п Олха до бывшего пионерлагеря Рекорд (вблизи о/п Садовая ВСЖД) по правому берегу р. Олха	Осадочные карбонатные породы кембрийской и вендской систем, гидрогеологические исследования родников, месторождения известняков, Иркутской минеральной воды

		Правый и левый берега р. Олхи в окрестностях поселков Бол. Луг и Рассоха	Вендские и рифейские осадочные породы чехла Сибирской платформы и метаморфические и магматические породы докембрия кристаллического фундамента
		От о/п Орленок ВСЖД до скальников Витязь, Идол и др.	Саянский комплекс гранитов, статистический анализ трещиноватости, расшифровка причин сохранности причудливых форм скальников, Олхинское месторождение гранитов
Хамар-Дабанский 77–85 пог. км		Мыс Шаманский на Байкале, придорожные выемки по тракту	Низы слюдянского кристаллического комплекса (култукская свита), гранулиты, разнообразные плутонические породы, лазуритовые копи р. Талой
		По р. Слюдянка до пика Черского и пер. Чертовы Ворота и возвращение по хр. Комар с заходом на Бурутуйское месторождение апатита	Метаморфические и магматические породы слюдянского кристаллического комплекса (слюдянская, хангарульская серии), месторождения волластонита, флогопита, низкомагнезиальных и розовых мраморов, апатита, лазурита, базальта. Ледниковые и пролювиальные формы рельефа
		Хр. Комар, рр. Слюдянка, Талая, Безымянная	«Камнесамоцветы Прибайкалья»: месторождения лазурита, амазонита, лунного камня, розовой и голубой шпинели и др.
Байкальский 90 пог. км		Окрестности пос. Листвянка на Байкале по ББТ до р. Черной;	Метаморфические и магматические породы шарыжалгайского архейского комплекса, раннепротерозойские порфиroidные гранитоиды приморского комплекса, статистический анализ трещин и геометрический анализ складчатости
		Окрестности пос. Бол. Коты и ББТ на интервале от р. Черная до пади Варначка	Порфиroidные граниты раннепротерозойского приморского комплекса, юрские конгломераты, пролювиальные конуса выноса байкальских паддей, Ангарский надвиг. Изучение и анализ тектонической трещиноватости с использованием метода Гзовского и метода поясов Даниловича
		Интервал ББТ от пади Варначка до пади Нижняя	Юрские конгломераты (петрографический анализ) и осадочные породы качергатской свиты байкальского трехчленного рифейского комплекса, Ангарский надвиг по р. Нижней
		Интервал ББТ от р. Нижней до пади Мал. Кадильная	Осадочные карбонатные породы улунтуйской свиты байкальского комплекса, месторождения извести, строматолиты, карстовые пещеры
		Интервал ББТ от пади Мал. Кадильная до пади Семениха	Осадочные породы улунтуйской и голоуспенской свит, олистостромовый комплекс, геометрический анализ складчатости, проявление минеральных квасцов
		Окрестности пос. Бол. Голоуспенное и нижнее течение р. Голоуспенная, по ББТ до пещеры Охотничья	Контакт осадочного чехла с фундаментом Сибирской древней платформы, породы голоуспенской свиты, нижнепротерозойские метаморфические и магматические породы, месторождение кварцитов, строматолиты
Шаманский ~65 пог. км		Окрестности пос. Шаманка на р. Иркут	Палеозойские, вендские и рифейские осадочные породы чехла Сибирской платформы и метаморфические и магматические породы докембрия кристаллического фундамента
Куртунский ~40 пог. км		Окрестности пос. Куртун, рр. Куртун, Шаманка, Бугульдейка	Осадочные породы нижнего палеозоя и байкальского трехчленного рифейского комплекса

Голоустненский ~90 пог. км	Многодневный маршрут по автомобильной дороге между поселками Мал. Голоустное – Куртун – Бугульдейка	Осадочные породы нижнего палеозоя и байкальского трехчленного рифейского комплекса
-------------------------------	---	--

Примечание. ББТ — Большая байкальская тропа; о/п ВСЖД — остановочный пункт Вост. Сиб. железной дороги; вдхр — водохранилище; местоположение полигонов см. рис. 1.

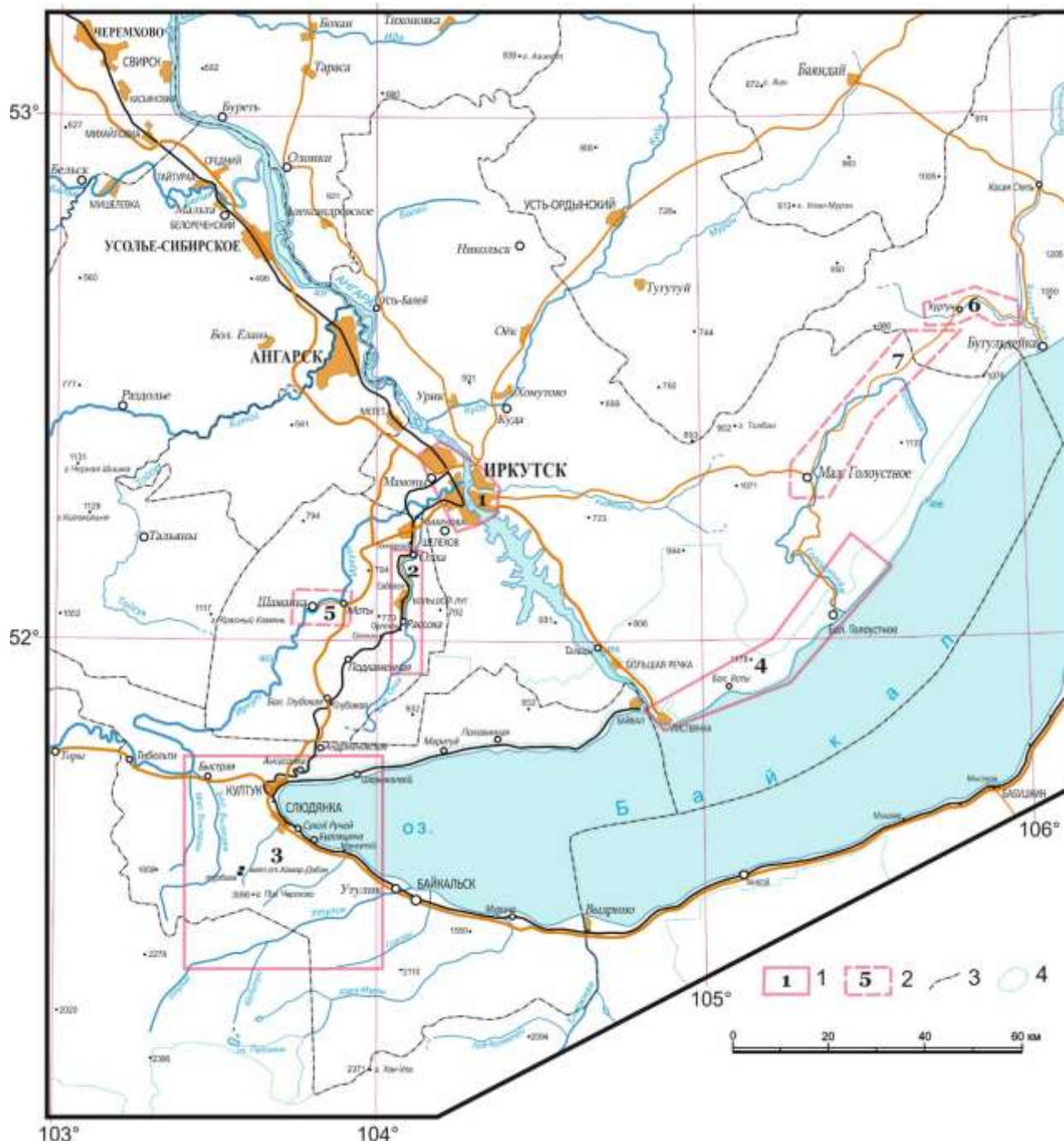


Рис. 1. Обзорная схема полигонов практики. При составлении схемы использованы материалы карты Иркутская область (2012).

1 – контуры полигонов практики (цифрами обозначены: 1 – Иркутский; 2 – Олхинский; 3 – Хамар-Дабанский; 4 – Байкальский); 2 – контуры перспективных полигонов (цифрами обозначены 5 – Шаманский; 6 – Куртунский; 7 – Голоустненский); 3 – границы административных районов; 4 – границы Прибайкальского и Тункинского национальных парков.

Fig. 1. Overview scheme of the practice sites. The map of the Irkutsk region (2012) was used for the scheme.

1 – contours of the practice ranges (numbers indicate: 1 – Irkutsk; 2 – Olkhinsky; 3 – Hamar-Dabansky; 4 – Baikalsky); 2 – contours of promising polygons (numbers marked 5 – Shamansky; 6 – Kurtunsky; 7 – Holoustnensky); 3 – borders of administrative regions; 4 – borders of Pribaikalsky and Tunkinsky national parks.

1. Как правило за четыре недели практики студенты совершают 15–17 маршрутов (170–180 погонных километров), в которых каждый студент описывает до 100 и более точек наблюдения, отбирает свыше 50 шт. рабочих штуфов и, как правило, один или два музейных образца; детально документирует 50–100 м разрезов; производит 50–70 зарисовок деталей строения геологических объектов и делает 150 фотографий; замеряет свыше 200 структурных элементов и около 400 трещин. По собранному в маршрутах статистическому структурному материалу студенты в камеральные дни составляют 5–7 сферограмм и статистических круговых диаграмм петрографического состава конгломератов. Ежегодно изучается дебет как минимум пяти родников. С группой, где длительность практики составляет две недели, вышеприведенные количественные параметры практики следует уменьшить на треть.

Результаты полевых наблюдений в маршрутах записываются каждым студентом в личные дневники. Замеры структурных элементов горным компасом производятся одним – двумя студентами, которых по мере получения навыка правильных (безошибочных) замеров сменяет следующая пара студентов. Каждый замер контролируется преподавателем или студентом, прекрасно усвоившим работу с компасом. Итоги практики, согласно учебному плану, полностью отражаются при написании полевого отчета на 30 страницах.

2. В возрастном отношении студенты знакомятся с методами картирования и изучения геологических образований от архея (шарыжалгайская серия) до кайнозоя (речные, озерные, гляциальные, склоновые и пролювиальные отложения).

3. На участке практики в Слюдянском районе в Хамар-Дабане и вдоль западного

побережья Байкала между поселками Листвянка и Бол. Голоустное студенты знакомятся и проводят следующие геологокартировочные работы и исследования:

3.1. Исследуют поперечную и вертикальную (возрастную) зональность пролювиальных конусов выноса падей, впадающих в Байкал (см. п. 5.1).

3.2. Восстанавливают последовательность внедрения или образования магматических комплексов района практики (рис. 2, 3).

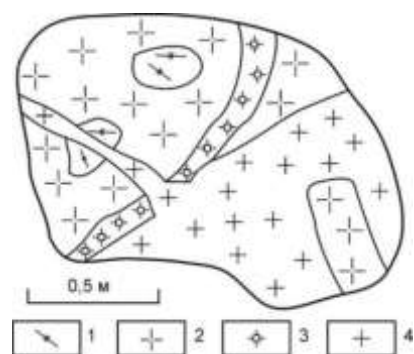


Рис. 2. Взаимоотношение магматических пород по берегу Байкала между пос. Листвянка и Бол. Коты. Зарисовка глыбы.

1 – ксенолиты биотитизированных амфиболитов; 2 – гранодиориты и порфиридные граниты приморского комплекса; 3 – гранит-пегматиты и пегматиты саянского комплекса; 4 – двуслюдяные мелко-среднезернистые граниты бугульдейского комплекса.

Fig. 2. The relationship of igneous rocks along the shore of Lake Baikal between the villages of Listvyanka and Bol. Cats. Sketch of a block.

1 – xenoliths of biotitized amphibolites; 2 – granodiorites and porphyritic granites of the Littoral complex; 3 – granite pegmatites and pegmatites of the Sayan complex; 4 – two-mica fine medium-grained granites of the Buguldean complex.

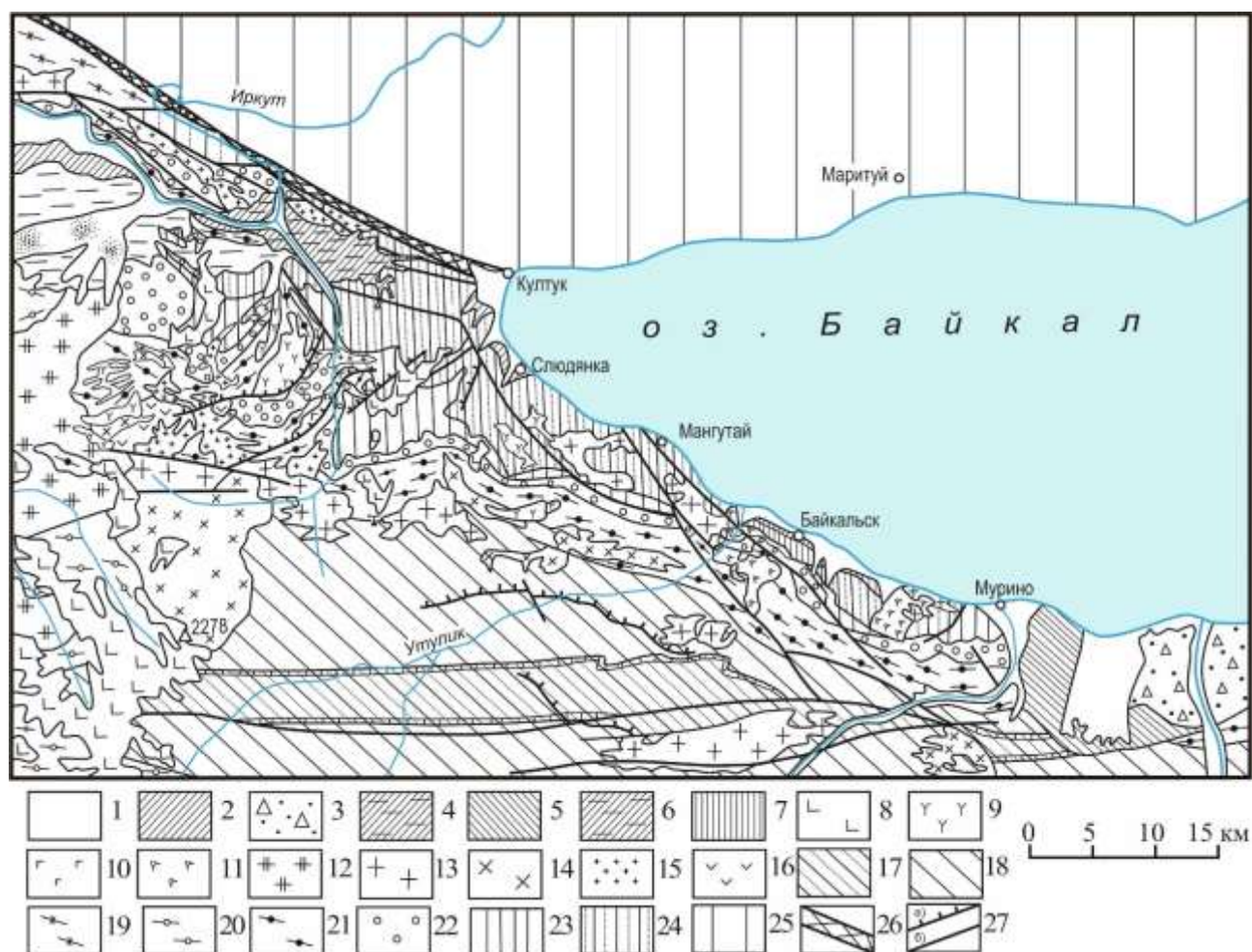


Рис. 3. Геологическая карта Хамар-Дабанского полигона практики.

1–6 – четвертичные образования. 1 – современное звено (Q_{IV}): аллювий русел рек, озерные, болотные, пролювиальные и эоловые отложения — пески, галечники, суглинки, глины, валунники; 2 – верхне-четвертичное звено (Q_{III}): озерные, водно-ледниковые, эоловые — пески, супеси, галечники; 3 – верхнечетвертичное звено (Q_{III}): пролювиально-делювиальные и солифлюкционные отложения — пески, галечники, супеси, суглинки, щебнисто-глинистые образования, валунники; 4 – верхнечетвертичное звено (Q_{III}): озерно-аллювиальные отложения; 5 – среднечетвертичное звено (Q_{II}): озерные, водно-ледниковые и ледниковые отложения — пески, галечники, глины, суглинки, супеси, гравий, глыбово-щебнисто-глинистые образования; 6 – среднечетвертичное-нижнечетвертичные звенья (Q_{II-I}): озерные, водно-ледниковые и ледниковые отложения — глины, суглинки, супеси, пески, галечники, валунники, илы; 7 – верхний плиоцен – нижнечетвертичное звено ($N-Q_I$): делювиально-аллювиальные отложения — глины, суглинки, супеси, пески, галечники, валунники, обломочный материал (яркоокрашенные, обохренные); 8 – неогеновые базальты (βN); 9 – быстринский комплекс, вторая фаза ($\epsilon\xi-\gamma D_{Ibs_2}$): сиениты щелочные, сиениты, святоноситы, граносиениты, граниты; 10 – первая фаза ($\nu-\delta D_{Ibs_1}$): пироксениты, шонкиниты, монзониты, эсекситы, габбро, габбро-нориты, диориты; 11 – бабхинский комплекс (ξS_{2b}): монзониты, шонкиниты, пироксениты, габбро-нориты; 12 – зун-муринский комплекс, вторая фаза (γPZ_{Iz_2}): граниты биотитовые, биотит-роговообманковые, лейкократовые, граносиениты, гнейсограниты, плагиограниты; первая фаза ($\nu\delta PZ_{Iz_1}$): габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 13 – хамар-дабанский комплекс (γPR_2): плагиограниты, граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, двуслюдяные, гранодиориты, пегматоидные граниты, аплиты; 14 – саянский комплекс, вторая фаза ($\gamma-\gamma\delta PR_{Iz_2}$): граниты, гранодиориты порфировидные крупно и среднезернистые, граниты биотитовые и биотит-роговообманковые, гранитогнейсы, граносиениты, граниты турмалинизированные и грезенизированные; первая фаза ($\delta-\gamma\delta PR_{Iz_1}$): диориты, гранодиориты; 15 – онотский комплекс (γPR_{I0}): граниты протокластические плигиомикроклиновые

лейкократовые, реже гнейсограниты, пегматиты, аплиты; 16 – урдаокинский комплекс (ν - $\mu\beta$ PR_{1u}): габбро, габбро-долериты, метадолериты, габбро-пироксениты, горнблендиты, ортоамфиболиты; 17-18 – хамардабанская серия, свиты: 17 – шубутуйская (PR_{1šb}) со слоем известняков в основании; 18 – корниловская (PR_{1kr}); 19 – китойкинская (PR_{1ktk}); 20 – хангарульская свита (PR_{1hn}); 21-22 – хангарульская серия, свиты: 21 – безымянская (PR_{1bz}); 22 – харагольская (PR_{1hrg}); 23-24 – слюдянская серия, свиты: 23 – перевальная (PR_{1pr}); 24 – култукская (PR_{1klt}); 25 – шарыжалгайская серия (AR_{1šr}); 26 – зона Главного Саянского разлома; 27 – надвиги (а) и прочие разломы (б).

Fig. 3. Geological map of the Hamar-Daban practice area.

1–6 – Quaternary formations. 1 – Modern stage (Q_{IV}): alluvium of river beds, lake, marsh, proluvial and aeolian deposits – sands, pebbles, loams, clays, boulders; 2 – Upper Quaternary stage (Q_{III}): lake, water-glacial, aeolian – sands, sandy loam, pebbles; 3 – Upper Quaternary stage (Q_{III}): Proluvial-deluvial and solifluctional deposits – sands, pebbles, sandy loam, loam, rubbly-clay formations, boulders; 4 – Upper Quaternary link (Q_{III}): lake-alluvial deposits; 5 – Middle Quaternary link (Q_{II}): lake, water-glacial and glacial sediments – sands, pebbles, clays, loams, sandy loam, sandy loam, gravel, clay-clay-clay formations); 6 – Middle Quaternary-Lower Quaternary links (Q_{II-I}): lake, water-glacial and glacial deposits – clays, loams, sandy loam, sands, gravels, boulders, silt; 7 – Upper Pliocene-Lower Quaternary link (N-Q_I): deluvial-alluvial deposits – clays, loams, sandy loams, sands, pebbles, boulders, clastic material (brightly colored, oxidized); 8 – Neogene basalts (β N); 9- Bystrinsky complex, second phase ($\varepsilon\xi$ - γ D_{1bs2}): alkaline syenites, syenites, svetonosites, granosites, granites; 10 – first phase (ν - δ D_{1bs1}): pyroxenites, shonkinites, monzonites, essicites, gabbro, gabbro-norites, diorites; 11 – Babkhin complex (ξ S_{2b}): monzonites, shonkinites, pyroxenites, gabbro-norites; 12 – Zun-Murinsky complex, second phase (γ PZ_{1z2}): biotite granites, biotite hornblende, leucocratic, granosienites, gneissogranites, plagiogranites; first phase ($\nu\delta$ PZ_{1z1}): gabbro-diorites, diorites, quartz diorites, granodiorites; 13 – Hamar-Daban complex (γ PR₂): plagiogranites, biotite granites, amphibole-biotite, diorites, granodiorites, pegmatoid granites, aplites; 14 – Sayan complex, second phase (γ - $\gamma\delta$ PR_{1s2}): granites, granodiorites porphyritic coarse- and medium-grained, biotite and biotite-hornblende granites, granite gneisses, granosienites, granites tourmaline and greisenized; first phase (δ - $\gamma\delta$ PR_{1s1}): diorites, granodiorites; 15 – Onotian complex (γ PR_{1o}): granites protoclastic plagiomicrocline leucocratic, less frequently gneissogranites, pegmatites, aplites; 16 – Urdaokean complex (ν - $\mu\beta$ PR_{1u}): gabbro, gabbro-dolerites, metadolerites, gabbro-pyroxenites, hornblendites, orthoamphibolites; 17-18 – Hamardaban series, formations: 17 – Shubutui (PR_{1šb}) with a layer of limestone at the base; 18 – Kornilov (PR_{1kr}); 19 – Kitoyka (PR_{1ktk}); 20 – Khangarul Formation (PR_{1hn}); 21-22 – Khangarul series, formations: 21 – Bezymyanskaya (PR_{1bz}); 22 – Kharagolskaya (PR_{1hrg}); 23-24 – Sliudian series, formations: 23 – Pass (PR_{1pr}); 24 – Kultuk-skaya (PR_{1klt}); 25 – Sharyzhalgayaya series (AR_{1šr}); 26 – Main Sayan fault zone; 27 – thrusts (a) and other faults (b).

В пределах этих двух основных полигонов, Хамар-Дабанского и Байкальского, студенты выявляют и документируют последовательность внедрения или образования магматических комплексов. Здесь прекрасно обнажены магматические породы раннего протерозоя: протокластические, плагиомиоклиновые, лейкократовые порфиroidные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, реже гнейсограниты и пегматиты саянского комплекса, которые широко представлены в пределах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы (на интервале западного побережья Байкала от порта Байкал до пос. Култук); рапакивидоподобные порфиroidные, нередко очковые аляскитовые биотито-

вые и биотит-амфиболовые граниты, гранитогнейсы и гранодиориты приморского комплекса, распространенные вдоль западного побережья Байкала от пос. Листвянка до Бугульдейки и севернее; лейкократовые биотитовые, двуслюдяные граниты, сиениты и пегматиты бугульдейского комплекса, встречающиеся в районе практики вблизи поселка Бол. Коты. Взаимоотношения пород могут быть иллюстрированы зарисовками глыб на берегу Байкала (см. рис. 2), подробными фотографиями и документацией всех разновидностей, как в обнажениях, так и в каменных реках, обрамляющих большие скальные обнажения на нитке маршрута (рис. 4–7).



Рис. 4. Разновидности основных магматических фаз раннепротерозойского приморского комплекса.

а – порфировидный гранодиорит; б – взаимодействие порфировидного гранодиорита с порфировидным гранитом; в – взаимоотношения мелкозернистых гранитов с порфировидным гранодиоритом; г – порфировидный гранит.

Fig. 4. Varieties of the main magmatic phases of the Early Proterozoic littoral complex.

а – porphyritic granodiorite; б – interaction of porphyritic granodiorite with porphyritic granite; в – relationship of fine-grained granites with porphyritic granodiorite; г – porphyritic granite.



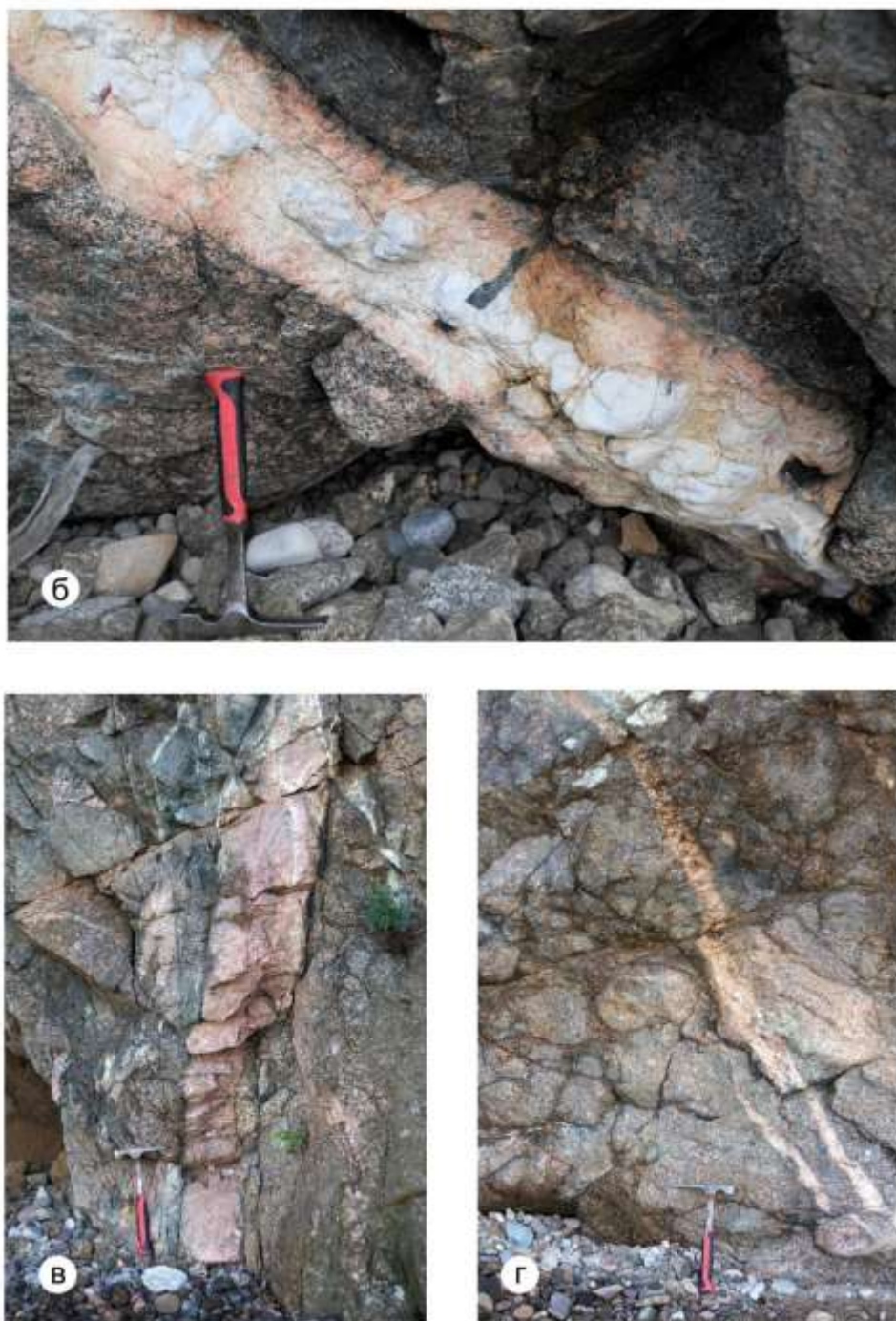


Рис. 5. Жильный комплекс раннепротерозойского приморского комплекса.

а – ксенолит амфиболита по основной породе в порфировидном гранодиорите приморского комплекса раннего протерозоя, дополнительно прорванный жилами тех же гранодиоритов; б – жила блокового гранитного пегматита с амфиболом; в–г – жилы гранитного пегматита.

Fig. 5. The vein complex of the Early Proterozoic maritime complex.

а – xenolith of amphibolite along the basic rock in porphyritic granodiorite of the Early Proterozoic maritime complex, additionally broken by veins of the same granodiorites; б – vein of block granite pegmatite with amphibole; в-г – veins of granite pegmatite.

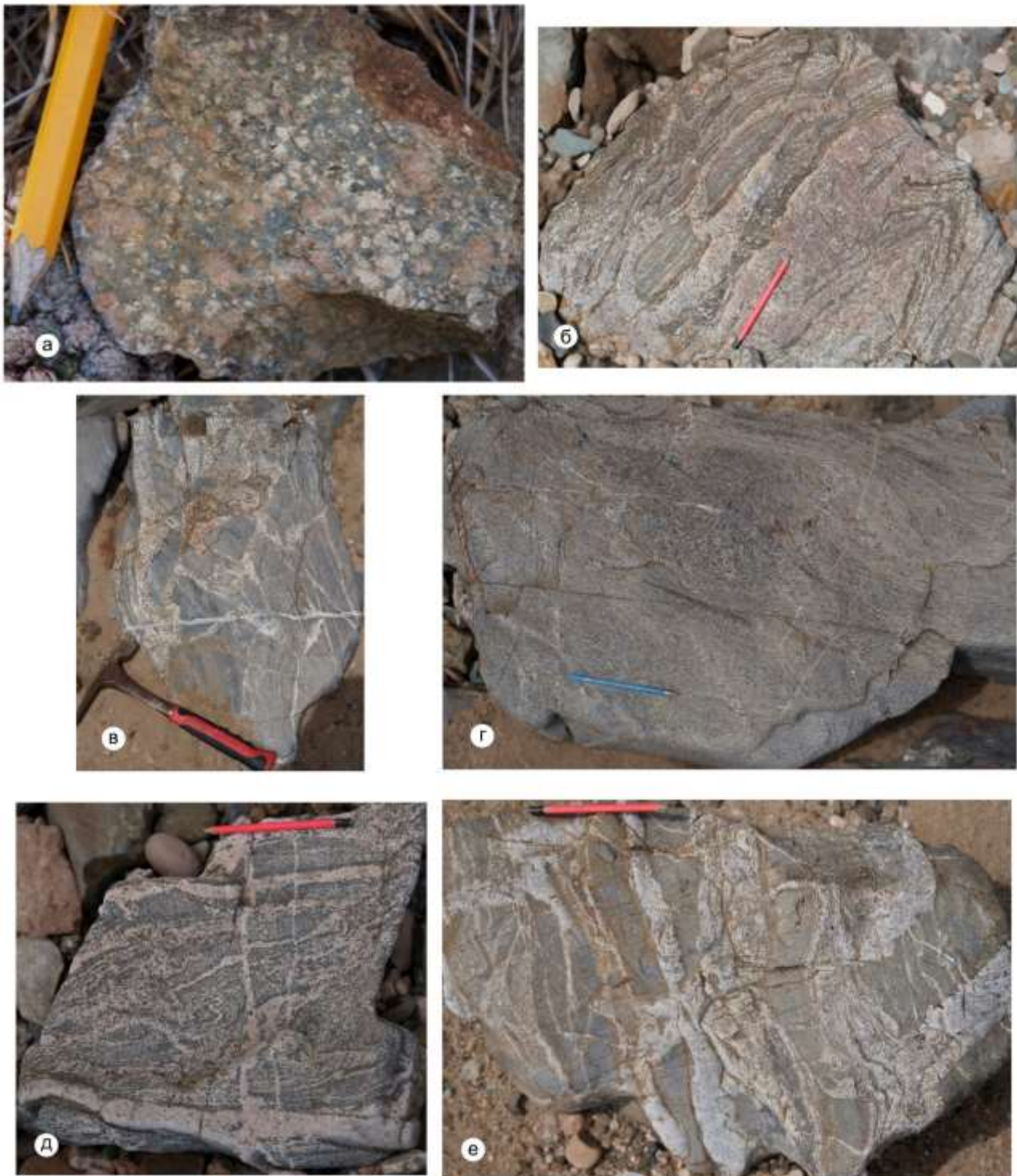


Рис. 6. Морфологические разновидности типов пород, описывающих процессы гранитизации основного субстрата при образования порфировидных и других гранитов раннепротерозойского приморского комплекса.

а – порфиробластовый процесс мигматизации; б – разбудинированные ксенолиты амфиболитов и интенсивная гранитизация с возникновением сплошной послойной мигматизации; в-е – начальная стадия гранитизации; г – теневой мигматит; д – птигматитово-жильная мигматизация.

Fig. 6. Morphological varieties of rock types describing the processes of granitization of the main substrate during the formation of porphyritic and other granites of the Early Proterozoic littoral complex.

a – porphyroblast process of migmatization; б – unbudded xenoliths of amphibolites and intense granitization with the emergence of continuous layered migmatization; в-е – the initial stage of granitization; д – shadow migmatite; e – ptygmatic-vein migmatization.



Рис. 7. Очковый и очково-полосчатый бластомилонит (а, б) и милонитизация приморских гранитов (в).

Fig. 7. Ocal and ocal-striped blastomylonite (a, б) and mylonitization of littoral granites (v).

3.3. Знакомятся с разнообразными высокометаморфическими породами выступа фундамента Сибирской платформы архейской шарыжалгайской серии, нижнепротерозойского слюдянского кристаллического комплекса, хангарульской и хамардабанской серий (выявляют и описывают переход пород амфиболитовой фации метаморфизма в эпидот амфиболитовую, т. е. проводят изограду граната и выявляют несогласие), на побережье Байкала на интервале между пос.

Листвянка и Бол. Голоустное изучают осадочные нефтематеринские породы, синседиментационные и складчатые структуры верхнепротерозойского трехчленного байкальского комплекса (см. п. 5.3-5.4).

На Шаманском мысе на левом склоне приустьевой части р. Похабихи в придорожных выемках можно изучить гранатовые, гранат-гиперстеновые и гранат-гиперстенсиллиманитовые в различной степени кордиеритизированные гранулиты култукской

свиты слюдянской серии. Эти гранат-гиперстен-энстатитовые гранулиты относятся к сутамской субфации глубинности, условия метаморфизма которой составляют $P=9-10$ кбар, $T = 900-1000$ °С (Геологические памятники... 1993).

Маршрут со студентами лучше всего начать на крайней точке мыса и вести его вдоль берега Байкала к автомобильной дороге и далее по ней в сторону пос. Култук, где последовательно, в хороших протяженных придорожных выемках ознакомиться с метаморфическими и магматическими породами нижнего стратиграфического уровня слюдянского кристаллического комплекса.

3.4. Кроме геологии на полигонах практики студенты имеют возможность изучить

и некоторые ископаемые остатки. Так в пределах распространения водорослевых и строматолитовых известняков знаменитых обнажений пади Мал. Кадильная встречаются строматолитовые столбики высотой 6–8 и более метров, а также микрофитолитовые образования (рис. 8), с последующим их сравнением с аналогичными образованиями в районах Бол. Голоустной и в пещере Охотничья, что в 15 км к северо-востоку от поселка; в маршруте по берегу Иркутского водохранилища знакомятся с великолепными остатками юрских растений среднеюрской эпохи: *Ginkgo sibirica* Heer; *Sphenobaiera*; *Coniopteris*; *Equisetites*; *Czekanwskia* (рис. 9).



Рис. 8. Строматолитовые известняки улунтуйской свиты в устье пади Малая Кадильная.

Fig. 8. Stromatolitic limestones of the Uluntui Formation at the mouth of the Malaya Kadilnaya Pad.



Рис. 9. Растительные остатки среднеюрской эпохи в береговых обнажениях левого берега Иркутского водохранилища.

Fig. 9. Plant remains of Middle Jurassic age in coastal outcrops of the left bank of the Irkutsk Reservoir.

По берегу Иркутского водохранилища в районе Якоби и далее на юг до 1–1.5 км обнажаются осадочные породы юрской системы: серые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. В последних наблюдаются маломощные пласты каменного угля (до 5–10 см) и часто встречаются остатки растений юрского периода (см. рис. 9).

3.5. Составляют разрез вдоль хр. Комар с выделением вершинных покровов олигоценных

новых базальтов, когда студенты по ходу маршрута в стратотипических местах, например, большое обнажение возле метеостанции Хамар-Дабан, знакомятся с классической формой инверсионного рельефа Комаринского хребта, определяют время формирования базальтовых покровов, которые сформировались в долинах, а в настоящее время лежат в качестве вершинных базальтов (рис. 10).

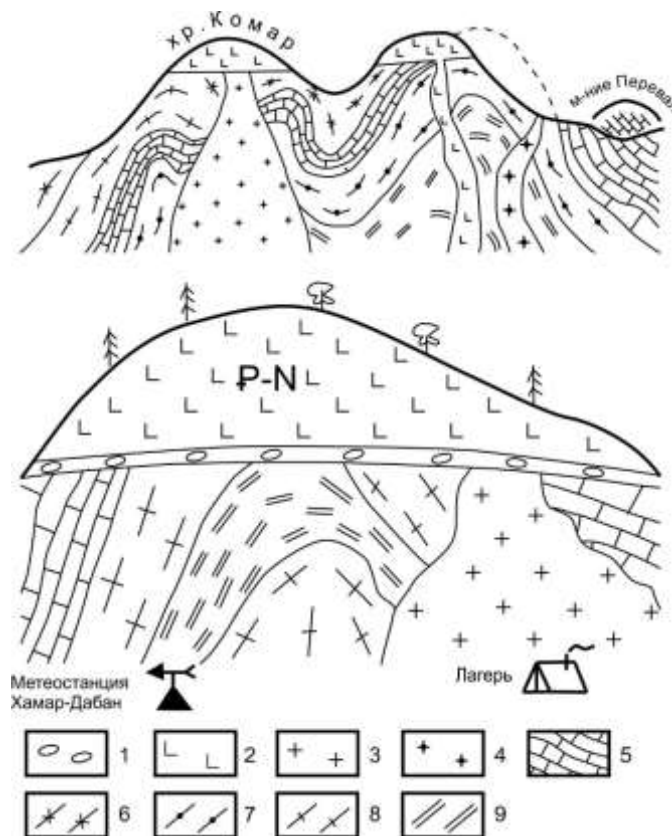


Рис. 10. Иллюстрация представлений студентов о геологии хр. Комар в Хамар-Дабане, после маршрутных исследований.

1 – аллювиальные галечники; 2 – базальты; 3 – граниты; 4 – диориты; 5 – мраморы; 6 – кристаллические сланцы; 7 – биотит-гранатовые гнейсы; 8 – амфибол-биотитовые гнейсы; 9 – биотитовые гнейсы.

Fig. 10. Illustration of students' ideas about the geology of the Komar Ridge. Komar in Khamar-Daban, after route surveys.

1 – alluvial gravels; 2 – basalts; 3 – granites; 4 – diorites; 5 – marbles; 6 – crystalline schists; 7 – biotite-granite gneisses; 8 – amphibole-biotite gneisses; 9 – biotite gneisses.

3.6. Изучают одно из самых популярных и посещаемых лазуритовых месторождений Слюдянское в правом борту р. Слюдянки недалеко от тропы: определяют его структурно-вещественный парагенезис и обосновывают структурный контроль лазуритовой

минерализации (см. п. 5.2, рис. 11); посещают Бурутуйское месторождение апатита, где детально знакомятся с интереснейшей апатит-диопсид-кварц-кальцитовой породой (рис. 12).



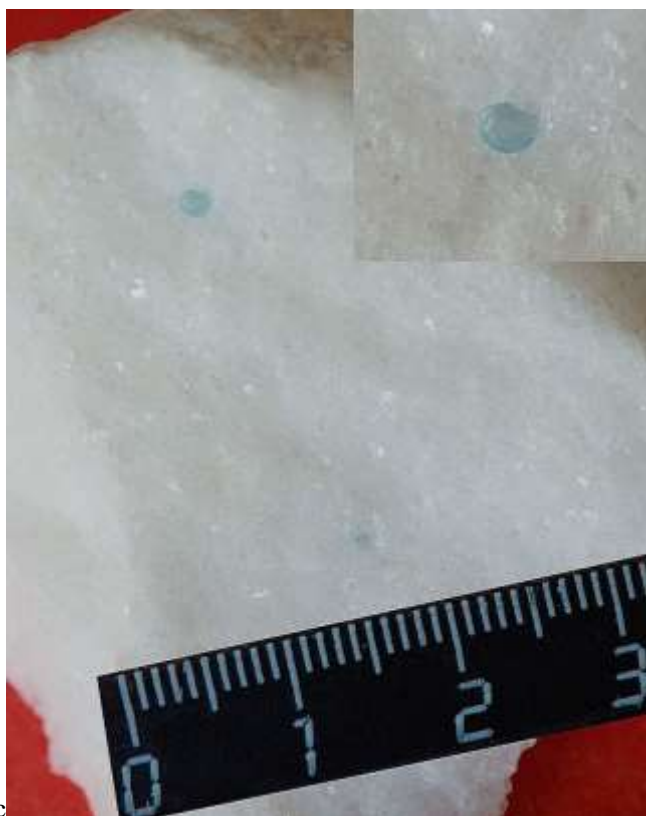
Рис. 11. Работа студентов на Слюдянском лазуритовом месторождении.

Fig. 11. Work of students at the Slyudyanka lazurite deposit.



Рис. 12. Апатит-диопсид-кварц-кальцитовая порода с тремолитом Бурутуйского месторождения.

Fig. 12. Apatite-diopside-quartz-calcite rock with tremolite of Burutui deposit.



Рис

Рис. 13. Голубая шпинель в кальцитовом мелкозернистом мраморе карьера Перевал.

Fig. 13. Blue spinel in calcite fine-grained marble of the Pass quarry

3.7. По ходу практики во время картировочных маршрутов студентами «делаются» интересные минералогические находки:

3.7.1.–3.7.2. Голубой сапфировой шпинели в белоснежных мраморах (рис. 13) из отвалов карьера «Перевал» в долине р. Слюдянки, также жёлтого минерала быстрина.

В Слюдянском районе в верховьях р. Семиречка известна ювелирная шпинель разнообразной окраски в россыпях в истоках р. Семиречка, устье которой находится в 2 км к западу от о/п ВСЖД 5362 км (Кокунин, 2009, с. 136–139).

3.7.3. Окатанного полупрозрачного зеленого флюорита из юрских конгломератов в галечных пляжных отложениях Байкала вблизи устья руч. Солонцова. Эта находка может стать минералогической редкой достопримечательностью и может представлять в будущем геологический памятник или охраняемый геологический объект, а также большой интерес для туристов, проходящих по Большой Байкальской тропе. Местонахождение пляжа с флюоритовой

россыпью предложено назвать «Байкальские изумруды».

3.7.4. В скальных обнажениях на берегу Байкала недалеко от пос. Бол. Голустное имеется проявление каменного масла — минеральных квасцов с большим содержанием металлов (кальций, железо, медь, цинк, магний, хром и другие элементы, включая редкоземельные), весьма ценного и широко используемого в народной медицине. Здесь же в сопутствующих обнажениях ожелезненных кварцевых песчаников можно наблюдать по трещинам разводы окислов — кольца Лизеганга (Власов, 2023), пестрые сланцы.

4. В ходе маршрутов студентами подробно изучаются породы: осадочные — конгломераты, песчаники от мономинеральных кварцевых до аркозовых и граувакковых,

алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты; магматические — граниты от мелкозернистых до крупнозернистых, порфировидных и гранит-пегматитов, пегматиты, базальты, долериты; метаморфические — кристаллические сланцы и амфиболиты, гранитогнейсы, гнейсы, мраморы, кальцифиры, сланцы; динамометаморфические — тектонические брекчии, какириты, катаклазиты, милониты, бластомилониты и филлониты.

4.1. Юрские конгломераты

Петрохимический состав и генезис галек по результатам практики рассмотрен в предыдущем номере журнала (Олиферовский и др., 2022). Здесь лишь приведены дополнительные иллюстративные материалы, полученные практикантами непосредственно в поле (рис. 14–16).



Рис. 14. Обнажение юрских конгломератов на берегу оз. Байкал недалеко от пос. Бол. Коты.

Fig. 14. Jurassic conglomerate outcrop on the shore of Lake Baikal near the village of Bol.



Рис. 15. Отбор статистической петрографической пробы галек из юрских конгломератов на г. Скрипер.

Fig. 15. Statistical petrographic sampling of pebbles from Jurassic conglomerates at Skriper.

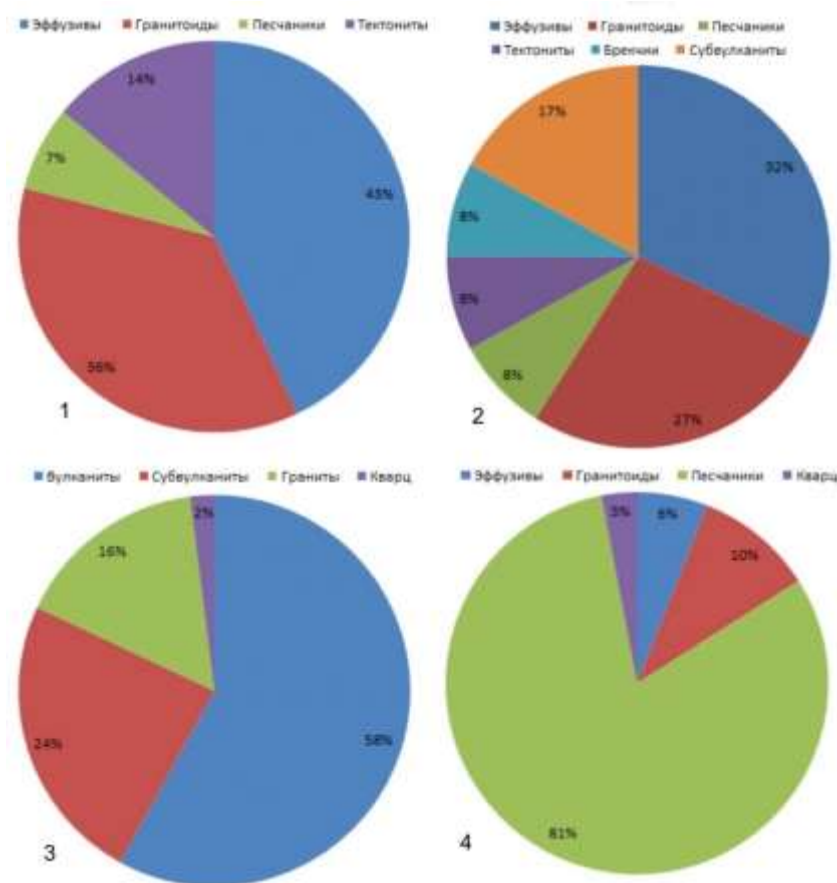


Рис. 16. Петрографический состав галек территории практики на интервале маршрута между падями Абунеева и Солонцова.

1 – на галечном пляже в районе устья пади Абунеева, 2-3 – из обнажений юрского конгломерата: 2 – в районе Бол. Котов (рис. 14), 3 – на утёсе Скрипер (рис. 15); 4 – манзурского аллювия ($N_{2-3}-Q_E$ мп) в районе Бол. Голоустного.

Fig. 16. Petrographic composition of the pebbles of the practice area at the interval of the route between the Abuneeva and Solontsova falls.

1 – on a pebble beach near the mouth of Abuneeva Falls, 2-3 – from outcrops of Jurassic conglomerate: 2 – in the Bol. Kotov area (Fig. 14), 3 – on Skriper cliff (Fig. 15); 4 – Manzurian alluvium (N_{2,3}-QE mn) in the Bol.

Спустившись с утеса Скрипер на берег Байкала, можно зарисовать причудливые скалы юрских конгломератов, изучить в глыбах все разновидности конгломератов и на прибрежном галечном пляже обнаружить гальки зеленых и вишневых тонкослоистых песчаников качергатской свиты, коренные породы которых встретятся на нитке маршрута только через несколько километров, которые появились здесь благодаря преобладающему береговому литопереносу материала в юго-западном направлении.

5. Проводятся исследования интересных структурных объектов:

5.1. Деформационные тектонические структуры и криодислокации в кайнозойских пролювиальных отложениях приустьевых частей падей западного берега Байкала, устанавливается и зарисовывается их зональность в поперечных разрезах (рис. 17).

Делювиально-пролювиальные отложения встречаются в долинах и устьевых частях небольших падей и распадков вдоль западного побережья Байкала. Мощность их может достигать 10–20 м. Они легко доступны для изучения в байкальских обрывах на всей территории практики. Как правило, это рыхлые грубослоистые толщи, состоящие в нижних и центральных частях конусов выноса из слабо окатанного пролювиального материала из окружающих пород с примесью перлювия юрских конгломератов, а ближе к коренным склонам долин из грубообломочного и мелкоземистого дресвянистого делювиального материала. Этот пролювиально-делювиальный материал залегает на скальном основании, как это видно на рис. 16, или на более древних озерных (рис. 18 е).

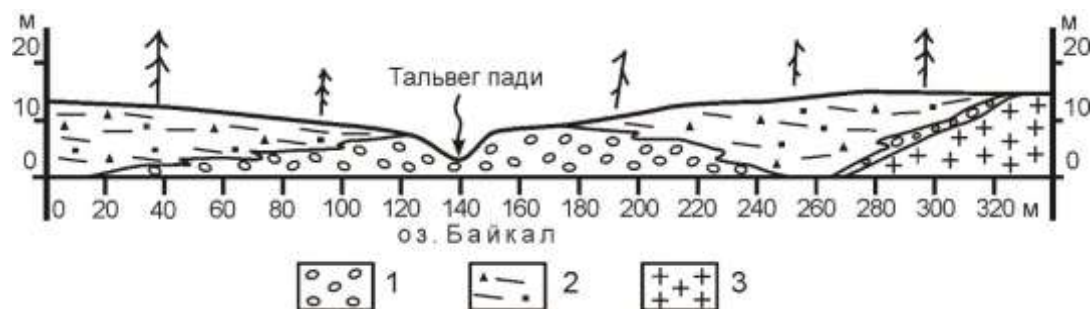


Рис. 17. Строение пролювиальных конусов выноса падей по берегам Байкала (конус выноса пади Солонцова).

1 – полуокатанный и неокатанный псефитовый материал русловой фации; 2 – псаммито-дресвянистый материал делювиально-пролювиальной присклоновой фации; 3 – скальное коренное основание бортов пади.

Fig. 17. Structure of proluvial sedimentation cones along the shores of Lake Baikal (Solontsova Pad sedimentation cone).

1 – semi-rocked and unrocked psephytic material of channel facies; 2 – psammite-dresswort material of dealluvial-proluvial near-slope facies; 3 – rocky bedrock of the sides of the pad.

Рыхлые отложения делювиально-пролювиальной присклоновой фации конусов выноса байкальских падей часто несут признаки криотурбаций (рис. 18 б, в, д), т. е.

несут признаки гляциальных дислокаций в виде разнообразных карманов различного размера от нескольких десятков сантиметров до 10 метров.



Рис. 18. Характер рыхлых отложений пролювиальных конусов выноса.

а – пролювиальные отложения (pQ_p) конуса выноса пади Солонцова; б – хрупкие деформации в рыхлых породах делювиально-нивалных отложений конуса выноса пади Солонцова; в – провал-карман в рыхлых породах делювиально-нивалных отложений конуса выноса пади Солонцова, образовавшийся на месте ледяной вертикальной дайки; г – косая слоистость в рыхлых породах делювиально-нивалных отложений конуса выноса пади Солонцова; д – провал-карман в рыхлых породах делювиально-нивалных отложений конуса выноса пади Солонцова, образовавшийся на месте ледяной вертикальной дайки; е – озерные отложения (галечник) в основании пролювиального конуса выноса пади Мал. Кадыльная.

Fig. 18. Character of loose deposits of proluvial cone outcrops.

а – proluvial sediments (pQ_p) of the Solontsov head cone; б – brittle deformations in loose rocks of dealluvial-nival deposits of the Solontsov head cone; в – dip pocket in loose rocks of dealluvial-nival deposits of the Solontsov head cone, formed on the site of an ice vertical dike; г – oblique foliation in loose rocks of dealluvial-nival deposits of the Solontsov removal cone; д – ditch pocket in loose rocks of dealluvial-nival deposits

of the Solontsov removal cone, formed at the place of the ice vertical dike; e – lake sediments (pebbles) at the base of the proluvial removal cone of the Malaya Kadilova Pad. Kadilnaya.

В маршруте по берегу Байкала между падами Мал. Кадильная и Ушканья в следствие контрастного геологического состава коренных пород долин этих падей было установлено, что все конуса выноса содержат мощные пролювиальные отложения из пород обнажающихся в верховьях этих падей. Эта особенность может быть распространена и на другие пади оз. Байкал. Их происхождение

можно связать с катастрофическими селями от таяния ледников и снежников перед термальным голоценовым максимумом, подобным изученным нами в районе Мунку-Сардыкского массива (Коваленко, 2022). Непосредственно ледниковые формы рельефа изучаются студентами в предгорьцовой части Хамар-Дабана в маршруте по Старокомарскому почтовому тракту (рис. 19-20).

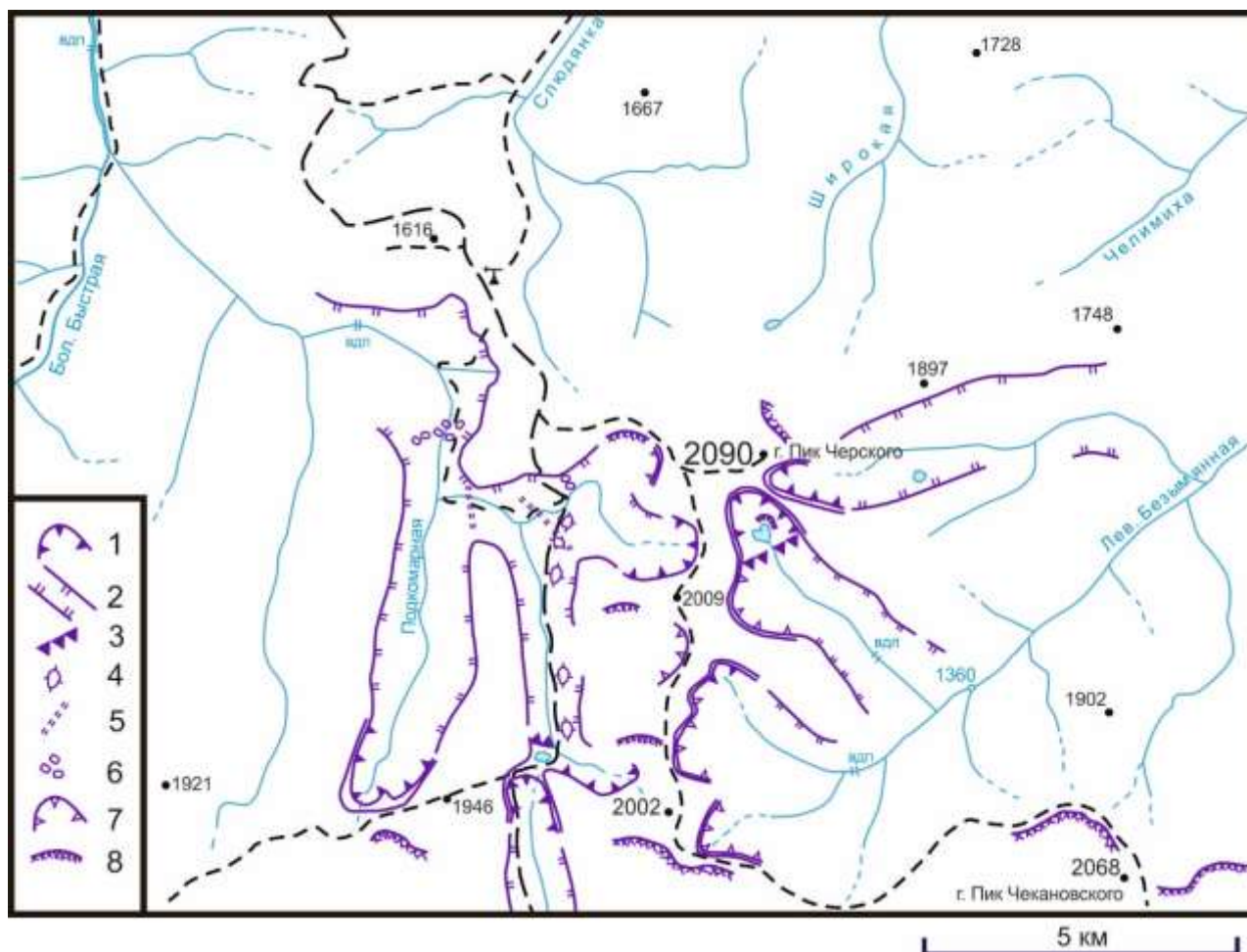


Рис. 19. Некоторые гляциально-нивальные структуры на полигоне практики Хамар-Дабан.

1 – кары, 2– трог, 3 – ригели, 4 – бараньи лбы, 5 – устья висящих долин, 6 – крупно глыбовые морены, 7 – нивальные ниши, 8 – современные снежники.

Fig. 19. Some glacial-nival structures at the Hamar-Daban practice area.

1 – kars, 2 – trogs, 3 – transects, 4 – ram foreheads, 5 – mouths of hanging valleys, 6 – large clastic moraines, 7 – nival niches, 8 – modern snowfields.



Рис. 20. Бараньи лбы предгорьцовой части Хамар-Дабана.

Fig. 20. Lamb's foreheads of the Khamar Daban foothills.

5.2. Изучается структурный контроль Слюдянского лазуритового месторождения (см. п. 2.5, рис. 10-11); низкомагнезиальных мраморов месторождения «Перевал», розовых мраморов. Например, лазуритовая минерализация приурочена к наклонной зоне

разлома мощностью до 2 м, секущей при-контактовую часть гранит-пегматитов, в свою очередь, прорывающих доломитовые мраморы. Описывают и отбирают штуфы лазурита, скаполита (главколита), плагиоклаза, микроклина и др. В региональном плане «Лазуритовая минерализация стратиграфически четко приурочена к одному из горизонтов мощной (более 200 м) пачки мраморов безымянской свиты и прослеживается по простиранию на 3,5–4,0 км» (Геологические памятники... 1993, с. 39).

Месторождение низко-магнезиальных мраморов месторождения «Перевал», сформировалось путем нагнетания низко-магнезиального материала в так называемую Комарскую структуру отслаивания при формировании Скалистой антиклинали (Слюдянский кристаллический... 1981). Месторождения розовых облицовочных мраморов и кальцифиров образуются вблизи магматических гранитоидных интрузий слюдянского комплекса (рис. 21).



Рис. 21. Образование розовых мраморов вблизи гранитогнейсовых интрузий в слюдяном кристаллическом комплексе, мыс Шаманский, оз. Байкал.

Fig. 21. Formation of pink marbles near granitogneiss intrusions in the Mica crystalline complex, Cape Shamansky, Lake Baikal.

5.3. Впервые, в связи с малым уровнем, на берегу Байкала в скальных обнажениях по-

род байкальской серии рифея в кварцевом и полимиктовых песчаниках голоустенской свиты на интервале маршрута практики от турбазы Жемчужина Байкала (падь Ушканья) до пади Семёниха задокументированы и изучены, с детальной отрисовкой: 1) крупный олистолит кварцевых песчаников и более мелкие закатыши доломитов в песчаниково-сланцевом субстрате в предположительно олистостромовом комплексе (рис. 22-23); 2) косяя слоичатость ($S_{\text{кос}}-290\angle 59$ при $S-308\angle 57$), указывающая на трансгрессив-

ный характер движения морских водных масс в сторону Сибирского континента, т. е. на запад; 3) по многочисленным находкам последней в различных частях разреза можно легко определить перевернутое или нормальное залегание слоев; 4) местами по трещинам наблюдаются разводы окислов — кольца Лизеганга; 5) алюмомагниевого или алюмокалиевого квасцы (каменное масло) разнообразной окраски (Что такое... 2023; Лечебные свойства... 2023) и 6) пестрые сланцы.



Рис. 22. Общий вид на олистостромовый разрез голоустенской свиты.

Fig. 22. General view of the olistostromic section of the Holoustene Formation.



Рис. 23. Фрагмент олистостромового разреза голоустенской свиты, белое — кварцевые песчаники с наклонным падением слоистости в склон, рыжее — деформированные доломиты, серые породы на первом плане обнажения — недеформированные доломиты с вертикальной слоистостью.

Fig. 23. Fragment of the Holoustene Formation olistostromic section, white – quartz sandstones with sloping dip layering in the slope, red – deformed dolomites, gray rocks in the foreground of the outcrop – undeformed dolomites with vertical layering.

Хорошим геологически информативным и эстетически прекрасным маршрутом является круговой маршрут (14 км) вверх по пади Семёниха и спуск к Байкалу по пади Ушканья (Падь Семёниха... 2023), где имеется множество прекрасных обнажений голоустенской и улунтуйской свит байкальского рифейского комплекса.

5.4. При помощи геометрического анализа изучают складчатость байкальского рифейского комплекса, мелкую складчатость,

кинк-зоны, кливаж, зеркала скольжения и разломы, жильные магматические комплексы (гранит-пегматиты, пегматиты, кварцевые жилы и др.). В камеральные дни по всем этим структурным элементам восстанавливают древние поля напряжений (рис. 24). По главному кливажу определяют нормальное и опрокинутое крылья складок, местоположение синклиналей и антиклиналей; по косой слоистости, знакам ряби и строматолитам — кровлю и подошву осадочных слоев.

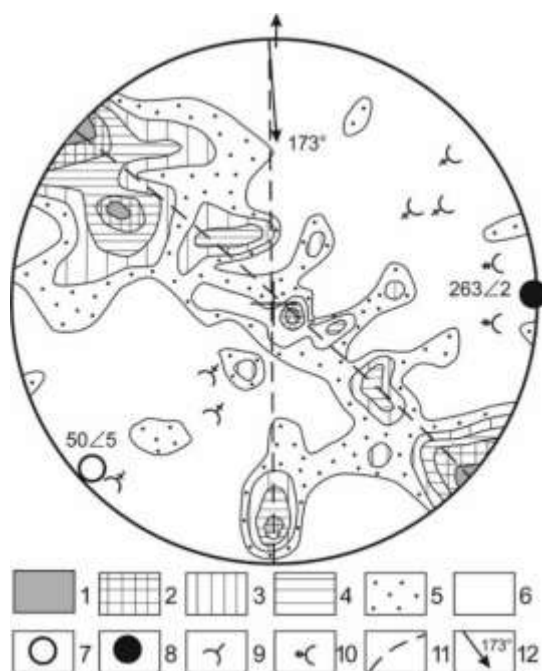


Рис. 24. Геометрический анализ структур байкальского комплекса на стереографической сетке Вульфа. Замеры произведены вдоль берега Байкала на интервале устьев падей Нижняя и Мал. Кадильная.

1–6 – изолинии залегания слоистости по 100 измерениям с концентрацией: 1– более 5 %, 2– 5-4 %, 3– 4-3 %, 4 – 3-2 %, 5– 2-1 %, 6 – менее 1 %; 7 – шарниры главных складок 1-й генерации (синседиментационные); 8– шарниры главных складок 2-й генерации; 9 – шарниры дополнительных складок 1-й генерации; 10 – шарниры дополнительных складок 2-й генерации; 11 – траектории поясов концентрации замеров слоистости.

Fig. 24. Geometrical analysis of the structures of the Baikal complex on the Wolfe stereographic grid. The measurements were made along the Baikal coast in the interval of the mouths of the Nizhnyaya and Mal'kadilnaya falls.

1-6 – isolines of layering occurrence according to 100 measurements with concentrations: 1-over 5 %, 2 – 5-4 %, 3 – 4-3 %, 4 – 3-2 %, 5 – 2-1 %, 6 – less than 1 %; 7 – joints of the main folds of the 1st generation (synsedimentary); 8 – joints of the main folds of the 2nd generation; 9 – joints of additional folds of the 1st generation; 10 – joints of additional folds of the 2nd generation; 11 – concentration trajectories of layering measurements.

В байкальском рифейском комплексе при помощи геометрического анализа удается определить параметры главных складок. При этом выявляется, что складки первой

генерации (F_0) являются синседиментационными и образованы в результате сползания осадочных толщ вниз по континентальному склону в рифейское время. Складки тектонические, как бы второй генерации (F_1) являются складками подворотами формируемыми в связи с движениями по плоскостям надвигов параллельным Ангарскому надвигу. Линия погружения направления движения, определенная по шарнирам складок подворотов, составляет 173° . Время движения — послеюрское. Другие особенности Ангарского надвига в пределах полигонов практики см. в п. 5.6-5.7.

Тектонические, надвиговые деформации произошли примерно через 250 млн лет от синседиментационных (Мазукабзов и др., 2006, с. 233).

Элементы залегания рифейских толщ байкальского трехчленного комплекса вдали от Ангарского надвига (качергатская, улунтуйская и голоустенская свиты) вдоль берега Байкала на интервале между устьями падей Мал. Кадильная и Семениха (Озерки) на сферограмме (рис. 25) образуют тот же северо-западный пояс большого круга, но с несколько иными параметрами: шарнир главных синседиментационных складок имеет аз. погр. 255° , угол погр. 12° , осевая плоскость наклонена под углом 82° на север-северо-запад по аз. 343° . Форма складок та же асимметричная с достаточно пологими (60°) северо-западными крыльями (максимум πS_1) и крутыми (80°) юго-восточными (максимум πS_2).

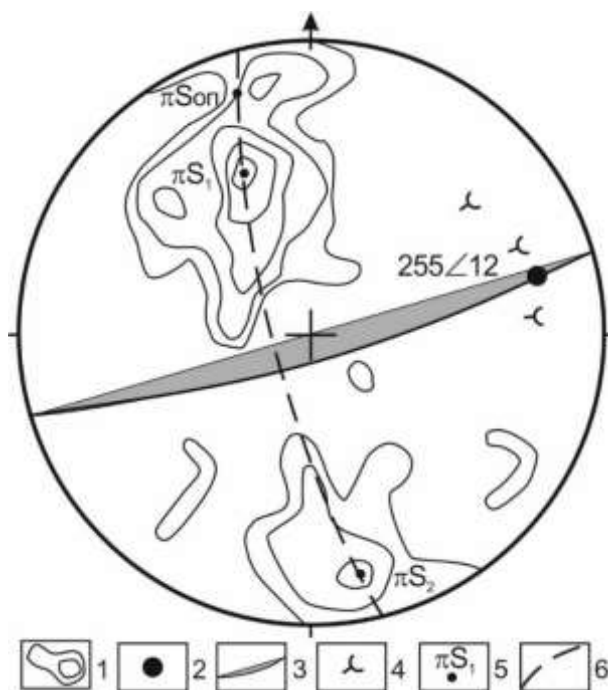


Рис. 25. Геометрический анализ структур байкальского комплекса на стереографической сетке Вульфа. Замеры произведены вдоль берега Байкала на интервале устьев падей Мал. Кадильная и Семениха.

1 – изолинии залегания слоистости по 70 измерениям проведены через 8 %, 6 %, 4 %, 2 % и 1 %; 2 – шарнир главных складок 1-й генерации (синседиментационные); 3 – граммапроекция осевой плоскости главных складок; 4 – шарниры дополнительных складок 1-й генерации; 5 – гномопроекции; 6 – траектория поясов концентрации замеров слоистости.

Fig. 25. Geometrical analysis of the structures of the Baikal complex on the Wolfe stereographic grid. The measurements were made along the Baikal coast in the interval of the mouths of the Mal'kadilnaya and Semenikha gorges.

1 – Isolines of the layering occurrence based on 70 measurements taken at 8 %, 6 %, 4 %, 2 %, and 1 %; 2 – joint of the main folds of the 1st generation (synsedimentary); 3 – graphical projection of the axial plane of the main folds; 4 – joints of additional folds of the 1st generation; 5 – gnomological projections; 6 – trajectory of concentration belts of layering measurements.

5.5. Вблизи пос. Бол. Голоустрое на горе Саган-Хадан изучается уникальное обнажение, где наблюдается контакт фундамента Сибирской платформы с ее осадочным чехлом. Элементы залегания плоскости контакта измеряются и отстраивается линия его выхода в рельефе методом стратоизогипс на топокарте 1:25 000 масштаба. На следующий день результаты геометрических построений заверяются маршрутом по соседней долине пади Тарахаиха.

5.6. В районе пади Варначка вблизи пос. Бол. Коты в рельефе байкальского склона картируется линия выхода Ангарского надвига, т. е. прослеживается линия выхода Ангарского надвига. Элементы залегания

плоскости надвига замерены в коренных выходах на берегу Байкала и отстроена линия его выхода в рельефе методом стратоизогипс по топокарте 1:25 000 масштаба. Вблизи плоскости разлома студентами производится статистический анализ тектонической трещиноватости (рис. 26), по которой по преобладающей серии больших трещин определяется ориентировка предполагаемой плоскости Ангарского надвига ($200 \angle 10$), азимут погружения линии смещения аллохтона ($207 \angle 8$) и поле напряжений ($\sigma_1 - 20 \angle 80$, $\sigma_2 - 117 \angle 03$, $\sigma_3 - 206 \angle 04$) с использованием метода В.Н. Даниловича (Данилович, 1961, 1941).

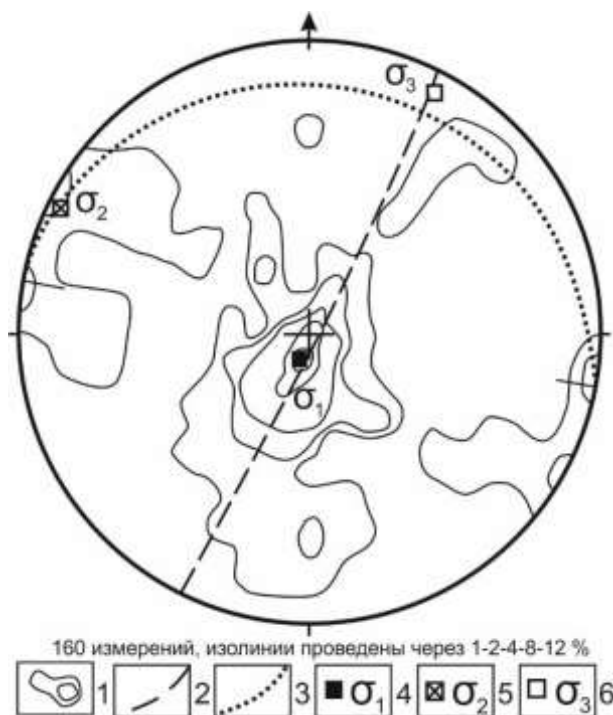


Рис. 26. Анализ тектонической трещиноватости в юрских конгломератах на берегу оз. Байкал в 100 м от устья пади Варначка. Сетка Вульфа.

1 – изолинии; 2 – траектории поясов концентрации замеров; 3 – граммапроекция предполагаемой плоскости Ангарского надвига; 4–6 – положение осей главных нормальных напряжений: 4 – растяжения; 5 – средней; 6 – сжатия.

Fig. 19. Analysis of tectonic fracturing in Jurassic conglomerates on the shore of Lake Baikal, 100 m from the mouth of Varnachka Pad. Wolfe grid.

1 – isolines; 2 – trajectories of measuring concentration belts; 3 – graph-projection of presumed plane of Angarsk thrust; 4-6 – positions of the axes of main normal stresses: 4 – tension; 5 – medium; 6 – compression.

При наличии времени вышеописанные исследования можно провести и в других не менее удобных для изучения местах выхода Ангарского надвига, например, на скальном

хребтике водораздела рр. Бол. и Мал. Коты вблизи поселка и на левом склоне пади Жилище.

5.7. В нескольких местах по ходу маршрутов студенты производят статистические замеры тектонической трещиноватости. Например, при анализе массового замера трещин в приустьевой части р. Черной на берегу Байкала (рис. 27) выявляется шесть серий (максимумов) трещин: I и II — главные трещины скалывания с многочисленными признаками тектонических подвижек; III, IV, V и VI — второстепенные, среди которых могут быть выделены и трещины отрыва в III и V максимумах. Трещины IV, V и частично II максимумов объединяются в пояс большого круга, по которому с учетом кинематических характеристик трещин и жильного комплекса (кварц-полевошпатовые пегматиты, жилы гранитов) восстанавливается раннепротерозойское поле напряжений, определяющее условия формирования субдукционного раннепротерозойского магматического комплекса порфиридных гранитов. Ось сжатия σ_3 имеет ориентировку $198 \angle 14$, ось растяжения $\sigma_1 = 292 \angle 14$, средняя ось $\sigma_2 = 67 \angle 43$.



Рис. 27. Анализ тектонической трещиноватости в порфиридных гранитах приморского комплекса раннепротерозойского возраста в устье р. Черной. Сетка Вульфа.

1 – изолинии; 2 – траектории поясов концентрации замеров; 3 – номера максимумов; 4–6 – положение осей главных нормальных напряжений: 4 – растяжения; 5 – средней; 6 – сжатия.

Fig. 27. Analysis of tectonic fracturing in porphyritic granites of the Littoral Complex of Early Proterozoic age at the mouth of the Chernaya River. Wolfe grid.

1 – isolines; 2 – trajectories of measuring concentration belts; 3 – numbers of maximums; 4-6 – position of axes of main normal stresses: 4 – tension; 5 – average; 6 – compression.

Восстановление поля напряжений по главным трещинам скалывания первого и второго максимумов с явными признаками тектонических подвижек (зеркала скольжения, милониты, сдвиги маркеров и т. п.) по методу М.В. Гзовского (Гзовский, 1975) дает нам следующие ориентировки главных нормальных осей напряжения: ось сжатия $\sigma_3 = 157 \angle 05$, ось растяжения $\sigma_1 = 55 \angle 44$, средняя ось $\sigma_2 = 250 \angle 38$ (рис. 28). Такое поле напряжений отвечает тектонической обстановке горизонтального сжатия в краевых частях Байкальского свода с формированием аркогенных Ангарских надвигов (см. диаграмму рис. 25).

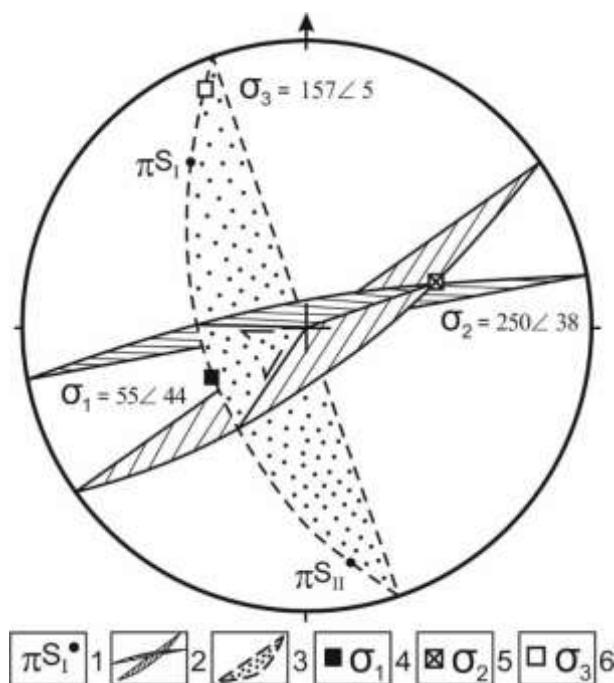


Рис. 28. Ориентировка осей напряжения, определенная по двум сериям трещин скалывания I и II (см. рис. 27). Сетка Вульфа.

1 – полюса (гномопроекции); 2 – проекции сечений плоскостей главных серий трещин скалывания с верхней полусферы на плоскость диаграммы (граммапроекции или дуги больших кругов сетки); 3 – своеобразная динамическая плоскость, в которой расположены гномопроекции

главных сопряженных трещин скалывания, оси сжатия и растяжения, ей перпендикулярна средняя ось; 4–6 – положение осей главных нормальных напряжений: 4 – растяжения; 5 – средней; 6 – сжатия.

Fig. 28. Orientation of the stress axes determined by two series of shear cracks I and II (see Fig. 27). Wolfe grid.

1 – poles (gnomoprojections); 2 – projections of the planes of the main series of shear cracks from the upper hemisphere to the diagram plane (gnomoprojections or arcs of large circles of the grid); 3 – a kind of dynamic plane, in which gnomoprojections of main conjugate shear cracks, compression and tension axes are located, the middle axis is perpen-

dicular to it; 4-6 – position of axes of main normal stresses: 4 – tension; 5 – average; 6 – compression.

5.8. Изучена трещиноватость знаменитых скальников Олхинского плоскогорья (рис. 29), установлены их структурная природная обусловленность, а не дело рук человеческих (мегалиты). Хорошие высокие скальники располагаются только в пределах центральной части гранитного массива. Если бы это были мегалиты, то их могли бы строить и в пределах других широко распространенных в районе пород (юрских песчаников, кембрийских известняков, архейских гранитогнейсов и др.), а этого, как известно, нет.



Рис. 29. Скальник Идол — один из самых красивых скальников Олхинского плоскогорья.

Fig. 29. Idol Cliff is one of the most beautiful cliffs of the Olkha Plateau.

Структура «мегалитовой кладки» закладывалась на большой глубине более 3–5 км во время остывания и кристаллизации гра-

нитной магмы около 1600 млн тому назад и более 99 % времени своего существования медленно поднималась к поверхности в

устойчивых платформенных условиях при следующих геодинамических параметрах: при всестороннем сжатии в центральной апикальной части массива ось сжатия была ориентирована вертикально, а две другие (ось растяжения и средняя) располагались в горизонтальной плоскости или плоскости параллельной поверхности Земли.

В результате постепенного воздымания территории Олхинского плоскогорья, вследствие образования Байкальского свода в неоген-четвертичное время и денудации перекрывающих граниты пород, граниты оказались на дневной поверхности в совершенно иных геодинамических условиях не всеобщего сжатия, а всеобщего растяжения. А

так как граниты обладали петрофизической напряженной внутренней неоднородностью, то они стали расширяться и разбиваться трещинами отрыва, согласно этой неоднородности. Как показал статистический анализ трещин, наиболее длинные и частые трещины отрыва образовались перпендикулярно наибольшим внутренним напряжениям, существовавшим в породах, вертикального и горизонтального направления (рис. 30, максимумы πS_1 и πS_2). Диагонально к ним была сформирована серия наклонных трещин скалывания с признаками тектонических подвижек (πS_3).

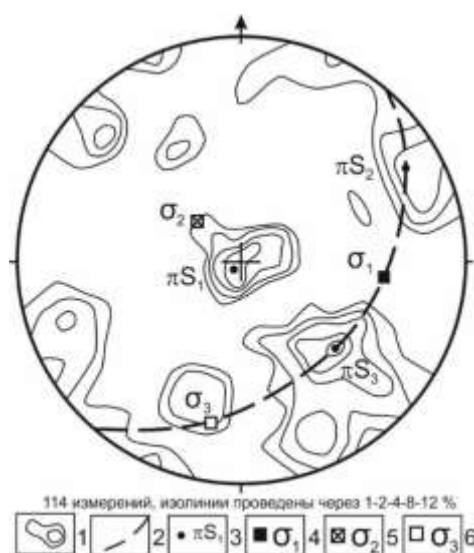


Рис. 30. Анализ тектонической трещиноватости в раннепротерозойских гранитах саянского комплекса скальника Витязь.

1 – изолинии; 2 – траектории поясов концентрации замеров; 3 – гномопроекции и номера главных максимумов; 4–6 – положение осей главных нормальных напряжений: 4 – растяжения; 5 – средней; 6 – сжатия.

Fig. 30. Analysis of tectonic fracturing in the Early Proterozoic granites of the Sayan complex of the Vityaz cliff face.

1 – isolines; 2 – trajectories of measuring concentration belts; 3 – gnomoprojections and numbers of main maximums; 4-6 – position of axes of main normal stresses: 4 – tension; 5 – medium; 6 – compression.

Строгая горизонтальность и преобладающая развитость горизонтальных трещин обусловила возможность сохранения отдельных глыб гранита в виде обелисков или скальников. Наличие вертикальных трещин отрыва также весьма способствовало образованию высоких скальных останцов и формированию отрогов хребтов вдоль этих трещин (рис. 31). Вертикальные серии трещин взаимно ортогональны, что также в какой-то мере могли обеспечить устойчивость фор-

мируемых скальников при денудации. Отсюда следует два вывода. Первый, территории распространения высоких скальников, похожих на мегалиты, являются районами с отсутствием тектонических напряжений и деформаций, здесь проявляются только денудационные процессы. Второй, трещины имеют природное происхождение и ни о каких «мегалитах», по крайней мере на Олхинском плоскогорье, не может быть речи.

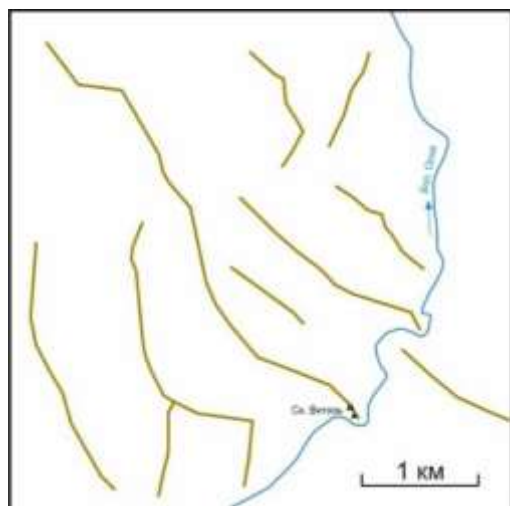


Рис. 31. Простираие горных отрогов в пределах гранитного массива совпадает с ориентировкой вертикальных трещин отрыва πS_2 (см. рис. 29).

Fig. 31. Extension of the mountain spurs within the granite massif coincides with the orientation of vertical fractures of the tear-off πS_2 (see Fig. 29).

6. По ходу практики студенты знакомятся с различными месторождениями полезных ископаемых, добываемых в настоящее время и в недалёком прошлом. Это, прежде всего, многочисленные месторождения карбонатного сырья: Перевал в Слюдянке, в падах Западного побережья Байкала — Бол. и Мал. Кадильная, Безымянная, Ушканья, Озерко, Бол. Черемшанная, по долине р. Олха (Казачья Гора, Варкуны); многочисленные месторождения в окрестностях Слюдянки: флогопит, розовый мрамор, волластонит, апатит, диопсид, лазурит, лунный камень, амазонит и др.; месторождение облицовочных гранитов Олхинское; Ханчинское месторождение углисто-глинистых сланцев, сырья для производства керамзита – легкого наполнителя бетона и др.

7. После практики студенты обычно дарят кафедре динамической геологии ИГУ для занятий по палеонтологии найденные красивые образцы строматолитов улунтуйской свиты, гравелитовых микрофитолитов в контакте с известняками, брекчиевидные водорослевые известняки, которые в морских бассейнах залегают, как правило, вблизи строматолитовых построек или в их основании.

8. Собранный на практике в маршрутах материал, как правило, дополнительно обрабатывается в начале нового учебного года и

делаются научные сообщения-доклады на студенческой и других конференциях. Предполагаемые темы сообщений:

8.1. Олистоstroma байкальской серии рифея западного берега Байкала.

8.2. Голубая сапфировая шпинель месторождения низкомагнезиальных мраморов «Перевал».

8.3. Флюорит галечных пляжей Байкала — «Байкальские изумруды».

8.4. Ангарский надвиг в обнажениях западного берега оз. Байкал (пади Жилище, Бол. и Мал Коты, Варначка, Нижняя, мыс Соболева).

8.5. Генетические типы отложений конусов выноса падей западного берега оз. Байкал на интервале пос. Листвянка – Бол. Голоустное.

8.6. Анализ углеводородных проявлений западного берега Байкала между поселками Бол. Коты и Бол. Голоустное.

Литература

Власов К. Структуры Лизеганга в осадочных породах // сайт Элементы. Картинка дня. Геохимия [Электронный ресурс] https://elementy.ru/kartinka_dnya/1421/Struktury_Lizeganga_v_osadochnykh_porodakh/ (дата обращения 23.06.2023).

Геологические памятники Байкала / сост. Г.В. Рязанов.– Новосибирск : ВО Наука, Сибирская издательская фирма, 1993.– 160 с.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости связанной с разрывными смещениями : метод. руководство.– Иркутск, 1961.– 47 с. (Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 2 (XXIX))

Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины прибайкальской юры.– Иркутск: Иркутское областное издательство, 1941.– 89 с. (Тр. Вост.-Сиб. Геологического Управления, вып. 29)

Иркутская область. Общегеографическая карта.– Иркутск : ФГУП «Вост. Сиб. аэрогеодезическое предприятие, 2012.– 1 л.

Коваленко С.Н. Учебная полевая практика по геологической съемке на Байкале : учеб. пособие.– Иркутск : Изд-во ИГУ, 2016.–183 с.

Коваленко С.Н., Гергенов И.И. К вопросу об источниках рыхлого материала, причин и мест зарождения катастрофических селей в районе горного массива Мунку-Сардык // Геология и

окружающая среда.— 2022.— Т. 2, № 3.— С. 120–132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Кокунин М.В. Геология драгоценных и цветных камней Восточной Сибири : учеб. пособие.— Иркутск : Изд-во ИГУ, 2009.—331 с.

Лечебные свойства и применение каменного масла // сайт Медицинские справочники и статьи о здоровье. Лечимся сами [Электронный ресурс] <https://medical-db.net/lechimsya-sami/lechebnye-svoystva-i-primenenie-kamennogo-masla/> (дата обращения 23.06.2023)

Мазукабзов А.М. Дислокации в позднерифейском комплексе Западного Прибайкалья — отражение каледонских коллизионных событий (юг Сибирского кратона) / А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4.— Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006.— В 2-х томах.— Т. 1.— С. 232–236.

Мац В.Д. К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой / Ш. Фуджии, К. Машико, Л.З. Гранина, Э.Ю. Осипов, И.М. Ефимова, А.В. Климанский // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 142–154.

Падь Семёниха – оз. Сухое – падь Ушканья – падь Семениха // сайт Экотуризм в России — путешествия по особо охраняемым территориям. Маршруты [Электронный ресурс] <https://naturerussia.travel/routes/pad-semyenikha-ozero-sukhoe-pad-ushkanya-pad-semyenikha/> (дата обращения 23.05.2023)

Ружич В.В., Рязанов Г.В. О зеркалах скольжения и механизме их образования // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1977.— С. 105–108.

Слюдянский кристаллический комплекс / Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, Е.Н. Вишняков, Е.А. Некрасова.— Новосибирск: Наука, 1981.— 197 с.

Что такое каменное масло // сайт Открытая база [Электронный ресурс] <https://openbase.online/chto-takoe-kamennoe-maslo/> (дата обращения 23.05.2023)

References

Vlasov K. Lisegang structures in sedimentary rocks // Elements. Picture of the day. Geochemistry [Electronic resource] https://elementy.ru/kartinka_dnya/1421/Struktury_L

izeganga_v_osadochnykh_porodakh/ (accessed 23.06.2023).

Geological monuments of Baikal / comp. Novosibirsk : Nauka, Siberian Publishing Company, 1993. – 160 p.

Danilovich V.N. Method of belts in study of fracturing connected with displacements : a methodical guide. (Materials of geology and minerals of the Irkutsk region. Vol. 2 (XXIX))

Danilovitch V.N. The Tectonic south-eastern extremity of the Baikal region.— Irkutsk: Irkutsk Regional Publishing House, 1941.— 89 p. (Translations of East-Siberian Geological office, issue 29)

Irkutsk region. General geographical map.- Irkutsk : FGUP "Vost. Sib. aerogeodetic enterprise, 2012.

Kovalenko S.N. Educational field practice of geological survey in Baikal : textbook.- Irkutsk : Publishing house of the Irkutsk State University, 2016. – 183 p.

Kovalenko S.N. Educational field practice of geological survey in the Baikal : textbook.- Irkutsk : publishing house of the Irkutsk State University, 2016. – 183 p.

Kovalenko S.N., Gergenov I.I. On the sources of friable material, causes and places of origin of catastrophic mudflows in the Munku-Sardyk mountain range // Geology and Environment.- 2022.- Volume 2, № 3. – P. 120-132. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.120

Kokunin M.V. Geology of Precious and Non-ferrous Stones of Eastern Siberia: Textbook, – Irkutsk: Publishing house of IPU, 2009. – 331 p.

Therapeutic properties and use of stone oil // site Medical directories and articles on health. Treating ourselves [Electronic resource] <https://medical-db.net/lechimsya-sami/lechebnye-svoystva-i-primenenie-kamennogo-masla/> (accessed 23.06.2023)

Mazukabzov A.M. Dislocations in Late Triassic complex of West Pribaikalia – reflection of Caledonian collisional events (Southern Siberian Craton) / А.М. Mazukabzov, А.М. Stanovich, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya // Geodynamic evolution of lithosphere of Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Proceedings of the meeting. Vol. 4. – Irkutsk: Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2006. – In two volumes, Volume 1. – P. 232-236.

Matz V.D. To paleohydrology of the Baikal in connection with the neotectonics / S.Fujii, K.Mashiko, L.Z. Granina, E.Yu.

Semenikha Pad – Sukhoie Lake – Ushkaniya Pad – Semenikha Pad // Site Ecotourism in Russia – travels in specially protected areas. Routes [Electronic resource] <https://naturerussia.travel/routes/pad-semyenikha-ozero-sukhoe-pad-ushkaniya-pad-semyenikha/> (accessed 23.05.2023)

Ruzhich V.V., Ryazanov G.V. On slip mirrors and the mechanism of their formation // Mechanisms of formation of tectonic structures of Eastern Siberia – Novosibirsk: Nauka, 1977.

Slyudyansky crystalline complex / E.P. Vasiliev, L.Z. Reznitsky, V.N. Vishnyakov, E.A. Nekrasova. – Novosibirsk: Nauka, 1981. – 197 p.

What is stone oil // site Open Base [Electronic resource] <https://openbase.online/chto-takoe-kamennoe-maslo/> (accessed 23.05.2023)

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,
email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Department of Dynamic Geology,
tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Декабрёв Илья Константинович,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова 128,
Институт земной коры, СО РАН,
ведущий инженер,
тел.: (642) 77-46-21,
email: ilyadekabrev@gmail.com.

Dekabryov Ilya Konstantinovich,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
tel.: (642) 77-46-21,
email: ilyadekabrev@gmail.com.

Юрьев Антон Александрович,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова 128,
Институт земной коры, СО РАН,
ведущий инженер,
тел.: (148) 78-20-97,
email: zuzua2016@gmail.com.

Yuriev Anton Alexandrovich,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,
tel.: (148) 78-20-97,
email: zuzua2016@gmail.com.

Богданова Ирина Анатольевна,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет, геологический факультет,
старший преподаватель,
email: irinairk@gmail.com.

Bogdanova Irina Anatolievna,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Senior Lecturer,
email: irinairk@gmail.com.

Экспедиции

УДК 910.2(079.3)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.165>

Экспедиция клуба Портулан в район г. Мунку-Сардык в 2020 году

С.Н. Коваленко¹, А.Д. Китов², Е.Н. Иванов²¹*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*²*Институт географии им. В.Б. Сочавы, СО РАН, г. Иркутск, Россия*

Аннотация. Подводятся итоги летней экспедиции 2020 года студенческо-преподавательского клуба «Портулан» совместно с сотрудниками Института географии СО РАН в район горы Мунку-Сардык, в рамках которых были проведены полевые научные исследования нивально-гляциальных образований, речных и присклоновых наледей, склоновых форм рельефа и процессов их формирующих по долинам рек Белый Иркут, Буговек, Мугувек: режимные обследования высокогорных наледей, а также традиционно проводился мониторинг погоды, изучение каменного потока «Активный».

Ключевые слова: хребет Мунку-Сардык, наледи, нивально-гляциальные образования, научно-исследовательские работы студентов, режимные наблюдения за наледями, погода.

Portulan Club Expedition to the Munku-Sardyk Region in 2020

S.N. Kovalenko¹, A.D. Kitov², E.N. Ivanov²¹*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*²*Sochava Institute of Geography, CO RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract. The results of the summer expedition 2020 of the student teaching club "Portulan" together with the staff of the Institute of Geography of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences to the Munku-Sardyk mountain area, where the field research of nival-glacial formations, river and slope auefis, slope forms of relief and processes of their formation in the valleys of the Bely Irkut, Bugovek and Muguvek rivers were carried out, are summarized: regime surveys of high altitude auefis, as well as traditional weather monitoring and study of the rock stream "Active".

Keywords: Munku-Sardyk Ridge, auefis, nival-glacial formations, students' research work, regime observations of auefis, weather monitoring.

В 2020 г. к горе Мунку-Сардык было предпринято две летние экспедиции при участии членов клуба Портулан, совместно с сотрудниками Института географии СО РАН: восемнадцатая с 25 по 28 июня и девятнадцатая с 23 июля по 3 августа 2020 г. Первая экспедиция была описана в томе 2, № 2 данного электронного журнала (Китов и др., 2022), а здесь будет описана вторая летняя экспедиция. Подробное описание обеих экспедиций можно посмотреть на сайте

Munku-Sardyk.ru (18-я летняя... 2022; 19-я летняя... 2022).

23.07.2020 г., день заезда и захода на базовый лагерь Портулан

В экспедиции участвовало пять человек: Александр Китов, Егор Иванов, Влад Белосусов, Артем и Сергей Коваленко. Расклад продуктов делал А. Китов, закупали их в половинном сокращении объемов Егор и Сергей с Артемом.

Сбор в Институте географии СО РАН назначили в 8⁰⁰, выезд сразу, когда все соберутся, что длилось довольно долго из-за задержки в пробке или где-то в недрах института бывшего аспиранта, а ныне инженера Влада.

В итоге выехали в 8⁴⁰ на автомобиле УАЗ Буханка 2.7 МТ Комби 5 мест с обеспечением безопасности ЭРА-ГЛОНАСС (https://www.drom.ru/catalog/lcv/uaz/buhanka/g_1965_2302/ и технические характеристики:

<https://www.drom.ru/catalog/lcv/uaz/buhanka/235725/>) новая еще необъезженная с закрытым глухой железной стенкой багажником и довольно неудобными маленькими сиденьями в пассажирском салоне.

По дороге регистрировались в МЧС в Кырене, в Мондах прошли пограничный контроль и уже в 13⁰⁰ разгрузились под небольшим дождичком на Буговеке.

После разгрузки пришлось пол часа прятаться от небольшого дождичка под отремонтированным мостом, наблюдая все ошибки, допущенные ремонтниками: сливные желоба сбрасывают воду не там где предусмотрено, опасность подмыва опор моста талыми наледными водами не устранена...

Шли традиционно тяжело. Вес западных рюкзаков, как всегда, для некоторых участников был вблизи критических значений: Влада — 31, Егора — 25, Сергея — 24, Артема — 22.5, Александра — 29.3 кг. Кроме того, каждый, кроме нас с Артемом, в связи с самоизоляцией несет для себя личную палатку, а у Саши к тому же сломано ребро и тяжелый для него рюкзак, в котором он как обычно несет «воду» (бананы, овощи с огорода, конфеты и пр.) и тяжелое оборудование. Но так или иначе мы все же в 15⁴⁵ вышли с Буговека-1 и в 19²⁰ пришли на базовый лагерь Портулан, а в 20⁰⁰ уже поставили палатки и разожгли костер. Бел. Иркут в этом году, как и в прошлом, преодолели по мосту, сооруженному еще в июне ребятами из Центра по охране и изучению снежного барса из Иркутского государственного аграрного университета имени А.А. Ежевского.

Мост добротный, но всего из двух бревнышек, скрепленных веревкой так, что идти по нему страшно. Вода в реке небольшая, прозрачная, чуть ниже моста можно легко перейти реку вброд.

По ходу маршрута № 1 сделали первые научные наблюдения. Наледь Усть-Буговекская под мостом маленькая 0.1–0.3 м мощностью и размером 5x10 м (рис. 1).



Рис. 1. Остатки Усть-Буговекской наледи, 23.07.2020 г. (ф. А. Китова 2268).

Fig. 1. Remains of the Ust-Bugovek aufeis, 23.07.2020 (ph. A. Kitova 2268).

Вдоль правого берега поймы Буговека чуть выше моста в этом году тоже нет остатков наледи. Ремонт моста подходит к концу, его покрасили, закрасив наши метки на опорах моста, которые, правда уже не нужны в связи с искусственным изменением строителями профиля поймы реки под мостом. Будем весной 2021 г. делать новые. Насыпанный и выровненный бульдозером грунт до самого верха фундаментов опор, наледные талые воды в этом году размывли, как мы и предполагали еще в 2019 г. (17-я летняя... 2022), с левого берега, создав глубокую промоину (до 3 м), грозящую опять разрушить здесь защиту моста.

Нет остатков льда ни на одной обследованной нами в этом маршруте наледей. Небольшие боковые наледи наблюдаются только вверху руч. Ледяного в левом его притоке, и внизу пятнами лежат остатки льда перекрытые рыхлым наледным аллювием с окружающих черных сланцевых скал.

Живая Белоиркутская осыпь ровная, однородная, без наледи и существенных промоин.

Маршрут к леднику Перетолчина

Собрались и вышли с базового лагеря Портулан в 9²⁰. В этом году пойма реки покрыта довольно заметным (более 0.3–0.7 м) равномерно распределенным по площади слоем наледных отложений, в связи с этим она приобрела выровненный характер и по ней стало удобно ходить. В 10⁴⁵ были на лагере Дом-2. Взяли при помощи миниметеостанции Geos-11 метеосрок. Далее по х. м. сфотографировали с фТ № 7 отсутствие льда на месте Бол. Мугувекской наледи, остатки льда наледи Эльмиркиной на правом склоне каньона Мугувекского.

В 12⁰⁰ были на месте отдыха с первым видом с тропы на Мунку-Сардык (5 км). Далее по тропе вначале в кар п/л Лугового, затем на ригель п/ Пристенного (поднялись в 12⁵⁰), где на привале опять любовались и фотографировали геоморфологические структуры и великолепные виды гор, снежники и склоновые конуса выноса кара п/л Пристенного. В 13⁰⁵ двинулись по тропе в гору к оз. Эхой, которого достигли в 13³⁰ и в тени огромного камня установили миниметеостанцию Geos 11, для автоматического

взятия метеосроков в 14⁰⁰ и 17⁰⁰.

В 14⁰⁰ начали подъем по тропе Дроздовой к леднику Перетолчина. По ходу маршрута отмечали падения камней на леднике (Коваленко, Акулова, 2022), сфотографировали открытую, тающую, часть ледника последовательно с фТ № 1, 2 3, рывтины, иногда со снежниками на современной осыпной морене, перекрывающей погребенный лед основного тела ледника-глетчера. В 16⁰⁰ сняли показания с минимального термометра Перетолчина за зиму 2019-2020 гг.: –33.3 °С, срочная температура составила 12.8 °С (рис. 2).



Рис. 2. Показания минимального термометра Перетолчина за зиму 2019–2020 гг.

Fig. 2. Readings of the Peretolchin minimum thermometer for the winter of 2019–2020.

На спуске от минимального термометра по трассе весенних восхождений туристов на Мунку-Сардык (руч. Заозерный) с фТ № 6 сфотографировали снежник Большой и ровно в 18⁰⁰ были на оз. Эхой. Забрали автоматическую миниметеостанцию и в 18²⁰ начали спуск от места установки в 2013 г. автоматической метеостанции № 3 к ригелю кара п/л Пристенного.

На спуске в кар п/л Лугового зафиксировали все 20 экз. Соссюреи Дорогостайского, некоторые из которых в этом году, вероятно из-за сухой погоды, были в несколько угнетенном состоянии (мелкие, с пожухлыми, как бы уже осенними листьями, и с уже спелыми семенами) или только-только начавшиеся пробиваться из почвы молодыми побегами.

На лагере Дом-2 были в 19⁴⁵. Сняли метеоданные (Geos-11), зафиксировали стоянку шестерых туристов-иркутян, идущих на Мунку-Сардык и в 20¹⁰ пошли дальше. Как только отошли от лагеря, увидели громадного кабана, пересекающего нашу тропу, а еще

через несколько сотен метров — большого зайца. В пойме Бел. Иркутка сфотографировали разрез наледных отложений в обрыве наледной террасы в районе Стрелки (см. рис. 3), чуть выше террасы наледи Таборной. И уже в конце маршрута вблизи лагеря Портулан взяли при помощи спутникового навигатора координаты нового устья Муговека, в этом году переместившегося ещё на 100 м ниже своего прошлогоднего положения.

На лагерь пришли уже в гражданских сумерках (21²⁵), разожгли костер, принесли с реки воды и сразу начали готовить прежде всего кисель для ребят, которые скорее всего придут уже в навигационных сумерках или даже астрономических, т. к. ушли довольно поздно.

Ребята пришли в 22⁴⁰ и устали так, что отказались от ужина. Они выполнили свою работу на все 100 %. На вершине, как и два года назад (2018 г.), опять встретили группу монгольских туристов, среди которых были довольно популярные личности. Обменялись «заразами» и вирусами. Они «наградил» наших ребят бубонной чумой, свирепствовавшей в этом году в Монголии, мы их — коронавирусом.

26.07.2020 г., камеральный день

Сегодня с утра идет дождь, вынудивший нас организовать внеплановый камеральный день, лежим в палатках и записываем маршрутные наблюдения вчерашнего дня.

В этом году в районе Стрелки по Мугувеку от географического устья вверх по течению до нижнего входа его в каньон в пойме хорошо проявлен площадной аллювиально-наледный седиментационный процесс накопления осадков мощностью местами до 1–1.5 м. Кроме площадного характера наледного аллювия, равномерно застилающего пойму, наблюдается и его аккумуляция в виде куч высотой более 1.5–2.0 м с диаметром у основания до 5 м; гряд, простирающихся как вдоль долины, так и поперёк размером по ширине до 5–10 м и длиной до 50–100 м.

Наряду с аккумуляционными процессами наблюдаются и эрозионные промоины, по времени часто протекавшие чуть раньше площадных аккумуляционных, т. к. последние охватывают и промоины. Эрозионные процессы размывают наледные и речные террасы (рис. 3).



Рис. 3. Обрыв наледной террасы (ф. 400–402).

Fig. 3. Cliff of the aufeis terrace (ph. 400-402).

Глубина промоин (без речной воды) составляет 2–3 м, длина разная и достигает в некоторых случаях 200 и более метров, ши-

рина при этом составляет 5–10 м. Эти наледные промоины и гряды создают условия для почти ежегодной смены русла неко-

торых главных водотоков рек летом. Как это произошло после весеннего паводка в этом году, когда устье Мугувека вновь переместилось еще на 90–100 м ниже по течению по сравнению с прошлым годом, т. е. так, как это часто наблюдалось и в другие годы. Изменились и традиционные или многолетние русловые направления течения основной массы воды. Они стали как бы глубже в некоторых местах и начали бифургировать в других, т. к. основной поток Мугувека ранее тек только вдоль правого берега поймы, а сейчас дает несколько ответвлений: в географическом устье, сразу после Фестивального острова по своему старому руслу 2019 года, когда Мугубек впадал в Бел. Иркут напротив устья руч. Эльфов.

Местами на наледной поляне Усть-Мугувекской наледи сохранился погребенный под наледными отложениями полосатый лед видимой мощностью 1.5–2.0 м. Наледный аллювий представлен рыхлой песчано-щебнисто-среднеглыбовой породой с весьма неустойчивыми склонами. Обломки чаще всего из местных пород и плохо окатанные.

Из-под пролювиального конуса выноса портулановской поляны вблизи лагеря вытекают на наледную поляну (террасу) Бел. Иркут четыре ключа, которые выносят мелкозем в виде песка и щебня. Средний из них, бьющий из-под большого камня, функционирует по нашим наблюдениям уже несколько последних лет.

В эти дни на небе должна быть видна комета NEOWISE (Запятая) чуть левее ковша Бол. Медведицы, но увидеть нам ее не судьба — все ночи пока пасмурные. Очень жаль, т. к. следующий ее визит в нашу Солнечную систему произойдет только через 6500 лет.

27.07.2020 г., переход на лагерь Геологический (2.5 км)

Встреченные сегодня утром туристы из Иркутска ушли к кафе. Мы рассказали им про нашу тропу, чему они несказанно обрадовались, т. к. набродились досыта по Бел. Иркуту, когда шли сюда.

В переход собрались и вышли только в 12³⁰, в 14⁴⁵ пришли на лагерь, в 15¹⁵ поставили палатки, натянули тент, заготовили

дрова, натаскали хвороста из лиственничных веток.

Шли по водораздельному хребтику между Мугувеком и Бел. Иркутом. По х. м. был сфотографирован под наледным аллювием полосатый погребенный лед наледи Усть-Мугувекской, а также остатки льда по правому борту Мугувекского каньона. Как только поднялись к пер. Ровному, налетела туча с градом и нам пришлось несколько минут прятаться под кронами вековых кедров.

С перевала шли по нижней тропе через маленькое озерко, к которому мы обычно выходим, если поднимаемся снизу от брода через Бел. Иркут. За 300 м до лагеря опять налетела черная туча и нам пришлось укрываться под полиэтиленовыми накидками, чтобы дойти до лагеря относительно сухими, где при очередной угрозе дождя и шквальном ветре ставить палатки и натягивать тент над костром. Артем нашел в 100 м от лагеря хорошую сушину и они вдвоем с Владом заготовили приличные дрова, обеспечив нас топливом на все время проживания на этом лагере.

После ужина неожиданно налетела очередная туча с дождем. Тучка набежала с ЮВ (со стороны Хубсугула) с небольшим ветром. В предыдущие годы такие черные тучи с юга сопровождались сильным ветром и хорошим ливнем. Сейчас ливень вероятно, прошел стороной по левому борту долины.

Пострадать должен был один только Влад, который сразу после ужина, ушел звонить домой на склон пика Обзорный. Вот его то дождевая туча видимо и намочила. Мы же лишь вдоволь полюбовались слепым дождичком под лучами заходящего за вышеупомянутую гору солнца, светившего словно мощный прожектор и делавшим дождевые тучи полосатыми, состоящими из белых ярких полос солнечных лучей и резко контрастных к ним черных полос туч.

После ливня нам открылась новая красота дикого горного ландшафта: яркое синее небо, яркая прекрасная радуга-дуга как две капли похожая на радуги, которые мы здесь наблюдали в 2018 и 2019 гг. примерно в это же время при похожей погоде; вдали все та же черная туча и ярко-зеленые горные луга на склонах гор, освещенные солнцем, вблизи

же лагеря — темно-зеленый хвойный ска-
зочный лес из столетних кедров и листвен-
ниц...

Влад пришел в 21³⁰, сильно не промок,
т. к. в горах не было хорошего дождя, кото-
рый, как ему было видно, весь улетел к нам
в долину. Из телефонного разговора он
узнал, что карантин в городе продлили до 1
августа, после чего все работники старше 65
лет должны будут явиться на свои рабочие
места. Но нас это не касается, т. к. у нас ко-
мандировка до 3 августа.

28.07.2020 г., маршруты вблизи лагеря

Утро солнечное, много солнца хорошо, но
в это утро его было до тошноты слишком
много.

До 14⁰⁰ решили сходить в маршруты: мы
с Артемом на Бол. Белоиркутскую наледь (4
пог. км), Александр с Егором — на Дом-2
снимать показания термохроннов (5 пог. км),
Влад — на хр. Обзорный (7-8 пог. км) в рай-
он пер. Среднего для общего обзора верхо-
вий Ср. Иркута на предмет наличия там
снежников и до обеда скорее всего не успе-
ет.

По пути на наледь сделали снимки конуса
выноса наледи Ночной, остатков льда руч.
Наледного и с фТ № 8 и 9 засняли остатки
Бол. Белоиркутской наледи, а также резуль-
таты деятельности селевого потока 2016 г.,
что сошел с правого склона Бел. Иркута вы-
ше наледи. В районе наледи на первой тер-
расе нарвали приличный пучок дикого зеле-
ного лука, чтобы в обед приготовить салат,
мелко порезав и намав его с маслом и солью.

В этом году довольно сухо, мелкие ручьи
совсем пересохли, нет грибов, ягода почти
вся, в том числе и жимолость, зеленая.

Вечером, до наступления навигационных
сумерек, все ждали из одиночного маршрута
Влада. Под дождем и при сильном ветре до
21³⁰ поддерживали костер. По утренней до-
говоренности Влад должен был «погулять»
по хребту Обзорному и прийти к 16–17 ча-
сам или раньше на лагерь.

В 21⁰⁰ из сгустившихся со всех сторон во-
круг нашего лагеря темных туч пошел хо-
роший дождь, перешедший через пол часа в
ливень с порывами сильного ветра, как в
прошлом году, когда у нас сорвало тент.

Влад явился в 21⁵⁰ весь до нитки мокрый.
Сильный дождь застал его у границы леса, и
он впопыхах пробежал по тропе сворот на
лагерь метров на 500 вниз по долине. Ока-
зывается, он в своем эгоистическом стиле
мышления, не заботясь о том, как там пере-
живают отвечающие за него старшие това-
рищи (А. Китов), увидев свой снежник № 1 в
верховьях Ср. Иркута, решил сбежать до него
сегодня, а не завтра, как было договорено. В
этот маршрут с ним завтра собирались пойти
и мы с Артемом для изучения наледей Ср.
Иркута.

Со слов нарушителя трудовой дисципли-
ны стало ясно. Что на такой безрассудный
поступок его сподвигло то, что с пер. Сред-
него ему оставалось якобы всего 1/3 прой-
денного пути от лагеря до перевала. Что бы-
ло, конечно, не так. С перевала до снежника
оставалось на 500 метров больше (3 км), чем
с лагеря до перевала (2.5 км), плюс спуск в
долину Ср. Иркута, подъем к снежнику на
хребет, спуск обратно в долину Ср. Иркута и
подъем к пер. Среднему и спуск к лагерю.
Проходить опять 2/3 (как ему казалось) пути
завтра ему не захотелось. А на нужды коллег
по работе, как подтвердили последующие
утренние события, ему нет дела.

Спуск с пер. Среднего к Ср. Иркуту по
мелкой сыпучке несложен, а вот обратный
подъем по ней не так уж прост. По этой при-
чине Влад обратно шел своим путем (не
предусмотренным нашей договоренностью),
на котором, если что случись с нашим «гу-
лякой, где хочу ходякой», мы бы, естествен-
но, его там искать не стали. Назад он шел по
хребту, с выходом на пер. Контрастов или
пер. Архаров. Это на 5 км длиннее, но проще
и легче, если не считать небольшого доволь-
но опасного скального участка хребтика, ко-
торый приходится низом.

Непогода в этом году развивалась до-
вольно интересно! С утра душно, до обеда
ясно, облачность 10–20 %, затем все небо за-
тягивает пеленой, сквозь которую солнце
пробивается в виде красного круга. К вечеру
пелена уходит и становятся видны черные
тучи, идущие с низовой Иркута и клубящие-
ся над главным хребтом. Нижние тучи ка-
жутся обычно страшнее, от них вверх по до-
лине как бы дует хороший ветер. Постепен-
но эти тучи начинают цепляться (туманом)

за вершушки гор (Катька Дура, пик Обзорный, горы Главного хребта). Как раз сегодня в это время на г. О2 сидел, ушедший в 18⁰⁰ звонить в Иркутск, Егор. Увидев вокруг себя туман, он сразу же прекратил связь с внешним миром и кинулся бежать вниз на лагерь. Это его и спасло от проливного дождя и шквального ветра, чего нельзя сказать было про Влада с его «благодатью» причиной — изучить свой снежник именно сегодня, а то неизвестно какая будет погода завтра.

29-30.07.2020 г., дождливые дни, внеплановый камеральный день и маршруты вблизи лагеря

Утром в 6³⁰ с верховий реки подул резкий ветер и над главным хребтом появился темный туман, похожий на дождевые тучи, но по своей сути ими не являющимися, но в итоге вынудившие нас опять провести два внеплановых камеральных дня.

31.07.2020 г., маршруты на ледник Радде и к долине Ср. Иркут

Сегодня Александр с Егором должны пойти на ледник Радде, а я с Артемом на Ср. Иркут через пер. Средний.

Цель маршрута (12 пог. км) гляциологов оконтурить с помощью спутникового навигационного прибора открытую часть ледника Радде (замерить площадь, периметр, длину и ширину). Мы же с Артемом решили не штурмовать хр. Обзорный через пер. Средний (2730 м), а сходить на Ср. Иркут по нашему пути 2010 года с Василием Ильинским.

В маршрут на Ср. Иркут вышли после 8-ми часового метеосрока по тропе левого борта Бел. Иркут, проходящей по третьей псевдотеррасе в обход хр. Обзорного через истоки руч. Эльфов, далее по плоскому заболоченному водоразделу рр. Бел. и Ср. Иркутов к верхней кромке обрыва правого борта Ср. Иркут, с которого осмотреть и сфотографировать пойму реки и обратно тем же путем (12.5 пог. км). На лагерь вернулись в 17¹⁰.

Погода сегодня была, как часто это бывает в горах, необычной. До обеда был туман, который клочьями-облаками перекрывал верхние части гор, летел полосами над поверхностью склонов долины, гор и над

нашими головами. Это в некоторых случаях усложняло условия съемки интересных ландшафтов и технических (научных) снимков (панорам, деталей строения долин и ледоледников), и в общем-то позволял скрывать ненужные детали и выделять нужные или характерные. С температурой тоже все было нормально, не жарко и не холодно, вернее то жарко (при подъеме в гору, в лесу), то холодно (на открытых пространствах, на хребтиках дул довольно сильный и прохладный ветер).

Выходить на тропу из поймы Бел. Иркут следует по расположенному выше по течению заросшему кустами краю конуса выноса наледи Ночной. Бел Иркут перешли с трудом, а на обратном пути — легко. Уровень воды за день в реке значительно снизился, а ручей Маринкин в районе лагере, как всегда, пересох. По периодически исчезающей в высокой траве тропе до болота с озерком надо стараться идти ближе к обрыву, где в районе болота с обрыва в столетнем кедровом лесу открывается великолепный вид на долины рр. Бел. Иркут и Мугувека. От этого болота путь следует держать вверх по склону, забирая чуть вправо по краю хорошего леса и не заходя в кусты. С середины подъема пойдет отличная поляна-луговина с хорошим диким луком, зарослями дягиля и другими характерными для заливных луговин растениями. Эту поляну мы назвали Луковой Поляной, т.к. на обратном пути нарвали на ней два хороших пучка зеленого дикого лука на ужин.

На таких или подобных полянах звери пасутся весной, т.к. она имеет южную экспозицию и в следствие этого быстро освобождается от снега и покрывается свежей весенней травой. Сейчас никаких следов их посещения этой поляны нет, т.к. на ней много комаров и мошек, зато многочисленны в этом году следы деятельности кабанов, наблюдаемые нами в этом маршруте почти по всей тропе.

Вытянутая вверх по склону поляна выведет вас выше границы леса на пологую тундровую часть водораздела с большим фотогеничным эрратическим валуном, который на обратном пути мы не замедлили сфотографировать со всех сторон, благо туман к тому времени рассеялся и установились хо-

рошие условия послеполуденного освещения.

От валуна далее шли по прямой строго на север по многочисленным луговинам, тундровым болотистым и мшистым, часто с холодными ручьями и каменными моренными россыпями, выровненным многосотметровым открытым пространствам и курумам. Сплошь и рядом отмечаются многочисленные нивальные образования, окна вытаивания, мерзлотные (морозобойные) кочки и каменные блюдца, солифлюкционные терраски и террасы.

Двигаясь на север, хотели выйти на обзорный обрыв правого склона Ср. Иркута, а попали к каменному туру, сложенному нами в 2009 году на пологом заболоченном спуске к реке напротив устья ручья, спускающегося по левому борту от оз. Красивого. На этом спуске обзорного вида долины, естественно, не оказалось. Пришлось идти вверх по пологому склону долины и искать место с хорошим обзором. Хороший, многокилометровый обзор поймы реки необходим нам для решения вопроса о наличии остатков наледей этого года. Обзорная точка вскоре была найдена на скалах напротив гранитной дайки левого скалистого борта, чуть ниже водопада, что напротив лагеря Среднеиркутского.

Кроме хорошего обзора поймы реки с этой точки наблюдения мы обнаружили на противоположном склоне на второй псевдотеррасе на поверхности моренного бугра п/л Снежного небольшое уютно расположенное озерко с коричневой водой, сразу же

получившего у нас название оз. Бурое. Возле этого озерка мы решили в следующем году поставить базовый лагерь для проведения исследований южного окончания Окинского плоскогорья, его гляциальных и ландшафтных деталей строения.

С обзорной точки и чуть далее по х. м. произвели фотографирование: долины и поймы р. Ср. Иркут, пересекающий ее верховья поперечный профиль трога ледника Окинского, являющегося самым древним ледником в исследуемом районе, снежника № 1 Белоусова, классические следы ветровой эрозии скальников и др.

Обратно в долину Бел. Иркута возвращались, идя на несколько сотен метров выше по склону, где поверхность была не столь заболочена. По х. м. отметили краевой или конечный уступ древней морены высотой более 5–7 м, налегающей на более древнюю морену Окинского ледника, поверхность которой более заболочена, более выровнена и с более мощным почвенно-моховым покровом. С Луковой Поляны сфотографировали: вид каньона Мугувека, долину руч. Горелова с небольшим снежником в верховьях по высоте и размерам не уступающему снежнику № 1 Белоусова, правый борт Бел. Иркута с зеленой своеобразной красивой и привлекающей взгляд всяческой открытой долиной. Эта форма рельефа может быть древней снежной нишей (Коваленко, Гергенов, 2019), недоразвившейся в ледниковый кар на высотном уровне п/л Водораздельного (рис. 4).



Рис. 4. Недоразвившаяся до кара снежная ниша на 6СВУК (2300 м), развитие которой могло быть прервано быстронаступившим термальным максимумом, ф. 20-4850.

Fig. 4. Undeveloped pre-Kara snow niche at 6SVUK (2300 m), whose development may have been interrupted by a rapid thermal maximum, ph. 20-4850.

Описание маршрута на Радде

С 5²⁵ до 5⁴⁰ подъем, далее до 6²⁰ костёр, завтрак (лапша Ролтон, чай), полчаса на сборы в маршрут и в 6⁵⁰ вышли по тропе вверх по долине Бел. Иркута к леднику Радде.

В 8⁰⁰ были в каре палеоледника Уютный, в 9⁴⁵ поднялись до высоты 2915 м и достигли нижней пологой части ледника, лишь немного перекрытого осыпной мореной. На подъёме зафиксировали отсутствие снежника в этом году.

В 9⁵⁰ по поверхностной морене и льду начали подъём по правому восточному краю открытой части. В 10⁵⁵ достигли верха (3116 м), а перевала 3154 м — в 11⁴⁵. В принципе сюда можно подняться и из кара ледника Бабочка.

Наиболее низкое место на подлёдном гребне-ригеле находится на высоте 2967 м и является своеобразным перевалом у оз. Ледяное с урезом воды 3074 м. Высота же основного ледяного гребня, возвышающегося над уровнем озера составляет 3083 м, что создаёт перепад высот равный $3083 - 3074 = 9$ м.

В лагерь Геологический вернулись прежним путем в 19³⁰.

1.08.2020 г., переход на лагерь Буговек-1

С утра пасмурно, изредка выглядывает солнышко, дует ветер и пытается разогнать тучи.

Сегодня совершили переход с лагеря Геологического на лагерь Буговек-1. Выходили по верхней тропе к Стрелке по водораздельному хребтику между рр. Бел. Иркут и Мугуек. В 12²⁰ были на Стрелке. Сменили термохрон и изучили почти стаявшие остатки Усть-Мугуевской наледи, перекрытые довольно мощным (более 1 м) наледным аллювием.

Четкого начала тропы от Стрелки до водораздела почти нет. Надо подниматься от слияния рек по трудно определяемой границе хорошо проходимого леса и полустепной (карагановой) растительности, не заходя ни в карагановые колючие заросли со стороны Мугуека (южный склон), ни в тальниково-ольховые кусты на склоне Бел. Иркута. Пер-

вые признаки тропы следует искать от самых высоких стоянок туристов на склоне Мугуека не далеко от устья, в мохово-кустарничково-лиственнично-кедровом лесу, в котором заготовителями дров натоптаны своеобразные зигзагообразные тропки, по которым легко подниматься вверх серпантинном или спускаться вниз с тяжелыми рюкзаками. Идя таким образом в довольно крутой подъем, вы вскоре выйдете на хорошую водораздельную тропку с прекрасным обзором, сбиться с которой до самого пер. Ровный довольно проблематично. Выйдете не на начало тропки, а где-то выше. Это необходимо учитывать при обратном ходе по этой тропке при спуске, когда хочется максимально легко пройти по хребтику вниз. Поддавшись такому искушению, вы неминуемо в конце тропки при спуске попадете в труднопроходимые кустарниковые заросли ольхи и, продравшись через них, окажитесь в 50–70 м от стрелки на правом берегу Бел. Иркута. Если же при спуске отклонитесь вправо на склон Мугуека, то попадете в объятия колючей караганы гривастой, что тоже не фонтан.

Мост вблизи устья руч. Ледяного, по которому мы пришли сюда, смыло. Пришлось искать брод или место для строительства нового моста. По ходу поисков обнаружили на противоположном берегу снесенный старый мост. Видимо вода была высокая, раз его снесло и выбросило на берег. Егор на наших глазах перепрыгнул на тот берег, а Влад нашел брод ниже по течению и тоже перебрался к нему. Они вдвоём подали жерди старого моста на наш берег, и таким образом мы восстановили мост.

На лагерь Буговек-1 добрались в 18⁰⁰.

2.08.2020 г., маршрут на Бол. Буговекскую наледь

После завтрака ходили вверх по Бел. Иркуту и зафиксировали самую крайнюю весеннюю стоянку туристов по правому берегу на первой боровой террасе почти напротив устья Ср. Иркута.

После обеда с 16⁰⁰ до 18³⁰ Сергей с Александром сходили на Бол. Буговекскую наледь. Большую часть пути проделали по тропе, идущей залесенной высокой поймен-

ной частью долины, являющейся результатом деятельности наледей, по сути наледными террасами. В течение всего маршрута нас каждые пол часа мочил мелкий дождик. Приходилось прятать фотоаппарат в полиэтиленовый пакет и надевать аноракки или даже полиэтиленовые накидки. Но работу выполнили успешно.

Ситуация с наледными образованиями этого года по Буговеку совпадает с характеристиками по рр. Мугувеку и Бел. Иркуту. В связи с отсутствием льда в верхней части Бол. Буговекской наледи представилось возможным изучить сформированные в этом году свежие наледные отложения (рис. 5), которые наблюдаются с самого верхнего ее начала в виде неокатанных рыхлых песчано-щебнисто-гравийных пород, сплошным ковром толщиной 0.1–0.3 м, местами до 1.0 м, лежащих на отложениях прошлых лет. По краям поймы течет современный водный по-

ток, а в середине формируется наледный остров из многолетних наледных отложений мощностью до 1.5–2.0 м. Площадные наледные отложения занимают всю видимую часть поймы — наклонную наледную поляну длиной 320–330 м. Начиная с 230 м от верхнего начала поляны наледные отложения начинают размываться многочисленными промоинами, образовавшимися от потоков талой воды от снега и льда верхней части наледи. После наледной поляны, пойма и соответственно наледь становятся узкими, уклон реки увеличивается и результаты наледных процессов представлены только промоинами и редкими мелкими островками и пятнами-бугорками наледного аллювия. Отложения этого интервала в основном крупноглыбовые, формирующие ступенчатый (порожистый) продольный профиль реки. Высота уступов 2-3 иногда более метров.

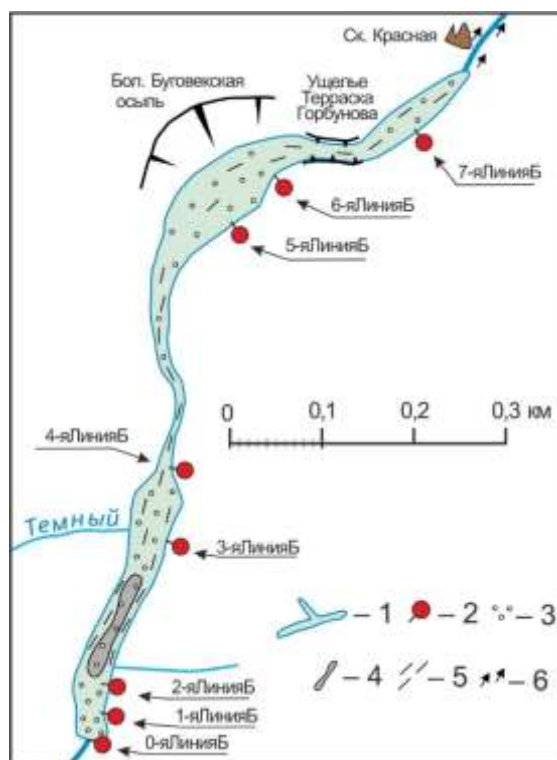


Рис. 5. Характер наледных отложений Бол. Буговекской наледи в 2020 году.

1 – контур наледи; 2 – линии режимных наблюдений; 3 – наледный аллювий не переносимый или настилаемый (констративный) 4 – наледный остров, сложенный констративным наледным аллювием; 5 – промоины с выстилаемым наледным аллювием (инстративным); 6 – посленаледный аллювий, перестилаемый (перстративный).

Fig. 5. Nature of aufeis deposits of the Bol. Bugovek aufeis in 2020.

1 – contour of the aufeis; 2 – lines of regime observations; 3 – aufeis alluvium not transferable or covered (contra) 4 – aufeis island composed by contra alluvium; 5 – scour with lined aufeis alluvium (instrate); 6 – post-aufeis alluvium, covered (perstrate).

После очередного расширения поймы напротив Бол. Буговекской осыпи левого борта, характер наледных процессов вновь становится схожим с верхней частью Бол. Буговекской наледи, но в количественном отношении эрозионные (размывы и промоины) и аккумулятивные процессы развиты в равных пропорциях.

Интервал перед ущельем Полочка Горбунова за 100–120 м в этом году характеризуется площадным смывом даже многолетнего уже заросшего кустами наледного аллювия. Талые наледные потоки хорошо отмыли горизонтальные обнажения, наблюдаемые с правого берега поймы почти до самого входа в ущелье. Да и в ущелье чувствуется хорошая работа потока талых вод. Оно стало глубже, а Полочка Горбунова — выше.

Следующий интервал от ущелья до конца распространения льда наледи характеризуется своеобразным выравниванием ранее отложившегося аллювия с большими глыбами перлювия в следствие аккумуляционного заполнения промежутков между ними более мелкозернистым наледным и переотложенным русловым аллювием.

На интервале, где ни в каждый год наблюдается наледный лёд, наблюдается перенесенный талыми водами наледный переотложенный аллювий небольшой мощности и трудно отличимый от речного.

Далее вниз по долине в пойме реки больших изменений не наблюдается. Заметные наледные процессы этого года устанавливаются уже только в районе автомобильного моста. В количественном площадном отношении здесь преобладают промоины, чего и следовало ожидать, т. к. большая часть аллювия вблизи моста была насыпана ремонтниками моста при помощи бульдозеров, чего категорически не следовало делать. Этот антропогенный аллювий при катастрофическом паводке значительно увеличит массу переносимого рекой (или селевым потоком) материала, а, следовательно, и его разрушительную мощь.

В нижнем течении Буговека по сухим протокам высокой поймы левого берега и даже на наледных террасах и островах местами наблюдается маломощный (0.2–0.5 м) наледный аллювий. Это говорит о том, что наледи в этом году по Буговеку в этой части

долины имели довольно широкое площадное распространение и заливали все прибрежные кусты, протоки и наледные террасы. Впрочем, такой аллювий вероятно отлагается при высоких уровнях наледей всегда и может со временем создавать отложения значительной мощности на больших площадях.

Выводы по маршруту

Характер наледных пойменных отложений по Буговеку (боковых грунтовых наледей, в связи со слабой разработанностью или юным характером долины, нет) как и по другим рекам района, указывает на бурный паводок талых наледных вод этого года.

3.08.2020 г., выезд в Иркутск

Встали дружно в 7–7³⁰, собрались и вышли к кафе в 9⁰⁵. В 10¹⁰, перекусив в кафе двумя порциями блинчиков, мы отъехали от кафе и в 16⁰⁰ были дома.

Погода всю дорогу была пасмурной, на перевале от Култука до Иркутска попали под хороший ливень. В Иркутске было пасмурно, но сухо. 19-я летняя экспедиция на Мунку-Сардык успешно завершилась.

Результаты экспедиции

1. Фото-киноматериалы. 1) С. Коваленко отснято 622 фото-кинокадров: из них разрешением 6016x4016 — 517 шт., из которых 236 шт. бытовых и отбракованных; 2) А. Китовым отснято 605 фото-кинокадров: их них разрешением 3000x4000 — 532 шт. и 1929x1080 — 6 шт., 3) В. Белоусовым отснято 399 фотокадров разрешением 5184x2912.

2. Взято 75 метеорологических сроков.

3. Из-за бурного весенне-летнего таяния наледей и снежников по рр. Бел. и Ср. Иркуты, Мугувек и Буговек ниже наледей произошли паводки, вызванные наледными талыми водами. Выше наледной зоны (распространения высокогорных наледей) никаких признаков паводка не отмечается. Особенно характерные и яркие признаки этого паводка отмечаются в районе Усть-Мугувекской наледи, наледи руч. Ледяного. Так в результате переотложения большого количества наледного аллювия в районе Стрелки и нового устья Мугувека, устье последнего опять переместилось по сравнению с прошлым годом на 100 м ниже по течению Бел. Иркуты и

находится теперь напротив сухого устья руч. Эльфов.

4. Почти все наледи стаяли, кроме Бол. Белоиркутской и в устье ручьев Ледяного и Наледного.

5. Сняли показания минимального термометра Перетолчина (-33.3 °С за зиму 2019–2020 гг.).

6. Пройдено 37 пог. км маршрутов С. Коваленко и 47 пог. км А. Китовым, Е. Ивановым и Вл. Белоусовым. Средняя скорость переходов с рюкзаками составила 1.4 км/час, без рюкзаков — 2 км/час.

7. В курумнике в районе лагеря Дом-2, где жили почти одомашненные нами пищухи, не осталось ни одной. Видимо молодые, остававшиеся живыми летом 2019 г., не знали как заготовить траву на зиму и тоже погибли.

Благодарности

Исследование выполнено за счёт средств государственного задания (№ госрегистрации темы: АААА-А21-121012190056-4); при поддержке РФФИ, гранта № 20-05-00253А «Трансформация геосистем Байкальской природной территории».

Литература

17-я летняя экспедиция 22–31.07.2019 г. [Электронный ресурс] // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <http://munku-sardyk.ru/summer-expedition2019/> (дата обращения 20.05.2023)

18-я летняя экспедиция 25–28.06.2020 г. [Электронный ресурс] // Munku-Sardyk.ru : сайт : URL: <http://munku-sardyk.ru/summer2020jul> (дата обращения 20.05.2023).

19-я летняя экспедиция 23.07– 3.05.2020 г. [Электронный ресурс] // MunkuSardyk.ru : сайт : URL: <http://munku-sardyk.ru/summer2020jun> (дата обращения 20.05.2023).

Коваленко Сергей Николаевич,

кандидат геолого-минералогических наук, 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет, доцент кафедры динамической геологии,

Китов А.Д. Первая 2020 года экспедиция на Мунку-Сардык и сравнительные особенности прохождения маршрута [Электронный ресурс] / А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, В.Н. Ноговицин // Геология и окружающая среда.– 2022.– Т. 2, № 2.– С. 174–181. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.174

Коваленко С.Н. Опыт выделения современных и древних снежников горного массива Мунку-Сардык [Электронный ресурс] / С.Н. Коваленко, И.И. Гергенов // Геология и окружающая среда.– 2022.– Т. 2, № 3.– С. 133–148. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.133

References

17th summer expedition 22–31.07.2019 [Electronic resource] // Munku-Sardyk.ru : website : URL: <http://munku-sardyk.ru/summer-expedition2019/> (date of address 20.05.2023)

18th summer expedition 25–28.06.2020 [Electronic resource] // Munku-Sardyk.ru : website : URL : <http://munku-sardyk.ru/summer2020jul> (date of address 20.05.2023).

19th Summer Expedition 23.07–3.05.2020 [Electronic resource] // MunkuSardyk.ru : website : URL : <http://munku-sardyk.ru/summer2020jun> (date of address 20.05.2023).

Kitov A.D. The first 2020 expedition to Munku-Sardyk and comparative features of the route passage [Electronic resource] / A.D. Kitov, E.N. Ivanov, V.N. Nogovitsin // Geology and Environment.– 2022.– Vol. 2, No. 2.– P. 174-181. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.174

Kovalenko, S.N. Experience in the identification of modern and ancient snowfields of the Munku-Sardyk mountain massif [Electronic resource] / S.N. Kovalenko, I.I. Gergenov // Geology and Environment.– 2022.– Vol. 2, No. 3.– P. 133–148. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.133

тел.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Kovalenko Sergey Nikolaevich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Department of Dynamic Geology,

tel.: (3952)20-16-39,

email: igpug@mail.ru.

Kitov 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.

Kitov Aleksandr Danilovich,

Candidate of Technical Sciences,

664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,

Sochava Institute of Geography, CO RAS,

Senior Research Fellow,

tel.: (3952) 42-74-72,

email: kitov@irigs.irk.ru.

Ivanov Egor Nikolaevich,

кандидат географических наук,

664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1,

Институт географии им. В.Б Сочавы, СО РАН,

научный сотрудник,

тел.: 89021734413,

email: egoryo@bk.ru.

Ivanov Egor Nikolaevich,

Candidate of Geographical Sciences,

664033 Irkutsk, Ulaanbaatarskaya str., 1,

Sochava Institute of Geography, CO RAS,

Research Fellow,

tel.: 89021734413,

email: egoryo@bk.ru.

КОНФЕРЕНЦИИ

УДК 550.34.032

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.2.178>

Научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле, посвященная 105-летию ИГУ

Ю.С. Андреева¹, С.В. Снопков^{1,2}

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. 27 октября 2023 года Иркутский государственный университет отмечает свой очередной юбилей – 105 лет со дня основания. К этому событию в университете приурочено много мероприятий, к числу которых относится и традиционная научная конференция студентов и молодых ученых геологического факультета.

Ключевые слова: конференция, исследования, науки о Земле, геологический факультет.

Scientific Conference of Students and Young Scientists on Earth Sciences, Dedicated to the 105th Anniversary of ISU

Yu.S. Andreeva¹, S.V. Snopkov^{1,2}

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University, Leading Researcher, Irkutsk, Russia

Abstract. On October 27, 2023, Irkutsk State University celebrates its next anniversary – 105 years since its foundation. Many events are timed to coincide with this event at the university, including the traditional scientific conference of students and young scientists of the Faculty of Geology.

Keywords: conference, research, Earth Sciences, Faculty of Geology.

Целью научной конференции является развитие интереса к научной деятельности студентов и молодых ученых в области наук о Земле, формирование критического мышления и аналитических способностей обучающихся. Одним из важных элементов конференции для молодого ученого является приобретение опыта публичного представления результатов собственного исследования, умение удерживать интерес аудитории к своему выступлению, а также аргументировать выводы и отстаивать авторскую позицию в ходе ответов на вопросы и дискуссий.

Ежегодная научная конференция студентов и молодых ученых по наукам о Земле, посвященная 105-летию ИГУ проходила 4 апреля 2023 г. в стенах геологического фа-

культета. Организацией и проведением конференции занималась заместитель декана по научно-исследовательской работе студентов геологического факультета, старший преподаватель кафедры геологии нефти и газа Юлия Сергеевна Андреева, председатель первичной профсоюзной организации студентов геологического факультета Даниил Владимирович Савенко. Работе конференции предшествовал большой подготовительный этап, включающий в себя организацию информационного и технического сопровождения мероприятия, составление программы научной конференции, формирование конкурсного жюри и критериев оценки докладов, организацию культурной части программы конференции, приуроченной ко дню геолога.

На конференции было представлено 18 докладов, затрагивающих различные проблемы научной и прикладной геологии и междисциплинарных направлений. Общее

количество участников превысило 70 человек, среди которых два зарубежных аспиранта геологического факультета (рис. 1).



Рис. 1. Общее фото участников научной конференции студентов геологического факультета Иркутского государственного университета.

Fig 1. General photo of the participants of the scientific conference of students of the Geological Faculty of Irkutsk State University.

Конференция началась с приветственного слова декана геологического факультета – Приминой Светланы Павловны, в котором она пожелала докладчикам ярких выступлений и бурных дискуссий.

Пленарный доклад «Прогноз землетрясений: желаемое и действительное» сделал старший преподаватель кафедры географии, картографии и геосистемных технологий Лопатин Максим Николаевич.

Живой интерес вызвал доклад аспиранта первого курса Соковикова Василия, в котором он представил новейшие технологии по добыче газа, применяемые в настоящее время на Ковыктинском газоконденсатном месторождении.

Результаты исследований минералоготехнологических свойств медистых песчанников Забайкальского края, выполненных в рамках реализации проекта молодых ученых ИГУ представила преподаватель кафедры полезных ископаемых Анастасия Комарова.

Студентка 3 курса Мария Сукнёва сделала доклад, посвященный морфологическим типам скелетных кристаллов хромдиоксида-

вого состава, подготовленный на основе экспериментальных исследований.

Магистрант Сибирской школы геонаук ИРНИТУ Вероника Гавриленко сделала яркое сообщение о петрохимическом составе пород Большитагнинского массива, с которым связано ниобиевое и редкоземельное оруденение.

Неподдельный интерес вызвал доклад студента 4 курса Егора Гладкочуба, посвященный U-Pb датированию мегакристаллов цирконов из пород трубок взрыва Енисейского кряжа методом LA-IPС-MS, а об определении подлинности изделий из бирюзы неразрушающим методом рентгенофлуоресцентного анализа рассказал студент 3 курса Иван Власюк.

Опыту применения в России новейшей технологии фишбон, используемой при разработке месторождений углеводородов был посвящен доклад студента 4 курса Анатолия Куроленко.

Об истории музея минералов Жигалова (г. Слюдянка) и перспективах его развития доложила студентка 1 курса Ева Трубачева,

являющаяся продолжателем благородного дела своего дедушки – основателя музея В.А. Жигалова.

Вопросам, касающихся анализа нефтегазоносности, разработки и оптимизации процесса добычи углеводородов месторождений Сибирской платформы были посвящены доклады студентов и аспирантов геологического факультета Анастасии Ереминой, Дмитрия Подольяко и Дениса Мамакова.

Аспирант ИГУ Н’Дени Кивили Доминик из Республики Кот-Д’Ивуар выступил с докладом, отражающим анализ нефтегазоносности базальных терригенных толщ на территории Ангаро-Ленской ступени.

Важные практические результаты, посвященные морфологии самородного золота техногенных отвалов месторождения Юрское (Якутия) и его элементному составу представила студентка 4 курса Савельева Злата.

Студент первого курса Хусаев Эрдэм провел исследование обнаруженных в Восточном Саяне образцов нефритовых пород с применением оборудования лаборатории экспериментальной геологии.

Обзор современных классификации метеоритов и положения в ней метеорита Мораско выполнил студент 2 курса Виктор Амосов, а студентка 1 курса Ксения Подойницына сделала сообщение об экологиче-

ских проблемах города Балея, уроженкой которого она является.

По результатам конференции преподаватели геологического факультета отметили высокий уровень докладов, выделили большую роль самостоятельных исследований в представленных материалах и дали рекомендации об опубликовании тезисов отдельных докладов в 26 выпуске Вестника Иркутского государственного университета, который с 2022 года в полнотекстовом формате размещен в научной электронной библиотеке eLibrary и индексируется РИНЦ. Работу по научной редакции тезисов докладов выполнил доцент кафедры геологии нефти и газа, помощник декана по научно-исследовательской работе Сергей Викторович Снопков. Каждому докладчику был вручен сертификат участника конференции. Лучшие доклады были выбраны конкурсным жюри геологического факультета и отмечены дипломами 1, 2 и 3 степени, а также ценными призами от главного спонсора конференции ООО «Иркутской нефтяной компании».

Третье почётное место занял студент 3 курса Власюк Иван Андреевич с докладом «Определение подлинности изделий из бирюзы неразрушающим методом с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра». Второе почётное место заняла студентка 3 курса Сукнёва Мария Олеговна с докладом «Морфологические типы скелетных кристаллов хромдиопсидового состава». И абсолютным лидером по итогам голосования стал доклад «Экологические проблемы Балеянского района» студентки первого курса Подойницыной Ксении Васильевны, получившей диплом первой степени (рис. 2).

Благодарности

Организационный комитет конференции и администрация геологического факультета, в лице декана Светланы Павловны Примминой, выражает благодарность и признательность «Иркутской нефтяной компании» за материально-техническую поддержку и оказанное содействие в организационных вопросах для проведения конференции. Оргкомитет конференции благодарит директора геологического музея старшего преподава-

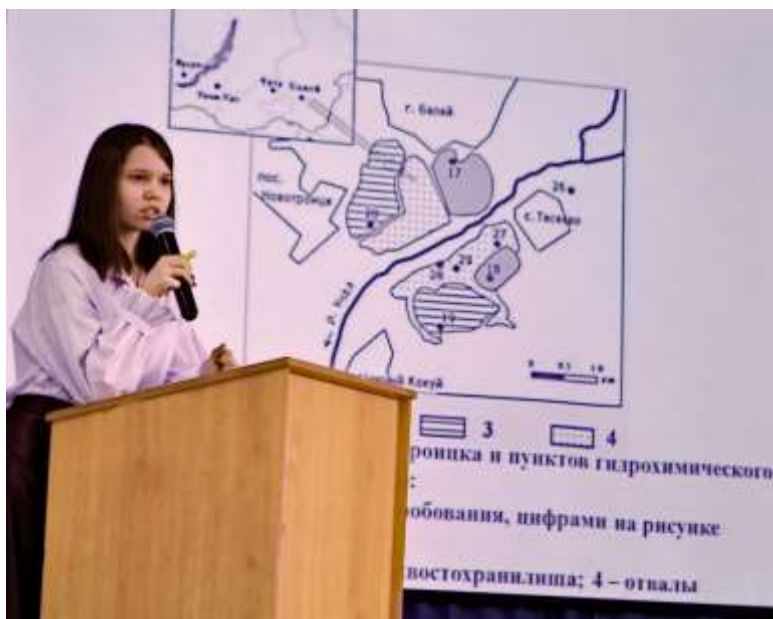


Рис. 2. Выступление Подойницыной Ксении, получившей диплом первой степени.

Fig. 2. Speech by Podoinitsyna Ksenia, who received a first degree diploma.

теля кафедры динамической геологии Светлану Владимировну Липкину, Татьяну Анатольевну Ромащенко за предоставление площадки для проведения конференции и техническую поддержку, а также Первич-

ную профсоюзную организацию студентов ИГУ за материально-техническую поддержку конференции.

Андреева Юлия Сергеевна,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, кафедра геологии нефти и газа,

старший преподаватель,

тел. 89086534398,

электронная почта: afanasevaus@mail.ru.

Andreeva Yuliya Sergeevna,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Department of Oil and Gas Geology Irkutsk State University,

Senior Lecturer,

tel. 89086534398,

email: afanasevaus@mail.ru.

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент,

664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,

Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет,

ведущий научный сотрудник,

электронная почта: snopkov_serg@mail.ru.

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor,

664074, Irkutsk, Kurchatov str., 3,

Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,

Leading Researcher,

email: snopkov_serg@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 электронный адреса редакции или ответственного секретаря: kaf-dinamgeol@mail.ru или igrug@mail.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 косо́го креста. Перенос на знаке деления не допускается. Математический знак, на котором разрывается 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: «Введение», «Исходные данные», «Методы исследования», «Результаты исследования», «Обсуждение результатов», «Выводы», «Заключение»; 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